Geo-Temas

Sociedad Geológica de España

Volumen 16 (1)

IX Congreso Geológico de España

Universidad de Huelva

Instituto Geológico y Minero de España

IX CONGRESO GEOLÓGICO DE ESPAÑA
HUELVA
12-14 Septiembre 2016

Geo-Temas

Revista no periódica editada por la Sociedad Geológica de España

http://www.sociedadgeologica.es

ISSN: 1576-5172
Depósito legal: S.398-2012

Geo-Temas es una publicación de carácter no periódico en la que se recogen los resúmenes extensos de las comunicaciones presentadas en los Congresos Geológicos que celebra cuatrienalmente la Sociedad Geológica de España, así como en otros congresos, jornadas y simposios de carácter científico y organizadas por las comisiones de la SGE u otras asociaciones mediante convenios específicos. Los organizadores de cada reunión son los responsables de la obtención de los fondos necesarios para cubrir en su totalidad los gastos de edición y difusión del correspondiente número de Geo-Temas. Al no constituir una publicación de carácter periódico, Geo-Temas es distribuida exclusivamente a los inscritos en los actos a los cuales va dirigida la edición, reservándose un cierto número de ejemplares para la distribución por parte de la SGE.
La SGE no se hace responsable de las opiniones vertidas por los autores de los artículos, siendo por tanto éstas responsabilidad exclusiva de los respectivos autores.
La propiedad intelectual queda a plena disposición del autor de acuerdo con las leyes vigentes. queda prohibida la reproducción total o parcial de textos e ilustraciones de esta revista con fines comerciales sin autorización escrita de la SGE o de los autores. Se permite sin necesidad de autorización la generación de separatas para uso de los autores y la reproducción con fines docentes.

EDITOR PRINCIPAL

Juan Antonio Morales González
Departamento de Geología, Universidad de Huelva, 21007 Huelva (España)
Tel: +34 959 219 815; e-mail: jmorales@uhu.es

EDITORES ADJUNTOS

Luis M. Nieto Albert
Facultad de Ciencias Experimentales
Universidad de Jaen
Campus Universitario "Las Lagunillas"
23071 JAEN
lmnieto@ujaen.es

Carlos L. Liesa Carrera
Dpto. Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias
Universidad de Zaragoza
50009 ZARAGOZA
carluis@unizar.es

Ignacio Arenillas Sierra
Dpto. Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias
Universidad de Zaragoza
50009 ZARAGOZA
carluis@unizar.es

COMITÉ CIENTÍFICO

Pedro Alfaro (U. Alicante)
Bartolomé Andreo (U. Málaga)
Ricardo Arenas (U. C. Madrid)
Puy Ayarza (U. Salamanca)
José Miguel Azañón (U. Granada)
Beatriz Bádenas (U. Zaragoza)
Fernando Bea (U. Granada)
Elisabet Beamud (U. Barcelona-CSIC)
José Borrego (U. Huelva)
Amelia Calonge (U. Alcalá)
Mª. Luisa Calvache (U. Granada)
Ramón Carbonell (CSIC)
Rosa Mª. Carrasco (U. Castilla la Mancha)
Antonio Casas (U. Zaragoza)
Antonio Castro (U. Huelva)
José Mª Cebriá (CSIC)
Juan Carlos Cerón (U. Huelva)
Ferrán Colombo Piñol (U. Barcelona)
Ana Crespo (U. Granada)
Manuel Díaz Azpiroz (U. P. de Olavide)
Jesús Díaz Curiel (U. P. Madrid)
Fernando Díaz del Olmo (U. Sevilla)
Enrique Díaz Martínez (IGME)
Rubén Díez Fernández (U. Salamanca)
Carlota Escutia (U.Granada-IACT-CSIC)
Carlos Fernández (U. Huelva)
Francisco J. Fernández Rguez. (U. Oviedo)
Germán Flor Blanco (U. Oviedo)
Encarnación García Navarro (U. Huelva)
Joaquín García-Sansegundo (U. Oviedo)
Jacinta García Talegón (U. Salamanca)
Juan Gómez-Barreiro (U. Salamanca)
José Luís González (Dpto. Seg. Nacional)
José Antonio Grande Gil (U. Huelva)
Albert Griera (U. A. Barcelona)
Nemesio Heredia Carballo (IGME)
Nadia Herrero (Generalitat de Cataluña)
Pedro Huerta (U. Salamanca)
María José Huertas (U. C. Madrid)
María José Jurado (ICTJA-CSIC)
Emilia H. Lopera Pareja (CIEMAT-CSIC)
Sergio Llana Fúnez (U. Oviedo)
Domingo Martín Sánchez (U. P. Madrid)
Jesús Martínez Frías (U. C. Madrid -CSIC)
Rosa Mª. Mateos (IGME)
José Jesús Martínez Díaz (U. C. Madrid)
Eduardo Mayoral Alfaro (U. Huelva)
Pilar G. Montero (U. Granada)
Juan A. Morales González (U. Huelva)
Belén Oliva (U. A. Madrid)
Alberto Pérez López (U. Granada)
Rafael Pérez López (U. Huelva)
Isabel Rábano (IGME)
Antonio Rodríguez Ramírez (U. Huelva)
Francisco Rodríguez Tovar (U. Granada)
Joaquín Rodríguez Vidal (U. Huelva)
Gabriel Ruiz de Almodóvar
Pere Santanach (U. Barcelona)
María Santisteban Fernández (U. Huelva)
Esther Sanz (U. C. Madrid)
Rosa Tejero (U. C. Madrid -IGEO, CSIC)
Teresa Valente (U. do Minho)
Blas Valero (IPE-CSIC)
Juan Carlos Vera Rodríguez (U. Huelva)
Fermín Villarroya Gil (U. C. Madrid)
Carlos Villaseca González (U. C. Madrid

SEDE EDITORIAL

Sociedad Geológica de España:
Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced, s/n. 37008 Salamanca, España.
http://www.sociedadgeologica.es

Imagen de portada: Acantilados de Playa de Castilla, Costa oriental de Huelva.
Fotografía de Francisco M. Alonso Cháves.

Producción:

Geo-Temas

Sociedad Geológica de España

IX Congreso Geológico de España
Huelva, Septiembre 2016

Editores:
Juan A. Morales González
Berta M. Carro Flores
Aguasanta Miguel Sarmiento
Manuel A. Camacho Cerro

Vol. 16 (2016)

Geo-Temas

Vol. 16 (1). (2016)

IX CONGRESO GEOLÓGICO DE ESPAÑA. SESIONES TEMÁTICAS

ÍNDICE

Geología Estructural y Geotectónica

Complex fold patterns developed by progressive non-coaxial deformation. 1

J. Carreras y E. Druguet

Large-scale, post 9Ma block rotations and westward extrusion of the Gibraltar Arc system: a Tortonian reconstruction. 5

A. Crespo-Blanc, M. Comas and J.C. Balanyá

Kinematic model of triclinic transtension zones: The case of the Boa Fé shear zone (Ossa-Morena Zone, Iberian Variscan Massif). 9

C. Fernández, M.Díaz-Azpiroz, M. F. Pereira, M. Chichorro and D. Czeck

Geometry of a fold-and-thrust belt controlled by multiple décollements: The structure of the central Kuqa Basin (NW China). 13

E. Izquierdo-Llavall, E. Roca, O. Pla, Y. Neng, J.A. Muñoz, M.G. Rowan and S. Huang

An analogue modeling approach of progressive arcs: preliminary results. 17

A. Jiménez-Bonilla, A. Crespo, I. Expósito, J.C. Balanyá and M. Díaz-Azpiroz

Comparison between detrital zircon populations from the Ordovician rocks of the Pyrenees and from other Perigondwanan terrains and its paleogeographic implications. 21

A. Margalef, J.M. Casas, P. Castiñeiras, M. Navidad and M. Liesa

Detrital zircon populations in the lower formations of the South Portuguese Zone (SW Iberia, Variscan Orogen). 25

I. Pérez-Cáceres, D. Martínez Poyato, J. F. Simancas and A. Azor

Geochemical evolution of magmatic foliations in Blond granitic stock (northwestern French Massif Central). 29

M. Soufi and T. Remmal

Age of extensional detachments in the northwestern Gibraltar Arc system through onshore-offshore correlations. 33

E. Suades, A. Crespo-Blanc and M.C. Comas

Papel de las fallas extensivas de piel gruesa pre-existentes en la deformación de piel fina afectando a un margen pasivo invertido con tectónica salina (Prebético oriental). 37

F. O. Escosa, E. Roca y O. Ferrer

Localización de la deformación en la zona de falla de Valdoviño (NO Macizo Ibérico) asistida por fluidos carbonatados ricos en Fe y el crecimiento de filosilicatos. 41

F.J. Fernández y S. Llana-Fúnez

Caracterización de la transición estructural entre unidades metamórficas y no metamórficas en el Paleozoico del Noroeste de Andorra, parte central de la Zona Axial pirenaica. 45

P. Clariana y J. García-Sansegundo

El pliegue de Llumeres: aplicación de los drones para el estudio geológico estructural 3D. 49

J. Fernández-Lozano y G. Gutiérrez-Alonso

Influencia de volcanes o altos submarinos en la deformación supra-sal en márgenes pasivos con tectónica gravitacional: Resultados experimentales y aplicación al Mediterráneo Occidental. 53

O. Ferrer, O. Gratacós, E. Roca y J.A. Muñoz

Modelizando el control de las evaporitas y la geometría de falla en desarrollo de cuencas sinclinales y en su posterior inversión: Aplicación a cuencas ibéricas 57

O. Ferrer, O., K. McClay, N.C. Sellier, M. Roma, E. Roca y J.A. Muñoz

Corte geológico compensado del sur de Andorra: aportaciones a la estructura varisca del Pirineo central. 61

A. Margalef y J.M. Casas

Influencia de los niveles evaporíticos sin-orogénicos en la geometría del frente surpirenaico central: Anticlinales de Sanaüja y de La Sentiu – Almenara. 65

O. Pla, O. Ferrer, O. Gratacós, J. A. Muñoz y E. Roca

Caracterización espacial de la deformación frágil en las islas de Tenerife y Lanzarote (Islas Canarias, España). 69

M.A., Rodríguez-Pascua, N., Sánchez, R., Pérez López, M,A., Perucha, I., Galindo y C., Romero

Formación e inversión de cuencas sinclinales con sal pre-cinemática. Resultados experimentales aplicados a la Cuenca de las Columbrets (Mediterráneo Occidental). 73

M. Roma, E. Roca, O. Ferrer, O. Pla y M. Butillé

Nuevas aportaciones sobre la estructura de la terminación occidental del anticlinal de Barbastro-Balaguer. 77

P. Santolaria, R. Soto, A.M. Casas, A. Luzón y E. Pueyo

WSW-ENE extension in Mallorca, key for integrating the Balearic Promontory in the Miocene tectonic evolution of the western Mediterranean. 81

G. Booth-Rea, J.M. Azañón, F.J. Roldán, L. Moragues, V. Pérez-Peña and RM. Mateos

The Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo Shear Zone tectonostratigraphy in Tomar-Abrantes sector (Portugal). 85

N. Moreira, J. Romão, J. Pedro, R. Dias and A. Ribeiro

Structural controls on the development of the drainage system in the Triassic gypsum-rich formations of the western Subbetics (El Pontón stream, Badolatosa, Sevilla). 89

R. García, A. Jiménez-Bonilla, M. Díaz-Azpiroz, M. Rodríguez-Rodríguez and F. Pérez Valera

Deformación reciente y control tectónico del relieve de la Cuenca del Guadalquivir entre las Béticas Centrales y Occidentales. 93

I. Expósito, A. Jiménez-Bonilla, F. Moral y J.C. Balanyá

Caracterización de la actividad sísmica en el sector meridional de la Falla Ventaniella. 97

C. López- Fernández, J. Olona, J. A. Pulgar, G. Fernández-Viejo, y S. Llana-Fúnez

Modelo geológico 3D de la estructura de almacenamiento de CO2 de Caspe (Zaragoza, España). 101

J.F. Mediato, J. Garcia-Crespo, C. Ayala, E. Izquierdo y J.L. Lobón

Variaciones laterales de la estructura del anticlinal de Barbastro-Balaguer. 105

P. Santolaria, O. Pla, R. Soto, A.M. Casas, O. Gratacós, E. Roca, O. Ferrer, J.A. Muñoz y E. Pueyo

Superposición de pliegues hercínicos y alpinos en el Paleozoico del Priorat Central. 109

S. Valenzuela, G. Alías y J. Mª. Casas

Microtectonic analysis of the copper-bearing deposits of Bou Skour mining district at Saghro inlier (Anti-Atlas, Morocco). 113

H. El Ouardi, B. Karaoui, A. Mahmoudi, M. El Azmi and M. Zouhair

Folding and fracturing relationships from allochthonous Devonian-Carboniferous formations (Eastern part of the Central Massif, Morocco). 117

I.Bouabadi, H. El Ouardi, E.H. Habibou, N. Bouya, M. Habibi and E. Mercier

Geología Sedimentaria

Registro de una transgresión marina en torno al tránsito Jurásico-Cretácico al oeste de la sub-cuenca de Penyagolosa (Teruel) 121

S. Campos-Soto, E. Caus, I.I. Bucur, M.I. Benito, P. Suarez-Gonzalez, I.E. Quijada, L. Fernández y R. Mas

Caracterización de los filosilicatos de la sucesión hemipelágica de la Serra dels Almaens (Albiense superior, Prebético de Alicante). 125

F. Coruña, C. de Santiago-Buey, S. López-Andrés y J. Martín-Chivelet

¿Bioturbación helicoidal o estructura mecánica? Génesis de unas estructuras enigmáticas en sondeos del Mioceno de Lepe (Huelva). 129

J. Dorador y F. J. Rodríguez-Tovar

Mapa de asociaciones de facies neógenas del sector norte de la Cuenca de Teruel 133

L. Ezquerro, M. A. Luzón, C. L. Liesa y J. L. Simón

Caracterización de los sedimentos del embalse de Castilseras en el entorno minero de Almadén. 137

N. Fernández-Naranjo, M.L. García-Lorenzo, P. Higueras-Higueras, J.M. Esbrí-Victor, E.García-Ordiales y S. Covelli

Modelación numérica de sedimentación subacuática sintectónica: efecto de la presencia de fallas normales y zonas de relevo en la distribución de sedimento. 141

O. Gratacós, A. Carmona, R. Clavera-Gispert, J.A. Muñoz, y S. Hardy

Cronoestratigrafía del Ordovícico ibérico 145

J.C. Gutiérrez-Marco, A.A. Sá, E. Villas, E. Bernárdez, J. Colmenar, S. Zamora, I. Rábano, S. Lorenzo, G.N. Sarmiento, D.C. García-Bellido1, J.M. Piçarra, S. Pereira y A. Jiménez-Sánchez

Condiciones de formación de niveles guía sedimentarios del Plioceno en la costa NE de Gran Canaria, España. 149

A. Lomoschitz, J.F. Betancor y J. Meco

Procesos de diagénesis temprana en el NW de la estructura pockmark "Gran Burato" en la Zona de Transición del Margen Continental de Galicia. 153

A. E López Pérez, B. Rubio y D. Rey

El registro estratigráfico del Messiniense terminal y el Plioceno en la isla de Mallorca. Relaciones con la Crisis de Salinidad del Mediterráneo. 157

G. Mas Gornals

87Sr/86Sr ratios discrimination applied to the main Paleozoic carbonate sedimentation in Ossa-Morena Zone. 161

N. Moreira, J. Pedro, J.F. Santos, A. Araújo, J. Romão, R. Dias, A. Ribeiro, S. Ribeiro y J. Mirão

De la Cuenca Interior de Galicia (NW Iberia), las Masas de Hielo Noratlánticas y la Procedencia de los IRD. 165

M. Plaza-Morlote, D. Rey, J.F. Santos, S. Ribeiro, D. Heslop, A. Bernabéu, K.J. Mohamed, B. Rubio y V. Martíns

Travertinos actuales (El Saladillo, Murcia) y fósiles (Azuaje, Gran Canaria): mismas facies en contextos geológicos distintos. 169

A. Rodríguez-Berriguete, M.A. Bustillo y A.M. Alonso-Zarza

Neogene lithological units at the west end of the Guadalquivir Basin and their correlations with the Huelva-1 borehole (Huelva - Spain). 173

A. Salazar, J.C. Larrasoaña, M. Abad, E. Mayoral, J.N. Pérez-Asensio, M.L. González-Regalado, R. Martín-Banda, J. Civis y M.P. Mata

Estructuras sedimentarias inducidas por obstáculos en los lagos someros efímeros de Lillo (Toledo) y Racetrack (EEUU): estudio comparativo. 177

M.E. Sanz-Montero, J.P. Rodríguez-Aranda y Ó. Cabestrero

Primeras evidencias de la plataforma carbonatada Bartoniense del Prepirineo aragonés: el Miembro calizas de Santo Domingo. 181

R. Silva-Casal, M. Aurell, A. Payros J. Serra-Kiel y E.L. Pueyo

Influencia del Keuper y de la estructuración tardivarisca en la arquitectura de las unidades sin-extensionales del borde norte de la Cuenca de Cameros. 185

P. Suarez-Gonzalez, M.I. Benito, R. Mas, I.E. Quijada y S. Campos-Soto

Evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca de Cauto-Güacanayabo, Cuba. 189

Y. Vázquez-Taset, E. Ramos, F. Sàbat y P. Cabello

Caracterización O/BO de geocuerpos sedimentarios: hacia la anatomía de la roca almacén. 193

C. Viseras, L.M. Yeste, S. Henares, F. García, J. Jaímez, G. Rodríguez y S. Pla

Facies analysis, architectural elements and environmental reconstitution of Triassic deposits of the western Meseta (Mohammedia-Benslimane-Berrechid-ElGara area), Morocco. 197

A. Afenzar and R. Essamoud

El registro del Evento Anóxico Oceánico del Aptiense inferior (OAE 1a) en la sección de Carbonero (Subbético, sur de España): estratigrafía de isótopos de carbono, biomarcadores y composición elemental. 201

J.M. Castro, S.Froehner, R. Aguado, G.A. de Gea, M.L. Quijano, B.D.A. Naafs, y R.D. Pancost

Estudio preliminar de la diagénesis temprana en secuencias de alta frecuencia: ejemplo de las Calizas de Piedrasluengas (Pensilvaniense, Zona Cantábrica, NW España). 205

D. Corrochano y G. Martín-Merino

Métodos de análisis del contenido en carbonatos de series hemipelágicas: estudio comparado en la Formación Represa (Albiense sup., Prebético). 209

F. Coruña, C. de Santiago-Buey, J. Martín-Chivelet y S. López-Andrés

Origen y contexto sedimentario de depósitos de cobre exótico hospedados en gravas cenozoicas del Desierto de Atacama, Norte de Chile. 213

A. Fernández-Mort, A.M. Alonso-Zarza y R. Riquelme

Estructuras de deformación sedimentarias en el Sinclinal de Monfragüe (Parque Nacional de Monfragüe, Cáceres, Extremadura). 217

P. González-Cuadra, L. González-Menéndez, L.R. Rodríguez-Fernández, F. Nozal y A. Martín-Serrano

Cronoestratigrafia do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos (Ilha de S. Miguel, Açores, Portugal). 221

A. Gomes

Mecanismo de emplazamiento de la Unidad Clástica Compleja del límite Cretácico/Paleógeno en secciones del NE y E de México. 225

C.L. Liesa, A.R. Soria, J.A. Arz, I. Arenillas y J.M. Grajales-Nishimura

Estudio sedimentológico y mineralógico de los depósitos aluviales y fluviolacustres holocenos de los Baños de Ariño. (Cordillera Ibérica, NE de España). 229

A. Muñoz, A. Pérez, M.J. Mayayo, A. Luzón, A. Yuste y M. A. Soriano

Reinterpretación paleoambiental de la Formación Camarillas en la subcuenca de Galve (Barremiense, Cordillera Ibérica). 233

R. Navarrete, A.R. Soria, C.L. Liesa y J.P. Rodríguez-López

Dolostone origin in the Riópar area (SE Spain): implications on the geology of the Prebetic Zone. 237

D. Navarro-Ciurana, A. Griera, D. Gómez, E. Cardellach, E. Vindel and M. Corbella

La extensión Triásica en el substrato de la Cuenca del Maestrat, y evidencias de tectónica salina en las evaporitas en facies Muschelkalk medio (Cadena Ibérica Oriental). 241

M. Nebot y J. Guimerà

Condicionantes geomorfológicos y sedimentológicos para la conservación excepcional del bosque subfósil holoceno del valle de Sandria (Campisábalos, Guadalajara). 245

M.A. Perucha, J. Vegas, M. Génova, P. Carrasco, J.M. Postigo-Mijarra, C. Morla, F. Gómez-Manzaneque, F. Martínez-García y D. Porras

Ciclos carbonatados submareales-perimareales de alta frecuencia del Aptiense inferior (Fm. San Esteban, cuenca Vasco-Cantábrica): registro de cambio climático. 249

I. Rosales, M. Najarro, I. Lopez-Cilla y J. Martín-Chivelet

Paleontología, Paleoecología y Bioestratigrafía.

Apogeo del foraminífero planctónico Chiloguembelitria 50.000 años después del límite Cretácico/Paleógeno: implicaciones paleoambientales. 253

I. Arenillas, J.A. Arz y V. Gilabert

Bioestratigrafía de los macroforaminíferos hialinos del Cretácico superior de la Zona Prebética Externa norte. 257

R. Robles-Salcedo y V. Vicedo

Vertebrados marinos del Neógeno del suroeste de la Península Ibérica: Síntesis de investigación. 261

A. Toscano, F. Muñiz, M. Abad, M.J. Clemente, P. Gómez, J. Tosquella, F. Ruiz, M.L. González-Regalado y E.X.M. García

El papel de los macroforaminíferos en bioestratigrafía: el singular caso de los alveolinoideos del Cenomaniense de la Formación Natih (Oman). 263

V. Vicedo

Paradelograptus onubensis: un graptolito ordovícico cosmopolita, y vicisitudes de su localidad tipo en el norte de Huelva 267

J.C. Gutiérrez-Marco

New ichnological data from the lower Paleozoic of the Central Pyrenees: presence of Arthrophycus brongniartii (Harlan, 1832) in the Upper Ordovician Cava Formation. 271

Z. Belaústegui, C. Puddu and J.M. Casas

Troncos fósiles mineralizados con cubiertas trombolíticas en el Jurásico Superior de Asturias (Norte de España). 275

R. Lozano, G. Delvene, L. Piñuela y J.C. García Ramos

Bioestratigrafía de apogeo con foraminíferos planctónicos: cronología de bioeventos tras el impacto de Chicxulub del límite Cretácico/Paleógeno. 279

J.A. Arz, I. Arenillas y V. Gilabert

Vertebrados fósiles terrestres extintos de las Islas Canarias. 283

C. N. Hernández Acosta, J. F. Betancort, N. López Dos Santos , C. Patiño Martínez, A. Lomoschitz y L. F. López Jurado

Vertebrados marinos del Neógeno del suroeste de la Península Ibérica: Guía rápida de identificación. 287

A. Toscano, F. Muñiz, M. Abad, M.J. Clemente, P. Gómez, J. Tosquella, F. Ruiz, M.L. González-Regalado y E.X.M. García

Incidence of bioturbation on grain size redistribution: Preventing misinterpretations in sedimentary analysis. 291

F.J. Rodríguez-Tovar, A. Mena, F.J. Hernández-Molina and J. Dorador

Geomorfología .

Restos de una superficie pre-alpina en el interior de la península ibérica. Rasgos para su identificación. 295

E. Molina-Ballesteros, J. García-Talegón y G. Alonso-Gavilán

Evidencias geomorfológicas del área subsidente del río Corbones medio (Sevilla). 299

F. Moral

Morfometría y control geológico de las depresiones kársticas de la Sierra de Tendeñera. 303

E. Pardo-Igúzquiza, J.J. Durán, D. Balart, J. Borrás, J. Ferreres, E. Quiroga, J. Guillé X. Garza, F. Marqués, A. Cabrera, A. Robador y P. Robledo-Ardila

Geomorfometría y control geológico del endokarst del sector oriental de la Sierra de Tendeñera. 307

J.J. Durán, D. Balart, E. Pardo-Igúzquiza, J. Borrás, J. Ferreres, E. Quiroga, J. Guillén, X. Garza, F. Marqués, A. Robador, A. Cabrera y P. Robledo-Ardila

Las cuevas heladas del Pirineo como sensores paleoambientales: estado de la cuestión. 311

C. Sancho, M. Bartolomé, A. Moreno, A. Belmonte, M. Leunda, B. Oliva Urcia, J. López-Martínez y A. Delgado-Huertas

Cambios en la cobertura vegetal inferidos a partir el d13C de dos estalagmitas de la Cueva de La Bufona (Pirineo Central): comparación entre último interglaciar y el actual. 315

M. Bartolomé, A. Moreno, C. Sancho, E. Belzunce, X. Fuerte, J. Amaya, M. Bergadà, E. Navarro, L. Lasheras, I. Montero, V. Porcel, I. Cacho, L.R. Edwards y H. Cheng

Nuevos datos sobre la extensión y tipo de glaciarismo en Somosierra (Sistema Central Ibérico). 319

R.M. Carrasco, A. Saiz, J. Pedraza, T. Karambaglidis, J. Villa, J. Centeno y M.A. Sanz

Evolución del relieve de los Montes Galaico-Leoneses mediante aplicación de Modelos Digitales de Elevación (Noroeste de España). 323

A. Mínguez, A. Martín-Serrano y E. García-Meléndez

Evidencias de expulsión de fluidos en el complejo Hespérides en el talud medio del Golfo de Cádiz. 327

D. Palomino, J.T. Vázquez, N. López-González, L.M. Fernández-Salas, J.L. Rueda, E. González-García y V. Díaz-del-Río

Hidrología superficial e Hidrogeología.

Aproximación hidrogeológica a los servicios ecosistémicos proporcionados por el humedal Clot de Galvany (Alicante, España). 331

A. de la Hera y J.C. Aranda

Valoración hidrogeológica del riesgo de daño significativo a los humedales Ramsar españoles. 335

A. de la Hera y M. Bernués

Caracterización hidrogeoquímica del sistema acuífero kárstico de Sierra de Gádor (Almería, sureste de España). 339

J.L. Guerrero, A. Vallejos, F. Sánchez-Martos, J.C. Cerón, A. Pulido-Bosch y J.P. Bolívar

Inundaciones fluviales en Santiago del Molinillo y alrededores (León). 343

R. Martínez-Cantó y A. Hidalgo

Modelado de la red de filtración para el diseño de una mota fluvial. 347

J. Mateo-Lázaro, J. A. Sánchez-Navarro, A. García-Gil, V. Edo-Romero y J. Castillo-Mateo

Cambios en la hidrología del río Corbones y de su aluvial tras la puesta en funcionamiento del embalse de La Puebla de Cazalla (Andalucía). 351

F. Moral y A. García-Marco

Estimación de la difusividad hidráulica en acuíferos costeros utilizando la oscilación mareal inducida extraída de los registros piezométricos. 355

J. P. Sánchez Úbeda, M. L. Calvache Quesada, C. Duque Calvache y M. López Chicano

Acuífero aluvial contaminado por hidrocarburos en la Comunidad de Madrid. Efectos de oxidantes para remediación in situ. 359

V. Rodríguez, E. Montero, A. Santos, F. Villarroya y A. Romero

Condiciones ambientales de la Sima del Vapor: relación con la Falla de Alhama de Murcia y su actividad tectónica reciente. 363

R. Pérez-López, S. Sánchez-Moral, S. Cuezva, J.J. Martínez-Díaz, L. Quiles, E. Bañon y A. Marcos-Nuez

Aplicación del análisis de series temporales a la respuesta hidrodinámica del acuífero aluvial del Bajo Guadalhorce (Málaga) y de otros sistemas hidrológicos relacionados. 367

J.M. Nieto y B. Andreo

Caracterización hidroquímica e isotópica preliminar del agua drenada por los principales manantiales de los acuíferos carbonáticos de las sierras Tejeda, Almijara, Guájares y Albuñuelas (Provincias de Málaga y Granada). 371

J. Prieto, B. Andreo, J.J. Durán, L. Fernández y M. Mudarra

Unidades hidroestratigráficas e hidrogeología del manantial de Playa Chorrillos (Región de Atacama, Chile). 375

C. Guerrero, T. Izquierdo y M. Abad

Mineralogía.

Depósitos epitermales encajados en rocas volcánicas del SE de España: ¿Siempre derivados de azufre de origen magmático? 379

J. Carrillo-Rosúa, I. Esteban-Arispe, S. Morales-Ruano, A. J. Boyce y F. Velasco

Formación de fosfatos en suelos en ambiente antártico: Estudio de un perfil en la Isla Media Luna (archipiélago de las Shetland del Sur). 383

M. Pelayo, J. López-Martínez, T. Schmid, J. Díaz-Puente, M. Rodríguez-Rastrero y M.J. Sierra

Opaline chert nodules in maar lake sediments from Caldes de Malavella (La Selva Basin, NE Spain). 387

J. Miró, J.D. Martín-Martín, J. Ibáñez, P. Anadón, O. Oms, J. Tritlla y M.A. Caja

Patrones de tierras raras y estudio isotópico preliminar del caolín asociado a un paleosuelo laterítico del suroeste peninsular. 391

J.C. Fernández-Caliani y M. Cantano

Petrología Ígnea y Metamórfica.

Composición y origen de los roques centrales de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias): restos de láminas deslizadas. 395

R. Casillas, J. De la Nuez, C. Fernández y J.R. Colmenero

El Complejo Lóbulo-Hialoclastítico Traquítico de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias). 399

R. Casillas, J. De la Nuez, J.R. Colmenero y C. Fernández

Caracterización textural y origen de la brecha de Salinas, centro- oeste de la isla de Fuerteventura, Islas Canarias. 403

A. Claro y C. de Ignacio

Caracterización geoquímica del complejo lóbulo-hialoclastítico submarino de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias). 407

J. De la Nuez, R. Casillas, M.L. Quesada, C. Fernández y J.R. Colmenero

Geoquímica de roca total y fábricas de deformación del olivino en xenolitos mantélicos del NE de España: claves para la evaluación de la petrogénesis y la deformación del manto litosférico. 411

G. Galány M. Fernández-Roig

Edad y contexto geodinámico del magmatismo básico Ordovícico del Sistema Central Español. 415

D. Orejana, C. Villaseca y E. Merino Martínez

Las micas blancas del manto del Veleta (cordillera Bética, España). 419

Á. Santamaría-López y M.D. Ruiz-Cruz

Evolution of the composition of magmas under fractional crystallization: a thermodynamic study. 423

M. Garcia-Arias and I.F. Blanco-Quintero

The Ollo de Sapo gneiss: petrology, geochemistry, partial melting. 427

M. Garcia-Arias, L.G. Corretgé and I.F. Blanco-Quintero

Relaciones entre rocas volcánicas y plutónicas en el distrito minero de Riotinto, Faja Pirítica Ibérica, España. 431

T. Donaire, M. Toscano y E. Pascual

Revisión de la geocronología U-Pb de las carbonatitas del NW de Fuerteventura: nuevos datos e implicaciones geológicas. 435

C. de Ignacio, J.I. Gil Ibarguchi, M. Muñoz, J. Sagredo y M.E. Sánchez Lorda

Estudio estructural de la superficie basal del deslizamiento gravitacional de Playa de la Veta II en la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias). 439

C. Fernández, J. de la Nuez, R. Casillas, E. García Navarro y J.R. Colmenero

Tholeiitic volcanic rocks of the Mechraa Ben Abbou Basin (Northern Rehamna, Western Meseta, Morocco): Petrography, geochemistry and geodynamic setting 443

M. Kholaiq, N. Saber, G. Zahour, L. Maacha, H. El Hadi and M.Oukassou

Evolución de la deformación y los fluidos durante el tránsito dúctil-frágil del basamento cristalino Paleozoico de la Cadena Litoral Catalana. 447

I. Cantarero, G. Alías y A. Travé

Sobre la presencia o ausencia de carbonatitas en la región volcánica del Campo de Calatrava. Nuevas evidencias a partir del microanálisis elemental e isotópico (Sr) de carbonatos. 451

M. Carracedo Sánchez, F. Sarrionandia, S. García de Madinabeitia y J.I. Gil-Ibarguchi

Caracterización petrológica y geoquímica del moteado leucocrático en rocas basálticas alcalinas. 455

G.Gisbert, M. Aulinas, M. Garcia-Valles, D. Fernandez, D. Gimeno y P. Zagozdzon

Recursos Geológicos.

Definición de trampas estratigráficas en cuencas petrolíferas maduras:

Estudio integrador de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena, Colombia 459

P. Cabello, C. López, M.I. Dussán, N. Gamba, R. Calvo, Y. Vázquez y E. Ramos

Efecto contrafuerte en las mineralizaciones de sulfuros del entorno de la Falla Sur de Río Tinto 463

G. Casado, I. Martínez, D. Arias y A. Martín-Izard

Aplicación de la hidroquímica en la prospección preliminar de metano de carbón en la Cuenca Carbonífera Asturiana. 467

P. Cienfuegos, R. García y E. García-Ordiales

El yacimiento de sales potásicas de la cuenca de Javier-Undués (Navarra y Aragón). El proyecto Mina Muga. 471

L. Martín, D. Muñiz, S. Bellido, F. J. Palero, G. Mayoral, P. Rodríguez, A. Hall, D. Carter, J.M. Prada y R. Hidalgo

Caracterización de estructuras geológicas susceptibles de almacenar dióxido de carbono en el Margen Catalano-Valenciano, España. 475

F. Fernández-Sáez, A. Maestro y F. Bohoyo

Caracterización de estructuras geológicas en el margen continental Cantábrico para evaluar la capacidad de almacenamiento de CO2 e integridad del sello: El Sondeo MCJ-1 (España). 479

F. Fernández-Sáez, J. García-Senz, M. Najarro, A. Maestro y F. Bohoyo

Geofísica.

Estructura y dinámica del manto bajo la Península Ibérica: La contribución del proyecto Topo-Iberia. 483

J. Díaz, A. Villaseñor, F. Mancilla, I. Palomeras, L. Bonatto, K. Schimmel, M. Harnafi y J. Gallart

Geometría de la raíz cortical bajo la Cordillera del Rif. 487

J. Díaz, A. Gil, R. Carbonell, J. Gallart y M. Harnafi

Cartografía de dominios litosféricos y estilo de deformación en el margen continental de Galicia (margen noroeste de la Península Ibérica). 491

M. Druet, A. Muñoz, J.L. Granja-Bruña, A. Carbó-Gorosabel, J. Acosta, P. Llanes y G. Ercilla

Caracterización mediante tomografía eléctrica del subsuelo bajo el estadio de fútbol Carlos Tartiere (Oviedo). 495

I. González-Castro, L. Pando y J. Olona

Relación entre la reología cortical y la crisis sísmica de Ossa de Montiel. 499

S. Martín-Velázquez, R. Pérez-López, J. López-Gutiérrez, J. Giner-Robles y J.V. Cantavella-Nadal

Caracterización geoeléctrica de la falla de Ventaniella mediante tres dispositivos geométricos distintos: dipolo-dipolo, Schlumberger y Wenner. 503

J. Olona, G. Fernández-Viejo, C. López- Fernández y S. Llana-Fúnez

Interpretación conjunta de modelos de velocidad y resistividad 3D mediante clasificación estadística. 507

I. Marzán, D. Martí, A. Lobo, J. Kormann, J. Álvarez-Marrón y R. Carbonell

Effects of inherited continental margin structure in the southcentral Taiwan fold and thrust belt. 511

C. Biete, J. Alvarez-Marrón, D. Brown, H. Kuo-Chen and H. Chun Wei

Caracterización sísmica de la falla de Alhama de Murcia. 515

R. Gascón, D. Martí, J.J. Martínez-Díaz, T. Teixidó, J.P. Camacho, I. Marzán y R. Carbonell

Actualización (2009-2013) del catálogo de tensores momentos del IAG para la región Ibero-Magrebí. 519

Martín, R., Stich, D., Morales, J. y Mancilla, F.

Basement structure of the Hontomín CO2 Geological storage facility (Burgos, Spain): integration of microgravity & 3D seismic reflection data. 523

J. Andrés, J. Alcalde, P. Ayarza, E. Saura, I. Marzán, D. Martí, J.R. Martínez Catalán, R. Carbonell, A. Pérez-Estaún, J.L. García-Lobón and F.M. Rubio

Geoquímica.

Rare earth elements and yttrium (REY) as genetic proxies for different ironstones types (Bahariya Depression, Egypt). 527

A.M. Afify, M.E. Sanz-Montero and J.P. Calvo

Caracterización geoquímica del proceso de mezcla de aguas termales y no termales en los manantiales de Jaraba (Aragón, España). 531

M. Blasco, L.F. Auqué y M.J. Gimeno

Impacto ambiental de la interacción agua-ceniza en la erupción del 2011 del volcán Grimsvötn (Islandia). 535

J.M. Cabre, M. Aulinas, M. Rejas y J.L. Fernandez-Turiel

Caracterización geoquímica de los sedimentos de la red de drenaje del Rio Garona en la Val d'Aran (Catalunya, España). 539

J. L. Fernandez-Turiel, M. Rejas, A. Rodriguez-Gonzalez y A. Lobo

Interacciones de procesos fisicoquímicos y bioquímicos en lagunas sódico-alcalinas del Duero y salinas de la Mancha. 543

O. Cabestrero y M.E. Sanz-Montero

Determinación de valores geoquímicos de fondo para la evaluación del enriquecimiento por metales y metaloides en los sedimentos estuarinos del Río Nalón (Norte de España). 547

E. Garcia-Ordiales, G. Flor-Blanco, P. Cienfuegos, M. Rumayor, S. Covelli, N. Roqueñí, M. Díaz, J. Loredo y G. Flor

Caracterización y evolución de los fluidos diagenéticos que afectaron a los carbonatos del Aptiense superior del noroeste de la cuenca Vasco-Cantábrica (Fm. Reocín). 551

I. López-Cilla, I. Rosales, M. Gasparrini y J. Martín-Chivelet

Los isótopos de S en los yesos del Grupo Oncala: evidencia de influencia marina en los depósitos carbonático-evaporíticos berriasienses de la cuenca de Cameros (La Rioja-Soria). 555

I.E. Quijada, P. Suarez-Gonzalez, M.I. Benito y R. Mas

New 40Ar-39Ar geochronological data at two areas of interest in the Anaga massif (Tenerife): Punta Poyata and Igueste de San Andrés. 559

A. Rodríguez-Losada, M. Ferrer, L. González de Vallejo, J. Martínez-Frías y L.E. Hernández-Gutiérrez

Influencia de las condiciones experimentales en la determinación de S, Cl, Br y I en agua por espectrometría de masas de alta resolución (HR-ICP-MS). 561

M. Rejas, R. A. Gil, L. D. Martinez, J. Saavedra y J. L. Fernandez-Turiel

Geología Ambiental.

Revisión de la estratigrafía del δ18O en sondeos de hielo de glaciares de los Andes Centrales: Implicaciones para la variabilidad climática del Holoceno. 565

A. Fernández-Sánchez y J. Martín-Chivelet

Caracterización de la contaminación por arsénico de las aguas del valle del río San Tirso (Asturias, España). 569

B. González-Fernández, E. Menéndez-Casares, E. Rodríguez-Valdés, J.R. Gallego, C. Boente y A. Fernández-Braña

Environmental implications of land degradation caused by mining and urban development in the humid Pampa, Argentina. 573

M.A. Hurtado, L.M. Forte, M.M. da Silva, D.E. Muntz1, V. Bruschi and A. Cendrero

Caracterización geofísica y mineralógica de las formaciones superficiales de la Cuenca del rio Loa (desierto de Atacama, Chile). 577

N. Sanjuán, S. López-Andrés y A. Muñoz-Martín

Modelización gravimétrica y aeromagnética en el SE de la Cuenca del Duero (provincias de Ávila y Segovia). Factores geológicos que controlan la distribución de As (Arsénico) y otros ETGPT (Elementos Traza Geogénicos Potencialmente Tóxicos) en las aguas subterráneas. 581

C. Rey-Moral, D. Gómez-Ortíz, E. Giménez-Forcada y M.T. López-Bahut

Caracterización hidroquímica del primer tramo contaminado por AMD del río Odiel (Huelva). 585

J. Riera, C.R. Cánovas y M. Olías

Evaluación de la toxicidad de las aguas de una planta de tratamiento pasivo de drenajes ácidos de mina. Bioensayos con Gambusia holbrooki. 589

A.M. Sarmiento, V. Mora-Figueroa, J.M. Nieto, A. DelValls y E. Bonnail

Aplicación de la emanometría de radón como técnica de screening en emplazamientos contaminados por NAPL con discontinuidades litológicas 593

F. Barrio-Parra, B. Biosca, M. Izquierdo, J.E. García-González, R. Medina, J. Díaz-Curiel y E. De Miguel

Riesgos Geológicos.

Análisis de la evolución de desprendimientos a partir de datos LiDAR en el escarpe de Puigcercós (Pallars Jussà – Cataluña). 597

X. Blanch, M.J. Royan y M. Guinau

Procesos de inestabilidad de laderas en la Ruta del Cares, PN Picos de Europa. 601

M.J. Domínguez-Cuesta, L. Álvarez García y M. Meléndez Asensio

Análisis arqueosismológico del conjunto arqueológico romano de Mulva-Munigua (Sevilla, España). Resultados preliminares. 605

J.L. Giner-Robles, T. Bardají, M.A. Rodríguez-Pascua, P.G. Silva, E. Roquero, J. Elez, M.A. Perucha, R. Baena, I. Guerrero, J.J. Fernández-Caro, R. Pérez-López y E. Rodríguez-Escudero

ESI-07 ShakeMaps for instrumental and historical earthquakes based on geological data (Betic Cordillera, SE Spain). 609

J. Elez, P.G. Silva, J.L. Giner-Robles, M.A. Rodríguez-Pascua, R. Pérez-López, E. Roquero, T. Bardají y A. Mártinez-Graña

Eventos de lluvia desencadenantes de movimientos de ladera en la Alpujarra de Granada. 613

F. Fernández-Chacón, D. Notti, J.P. Galve, J. Jiménez-Sánchez, R.M. Mateo2, J. Vicente Pérez, J.M. Azañón, F. Lamas-Fernández y F. J. Roldán

Plan de gestión de carreteras en base a la calibración y validación de un modelo de desprendimientos rocosos. Aplicación en Mallorca. 617

R. M. Mateos, I. García-Moreno, P. Reichenbach, G. Herrera, R. Sarro, J. Rius, R. Aguiló y F. J. Roldán

Incremento de CO2 en cuevas profundas asociado a sismicidad cercana. 621

R. Pérez-López, M. Patyniak, S. Sánchez-Moral, E. Bañón, J.J. Martínez-Díaz, S. Cuezva, J. Lario, S. Martín-Velázquez, P.G. Silva, J.L. Giner-Robles y M.A. Rodríguez-Pascua

Estructuras de licuefacción sísmica en el yacimiento romano de La Magdalena, Complutum s. IV AD (Madrid, España). 625

M.A. Rodríguez-Pascua, P. G. Silva, M.A. Perucha, J. L. Giner-Robles, C. Heras ,A. B. Bastida, P. Carrasco, E. Roquero, J. Lario, T. Bardaji, R. Pérez-López y J. Elez

A proposal of a Hydromagmatic Explosivity Index (HEI) using liquefaction structures. An example in El Golfo volcano (Lanzarote, Canary Islands, Spain). 629

M.A., Rodríguez-Pascua, N., Sánchez, M,A., Perucha, I., Galindo, R., Pérez López y C. Romero

Análisis de las relaciones entre precipitación y actividad de deslizamientos en el pasado reciente (NO Guipúzcoa). 633

V. Rivas, J. Remondo y J. Bonachea

Análisis de estabilidad de los potenciales deslizamientos rocosos en el acantilado de El Rincón (Autovía GC-2, Gran Canaria). 637

M. J. Rodríguez-Peces y J. Yepes

Indicadores geomorfológicos de tsunamis históricos en las costas rocosas de Baleares. 641

F.X. Roig-Munar, J.M. Vilaplana, A. Rodríguez-Perea, J. A. Martín-Prieto y B. Gelabert

Uso del ángulo de vuelco en la predicción temporal de desprendimientos de rocas. 645

M. J. Royán, J. M. Vilaplana y A. Abellán

Estudio geotécnico de un deslizamiento que ha afectado a la línea de ferrocarril de red convencional Castejón-Bilbao, en las proximidades de la población de Alfaro, en La Rioja. 649

L. Serrano Martin y M. Bermejo Martínez

Geochronology of the Sencelles fault scarp and its relationships with the AD 1851 Mallorca Earthquake (Baleares Islands, Spain). 653

P.G. Silva, E. Roquero, T. Bardají, R. Pérez-López, M.A. Rodríguez-Pascua, J.L. Giner y M.A. Perucha

Un inventario espacio-temporal de inestabilidades de ladera para el Principado de Asturias (NO de España: BAPA 657

P. Valenzuela, M. J. Domínguez-Cuesta, M. A. Mora García y M. Jiménez-Sánchez

Estimación de la actividad y la peligrosidad a los movimientos de ladera en lacuenca del río Guadalbullón (Jaén) mediante técnicas fotogramétricas y LiDAR. 661

T. Fernández, J.L. Pérez, J. Cardenal, C. Colomo, F. Moya, M.Sánchez-Gómez, J. Tovar y R. Carpena

La prevención de los riesgos naturales en la legislación del suelo y de protección civil. 665

J. Garrido y J. Egea

Definición de fuentes sísmicas de terremotos históricos a partir de la escala de intensidades macrosísmicas ESI-07 y la modelización por SHAKEMAPS. Implicaciones en la peligrosidad sísmica. 669

J.L. Giner-Robles, J. Elez, P.G. Silva, M.A. Rodríguez-Pascua, R. Pérez-López, T. Bardají, M.A. Perucha, E. Roquero y E. Rodríguez-Escudero

Mapas de peligrosidad por inundaciones y flujos de fangos en zonas urbanas. El caso del 25 de marzo de 2015 de Copiapó (Desierto de Atacama, Chile). 673

T. Izquierdo, M. Abad, E. Bernárdez, D. Cabezas, N. Calderón, Y. Cornejo, F. Fuentes, S. Saavedra, S. Soto y A. Torres

Puntos y zonas susceptibles a movimientos de ladera por terremotos en la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia (CARM). Información de base para Protección Civil. 677

J. Mulas, J.C. García-Davalillo, M. Sanabria, J. García-Mayordomo, R. Aragón, M. J. Rodriguez-Peces6 y J. Delgado

Evolución del deslizamiento de Pajonales (Depresión de Tirajana, Gran Canaria): un caso de reactivación progradante. 681

M. J. Rodríguez-Peces, C. Fonollá y J. Yepes

Patrimonio Geológico.

Ruta geológica por el patrimonio arquitectónico de los barrios históricos de Vegueta y Triana en la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria 685

I. Galindo, J.M. Morales, J. Mangas y L.E. Hernández-Gutiérrez

Inventario de PIGs en el Paisaje Protegido de la Sierra de Santo Domingo (Prepirineo aragonés) 689

Sánchez-Moreno, E. M., Pueyo, E.L. y Longares Aladrén, L.A.

Marco legislativo y bases metodológicas para la elaboración del Catálogo de Elementos Geológicos y Geomorfológicos de Interés Especial de Castilla-La Mancha. 693

J. Luengo, Á. García-Cortés, L. Carcavilla, J. Vegas, E. Díaz-Martínez, M. Bernat, G. Delvene, Á. Hera, R. Jiménez, I. Rábano y A. Salazar

El Arenal del Almorxó: el último activo de la Provincia de Alicante (SE de España). 697

J.E. Tent-Manclús, J.L. Soler Llorens, J.M. Soria y B.Y.N. Benabdeloued

Sobre la guía geológica del antiguo ferrocarril minero del Guadiana 701

A. Redondo, F. González, C. Moreno y J. Suárez Suárez

El patrimonio geocientífico del arrecife Messiniense de Santa Pola (sureste de España): comparación entre dos modelos de valoración patrimonial. 705

H. Corbí e I. Fierro

Documentación de LIGs a partir del uso de fotogrametría y UAS. Aplicación al Monumento Natural La Cascada de la Cimbarra (provincia de Jaén). 709

L.M. Nieto, J. Cardenal, P.A. Ruiz-Ortiz, T. Fernández, J.L. Pérez-García , J.M. Gómez-López, C. Colomo y E.Mata

Listado de tipos de la colección paleontológica J. Fernández de Villalta conservada en el Museo de Ciencias Naturales de Barcelona. 713

L. Troya, V. Vicedo y R. Robles-Salcedo

Enseñanza y divulgación de la Geología.

BCN Rocks: aprendiendo geología urbana a través de una aplicación App interactiva. 717

M. Aulinas, Ll. Cabrera, G. Alías, M. Becerra, J. Casadellà, R. Clotet, X. Delclòs, J.L. Fernandez-Turiel, A. Geyer, M. Tarragó y A. Travé

Un sismómetro en el aula: el taller "Buscando Terremotos" 721

J. Díaz y M. Ruiz

Drones: Nuevas aplicaciones geomáticas en el campo de las Ciencias de la Tierra. 725

J. Fernández-Lozano, G. Gutiérrez-Alonso, S. Calabrés-Tomé y J. García-Talegón

Diseño universal y materiales multisensoriales en las actividades de divulgación de Geodivulgar con la asociación Ciencia sin Barreras. 729

O. Fesharaki, A. García-Frank, N. Iglesias Álvarez, M. Gomez-Heras, D. Martín-Perea y R. Rico

Pyrene, mito y ciencia: dos visiones para explicar la formación de los Pirineos. 733

C. García-Lasanta, P. Santolaria, A. Casas-Sainz, S. Caudevilla, A. Valdeón y J. Calvo

Canal STEREOVIDEO: Vídeos cortos online para el aprendizaje de la técnica de representación estereográfica en Geología Estructural e Ingeniería Geológica. 737

J. M. Insua-Arévalo, P. Castiñeiras, J. A. Álvarez-Gómez, M. J. Rodríguez-Peces, J. J. Martínez-Díaz, R. Tejero López y M. Tsige

Experiencias hápticas en Geología. 741

V. López-Acevedo, J. C. Chicote y J. Goñi

Aprendiendo Geología con los PIGs de la provincia de Guadalajara. 745

J.A. Lebrón, M.D. López Carrillo y A. Calonge

Proyecto MOW. Mediterranean Outflow Water. 749

F. J. Morales Manzanos e I. Palomo Lozano

La revista de Enseñanza de las Ciencias de la Tierra: 25 años al servicio del profesorado. 753

E. Pedrinaci, P. Alfaro, J. Bach, D. Brusi, E. Fernández, I. Fuertes, C. Gil, J.G. Morcillo y J. Vegas

Impacto social de las actuaciones para la divulgación de la geología en la Red de Parques Nacionales. 757

L. R. Rodríguez Fernández y L. González Menéndez

Aplicación del método científico al extraño caso de las rocas deslizantes (sailing stones) de La Mancha. 761

J.P. Rodríguez-Aranda, M.E. Sanz-Montero y Ó. Cabestrero

Las prácticas de Geofísica marina en los grados de Ciencias del Mar y Geología de la Universidad de Alicante. 765

J. E. Tent-Manclús, R. Lluch Morales y S. Rosa Cintas

El Jardín Geológico de la Universidad de Oviedo: la Geología a pie de calle. 769

L. M. Rodríguez Terente y M.J. Domínguez-Cuesta

El Canal Geología e Historia: un recurso educativo para una enseñanza interdisciplinar. 773

E. Vindel, V. López-Acevedo y M.A. Miñón

Cien años de dinosaurios en Catalunya: la divulgación paleontológica como motor de desarrollo socioeconómico en el Pirineo. 775

À. Galobart, B. Vila y A. Sellés

La Unidad Académica de Metodología Científica: una oportunidad para promover la formación integral de los estudiantes de Ciencias de la Tierra. 779

E. Chacon-Baca

Conceptos permeabilidad y porosidad en futuros profesores de Ciencias de Educación Primaria y Secundaria. 783

G. Fernández-Ferrer, F. González-García y J. Carrillo-Rosúa

El valor del litoral de Castro Urdiales (E de Cantabria) como herramienta de divulgación geológica. 787

A. Ordiales, J. Mendicoa y B. Martínez-García

Utilización de aplicaciones para teléfonos móviles en la docencia de Geología. 791

M.D. Soriano, L. García-España y E. Blasco

Paleomagnetismo y Geomagnetismo (MAGIBER IX).

Datos paleomagnéticos en materiales sin-diapíricos Aptienses-Albienses (cuenca Vasco-Cantábrica, N Iberia). 793

E. Beamud, R. Soto, E. Roca, E. Carola y Y. Almar

Registro magnético de depósitos de tsunami en la costa de Colima, México. 797

M.F. Bógalo, M-T. Ramírez-Herrera, A. Gogichaisvili, J. Černý, Nestor Corona, D. Rey y K. Mohamed

Extractos magnéticos y observaciones mediante microscopía electrónica en carbonatos remagnetizados jurásicos. 801

P. Calvín, J. Strehlau, M. Jackson y JJ. Villalaín

Análisis paleomagnético y de paleointensidad de coladas cretácicas y paleógenas del sur de Georgia. 805

M. Calvo Rathert, M. F. Bógalo, A. Gogichaishvili, G. Vashakidze, J.J. Villalaín y A. Carrancho

Modelos globales del campo magnético terrestre para los últimos 3000 años: discrepancias según las bases de datos usadas. 809

S. A. Campuzano, M. Gómez-Paccard, F. J. Pavón-Carrasco y M. L. Osete

Paleomagnetic Results from Upper Cretaceous Ophiolite Rocks in SE Anatolia 813

M. Cengiz Cinku, O. Parlak, T. Ustaömer and Z. M. Hisarlh

Saltos de Barkhausen: el parámetro que controla el comportamiento de la susceptibilidad a bajo campo. 817

S. Guerrero-Suarez y F. Martin-Hernandez

Aplicación del Arqueomagnetismo para la distinción de ocupaciones neandertales en palimpsestos del Paleolítico Medio. Resultados preliminares de la unidad X de El Salt (Alcoy, Alicante). 821

Á. Herrejón Lagunilla, Á. Carrancho, J.J. Villalaín, B. Galván, C.M. Hernández y C. Mallol

Caracterización de las direcciones de flujo magmático en diques: Análisis de la ASM en el dique de Ighrem (Anti-Atlas, Marruecos). 825

M. García-Castaño y V. C. Ruiz-Martínez

Fábricas magnéticas y su relación con la tectónica en el límite NE de Cameros (NO Cordillera Ibérica). 829

C. García-Lasanta, T. Román-Berdiel, B. Oliva-Urcia, A. Casas-Sainz y J. J. Villalaín

Paleomagnetic Results from volcanic rocks of NW Aegean Region; evidence of Neogene Block Rotations 833

S. Karabulut, M. Cengiz Çinku, F.Özçep and Z.M.Hisarlh

Magnetic study of agricultural soils in the region of Coimbra, Portugal. 837

A. Lourenço and C. Gomes

Relación entre Fábricas Magnéticas (ASM) y dirección de transporte: Cabalgamiento de Gavarnie, Zona Axial, Pirineos. 841

M. Marcén, A.Casas-Sainz, T. Román-Berdiel, B. Oliva-Urcia y R. Soto

Registro magnético de detritos transportados por icebergs en la Cuenca Interior de Galicia (NW de Iberia). 845

K. J. Mohamed, D. Broullón, M. Plaza-Morlote, D. Rey, A. Bernabeu y B. Rubio

Un modelo browniano para el momento dipolar axial del campo geomagnético. 849

A. Molina-Cardin, L. Dinis y M.L. Osete

Primeros datos paleomagnéticos del anticlinal de Barbastro-Balaguer (Pirineo Meridional Central): implicaciones cinemáticas. 853

C. Oliván, E. L. Pueyo, P. Santolaria, A. Rodríguez-Pintó, R. Soto, A. Luzón, M.B. Martínez-Peña, A. M. Casas y A. Pocoví

Datación magnetostratigráfica de la molasa Surpirenaica (Fm Uncastillo, Oligoceno-Mioceno). 857

B. Oliva Urcia, E. Beamud, R. Soto, C. Arenas, M. Garcés y E.L. Pueyo

La Curva de Variación Paleosecular de Iberia (últimos 3000 años). Estado actual y perspectivas de futuro. 861

M.L. Osete, S. A. Campuzano, F.J. Pavón-Carrasco, A. Palencia-Ortas, G. McIntosh y G. Catanzariti

Aplanamiento de la inclinación en arqueomagnetismo: estudio de 25 hogares y hornos de Portugal. 865

A. Palencia-Ortas, M.L. Osete, J. Rodríguez Aranda, J.C. Sastre, J. Larrazabal y G. McIntosh

Remagnetización alpina en la Serra del Cadí (Pirineo Oriental). 869

E.L. Pueyo, E. Beamud, A. Rodríguez-Pintó y G. San Miguel

Squeezing paleomagnetic information using virtual directions; an example from the Bielsa granite (Axial Pyrenees). 873

M.J. Ramón, E. L. Pueyo, B. Oliva-Urcia, R. Scholger, M.T. Román-Berdiel and A.M. Casas

Magnetic fabrics of Neogene pyroclastic density currents from eastern Iceland. 877

M. S. Riishuus and V. C. Ruiz-Martínez

Cinemática de la placa Ibérica desde el Pérmico: Polos paleomagnéticos frente a modelos de circuitos de placas. 881

S. Rodríguez Molina y V. C. Ruiz-Martínez

Registro magnético de la paleotectónica de los Plutones de María Madre y Puerto Vallarta (Cretácico Superior, México). 885

V.C. Ruiz-Martínez, F.D.J. Escalona-Alcázar, F.J. Núñez-Cornú y D. Córdoba Barba

Determinación de paleointensidades absolutas registradas durante etapas de inestabilidad del campo magnético terrestre en rocas volcánicas plio-pleistocenas de la meseta de Djavakheti (Sur de Georgia). 889

E. M. Sánchez-Moreno, M. Calvo-Rathert, A. Gogichaishvili, G. T. Vashakidze y V. A. Lebedev

Fábricas magnéticas en materiales sin-diapíricos del encajante (N cuenca Vasco-Cantábrica). 893

R. Soto, E. Beamud, E. Roca, E. Carola e Y. Almar

Resultados paleomagnéticos preliminares en el sector occidental del Alto Atlas Central, Demnat. Implicaciones tectónicas. 897

S. Torres-López, J.J. Villalaín, A. Casas, H. el Ouardi y B. Moussaid

Estudio paleomagnético preliminar de diques mesozoicos del Alto Atlas. Control térmico en la generación de pirrotina en calizas remagnetizadas con magnetita. 901

J.J. Villalaín, V.C. Ruiz, S. Torres-López, A. Casas-Sainz, B. Moussaid y P. Calvín

Caracterización magnética, química y física de un paleosuelo en condiciones áridas en Murcia, España. 905

F. Bautista, A. Sánchez, R. Cejudo, M. J. Delgado, A. Gogichaichvili, P. Marín, J. M. Gil, M. F. Bogalo-Román y E. Díaz-Pereira

Magnetoestratigrafía del Cretácico Superior del sector Occidental de las Sierras Exteriores (Pirineo Occidental); implicaciones bioestratigráficas. 909

E.L. Pueyo, E. Sánchez, J.I. Canudo, X. Pereda-Suberbiola, E. Puértolas-Pascual, J. Parrilla-Bel, P. Cruzado-Caballero, M. Pérez-Pueyo y F. Compaired

Deformación y fábricas magnéticas (ASM) en estructuras de desgarre: la falla de Alhama de Murcia. Modelo de rotación del abanico de pliegues de Jánovas (anticlinal de Boltaña, Pirineos). 913

M. Marcén, A.Casas-Sainz, T. Román-Berdiel y A. Gil-Imaz

Modelo de rotación del abanico de pliegues de Jánovas (anticlinal de Boltaña, Pirineos). 917

T. Mochales, E. Pueyo, A. Barnolas y A. Casas

Datación de la evolución volcánica combinando datos paleomagnéticos y modelización geomagnética: Isla Decepción (Islas Shetland del Sur, Antártida). 921

B. Oliva Urcia, I. Gil Peña, A. Maestro, J. López-Martínez, J. Galindo Zaldívar, R. Soto, A. Gil Imaz, J. Rey y O. Pueyo

Rockmagnetic and reversal stratigraphy in terrestrial deposits: Recovering fault slip rates in growth strata. 925

J. M. Parés, J. Carrigan, D. Anastasio and K. Kodama

Archaeo_dating v6.0: nueva versión del software de datación arqueomagnética. 929

F.J. Pavón-Carrasco

Datación arqueomagnética de tres hornos del yacimiento arqueológico de Avenida de las Ollerías en Córdoba. 933

J. C. Pérez Fuentes, G. McIntosh, E. López Sánchez y M. L. Osete

Primeros datos magnetoestratigráficos y nuevos yacimientos del Maastrichtiense superior en Huesca (sector noroccidental de la Cuenca de Tremp) 937

E. Puértolas-Pascual, P. Calvín-Ballester, J.I. Canudo, L. Ezquerro, X. Pereda-Suberbiola, E. Sánchez y J.J. Villalaín

Estudio arqueomagnético del yacimiento del Cerro de los Almadenes (Otero de Herreros, Segovia). 941

M. Rivero, M.L. Osete, M. Ayarzagüena y A. Molina-Cardin

Geotécnica e Ingeniería Geológica.

Correlaciones empíricas entre las clasificaciones geomecánicas RMR y Q en macizos rocosos volcánicos. 945

A. Bonilla, D. Quintana y M. J. Rodríguez-Peces

Sismicidad inducida en sistemas geotermales estimulados: modelización numérica sobre la influencia del modelo de fricción. 949

G. Piris, A. Griera, E. G. Rivas I.Herms y X.Goula

Caracterización estadística de la Unidad de Almarchal en el contexto del Túnel del estrecho de Gibraltar. 953

M. Muñiz Menéndez, M.J. Rodriguez Peces, A. Perucho Martínez y H. Cano Linares

Compresibilidad de arcillas sobreconsolidadas de origen continental: estado reconstituido, sedimentado y natural. 957

J. Nespereira, M. Suárez, S. Monterrubio, M. Yenes y D. Herrera

Modelando el comportamiento de macizos rocosos ante efectos antrópicos. Colapso de cavidades en el área periurbana de Málaga. 961

J.M. Azañón, E. Puertas, F. J. Martínez-Moreno, J. Galindo-Zaldivar, , L., González-Castillo, C. Ureña y R, Gallego

Parámetros de resistencia al corte de las formaciones limo-arenosas de los Cabezos de Huelva. 965

M. De la Concepción, E. García-Navarro y M.A. Camacho

Auscultación geotécnica de un deslizamiento: el caso de Pandenes (Asturias, España). 969

L.M. Díaz-Díaz, C. López-Fernández y L. Pando

Base de datos geotécnicos de Gijón: desarrollo y aplicaciones. 973

L. Pando, J.A. Martínez-Largo, G. Flor-Blanco y L.M. Díaz-Díaz

Complex fold patterns developed by progressive non-coaxial deformation

Patrones de plegamiento complejos por deformación no-coaxial progresiva

J. Carreras[1] and E. Druguet[1]

1 Dpt. Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, Campus de Bellaterra, 08193 Bellaterra, Barcelona. j.carreras@uab.cat ; elena.druguet@uab.cat

Abstract: In simple shear zones, folds commonly nucleate with hinges at a high angle to the shear direction and progressively rotate towards parallelism with the shear/extension direction, giving rise to sheath folds. Axial surfaces also change in attitude with increasing strain, becoming parallel to the shear plane. However, other fold patterns can develop. Folds nucleating with hinges along the extension direction are not subjected to hinge rotation, but can display variable orientations of axial surfaces. Foliated quartzite beds from the Cap de Creus tectonometamorphic belt exhibit complex fold patterns produced during a single transpressional event. While folds in the embedding schists are harmonic and asymmetric, folds in the quartzite are strongly disharmonic and polyclinal, displaying large axial surface rotations. A plausible interpretation is that folds nucleate with hinges closely parallel to the extension direction, developing thickened short limbs that rotate synthetically with regard to the shear component. This may lead to strain partitioning, with localized antithetic rotations enhanced by progressive softening of the quartzite. Thus, fold interference patterns are not necessarily linked to polyphase tectonics but they may result from single-phase progressive deformation. In the here described cases, unfolding during progressive deformation is highly improbable.

Key words: polyclinal fold; sheath fold; strain partitioning; transpression

Resumen: *En zonas de cizalla simple, los pliegues suelen nuclear con charnelas a un ángulo elevado respecto a la dirección de cizallamiento, y giran progresivamente hacia paralelismo con dicha dirección, dando lugar a pliegues en vaina. Las superficies axiales también cambian de orientación al incrementar la deformación, hasta paralelizarse al plano de cizalla. Sin embargo, otros patrones de plegamiento pueden desarrollarse. Así, cuando las charnelas nuclean en la dirección de extension, éstas no están sometidas a rotación, pero las superficies axiales puede mostrar orientaciones variables. Unas capas de cuarcita foliada de Cap de Creus exhiben patrones complejos de plegamiento producidos durante un solo evento transpresivo. Si bien los pliegues en los esquistos adjacentes son armónicos y asimétricos, el plegamiento en las cuarcitas es fuertemente disarmónico y policlinal, mostrando elevadas rotaciones de la superficie axial. Una interpretación plausible es que los pliegues nuclean con las charnelas en la dirección de extensión, desarrollando flancos cortos rígidos engrosados que giran sintéticamente con respecto a la componente de cizalla. Esto genera una partición de la deformación, con rotaciones antitéticas localizadas favorecidas por un reblandecimiento progresivo de la cuarcita. Por lo tanto, los patrones de interferencia de pliegues no están necesariamente ligados a la tectónica polifásica sino que pueden ser el resultado de una única fase de deformación. En los casos aquí descritos, el desplegamiento por deformación progresiva es altamente improbable.*

Palabras clave: *pliegue policlinal; pliegue en vaina; partición de la deformación; transpresión*

INTRODUCTION

The effects of rheology on fold morphology are quite well understood (Hudleston and Lan, 1995). However, many of the proposed models are 2D or, when studied in 3D, folds are often assumed to be cylindrical. The development of more complex fold patterns is mainly analyzed in terms of fold superposition (e.g. Ghosh et al., 1995). However, complex folds (including interference fold patterns) can also arise from progressive deformation.

In this study, we will focus on complex fold shapes arisen from progressive single deformations. They can be grouped into (Turner and Weiss, 1963): (i) non-cylindrical (or non-cylindroidal) folds and (ii) folds with non-planar axial surfaces (or nonplane folds). Folds with curved hinges are among the most common and most investigated non-cylindrical folds formed under progressive deformation. However, much less is known about folds with accentuated curvatures of axial surfaces. This work aims to emphasize the development of this last type of folds. The analysis will be preceded by a typology of complex folds.

TYPOLOGY OF COMPLEX FOLDS

Folds arisen from progressive deformation can exhibit hinge curvature, axial surface curvature or both.

In both cases, hinge lines or axial surfaces can display up to 180º degrees curvature. Hinge line curvature lead to the development of sheath folds, while axial surface curvature leads to the development of polyclinal folds (Sander, 1948), being these cylindroidal if they keep straight hinges (Fig. 1). The two end-member situations (sheath folds and polyclinal folds) will be illustrated using examples from the Variscan Cap de Creus massif (Eastern Pyrenees).

FOLD HINGE ROTATION AND DEVELOPMENT OF SHEATH FOLDS

Flow instabilities enable the foliation/banding plane to enter the shortening field. In such situation folds will nucleate but will not have steady oriented hinge lines. Two cases are possible:

(1) The layer/band enters entirely in the shortening field and folds form with hinges normal to the transport direction (Fig. 2A) The enveloping surface of the folds train would rotate ca. 180º.

(2) The layer/band enters partially in the shortening field, undergoing simultaneous shortening and extension (Fig. 2B). The enveloping surface will not rotate a large amount. The fold hinges form at high angle to the shear direction.

The fact that hinge lines rotate towards parallelism with the shear direction has two important consequences: (i) fold profiles will exhibit area reduction, and (ii) unfolding process, as suggested by Llorens et al. (2013), will not occur.

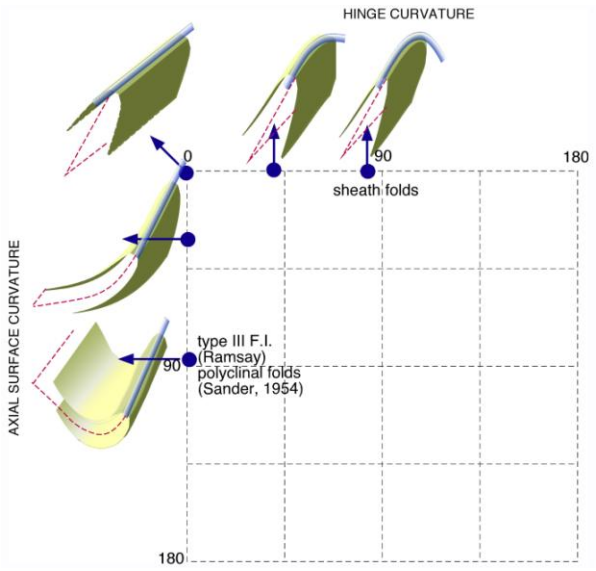


FIGURE 1. *Diagram representing different types of complex folds.*

Flow heterogeneities during shear-related folding leads to the development of hinge curvatures. Consequently, if fold hinges rotate more than 90º, sheath folds form (Fig. 3). Sheath folds are usually associated to large shear deformations. Their origin and evolution are extensively described in the literature, being accepted that they commonly form as a result of folding instabilities during a progressive shearing event (Carreras et al., 1977, 2005; Alsop and Carreras, 2007).

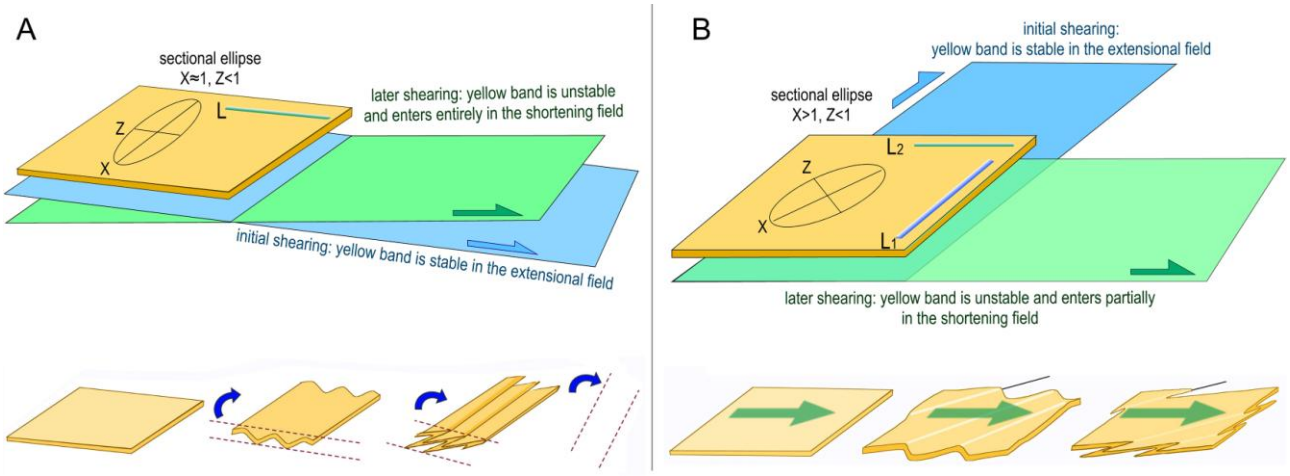


FIGURE 2. *Two situations for the development of syn-shear folds due to changes in the kinematic axes. A. Slight deflection of the shear plane causes the mylonitic foliation to enter completely in the shortening field. Folds form with hinges normal to the shear direction. The enveloping surfaces of the folds (dashed lines) rotate nearly 180º. B. Alternatively, changes of the shear direction cause the mylonitic foliation to enter partially in the shortening field. Fold hinges form oblique to the shear direction and the enveloping surfaces remain closely parallel to the shear plane.*

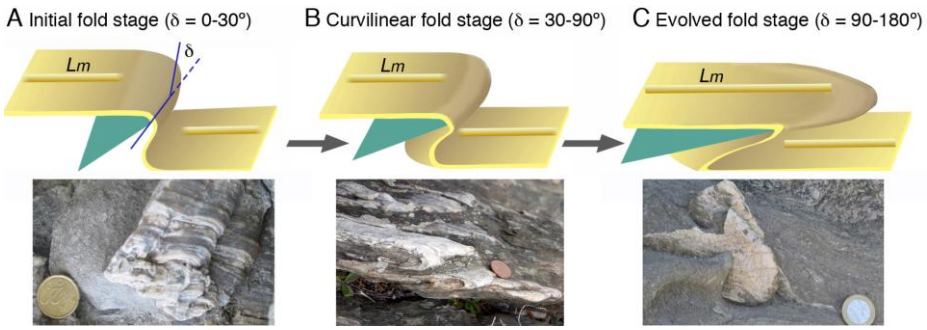


FIGURE 3. *Three stages of a sheath fold development by hinge curvature (3D drawings and photographs of examples corresponding to each stage from deformed quartz mylonitic bands in Cala Prona shear zones (Cap de Creus).*

DEVELOPMENT OF POLYCLINAL FOLDS WITH STRONGLY CURVED AXIAL SURFACES

We focus on a particular complex fold pattern characterized by strongly curved axial surfaces but straight hinges. This folding type (Fig. 4), hereby referred to as polyclinal folds with strongly curved axial surfaces, is opposed to sheath folds where axial surfaces are planar or slightly curved while hinges are strongly curved (Fig. 3C).

Folds with strongly curved axial surfaces are usually interpreted as resulting from polyphase folding. However, a detailed analysis of polyclinal folds in quartzite beds from NE Cap de Creus massif (Eastern Pyrenees) shows that the observed folds cannot be attributed neither to superimposed folding nor to cleavage refraction but they arise from a unique progressive deformation event.

The quartzite beds exhibit complex fold patterns produced during a single transpressional deformation event (D_2, Carreras and Druguet, 1994). Folds in the embedding schists are asymmetric and harmonic, revealing sinistral layer-parallel shearing (Fig. 4A). Contrarily, folds in the quartzite layers are strongly disharmonic, displaying large rotations of axial surfaces (up to 125º). This gives rise to type III fold interference patterns (Fig. 4). In both quartzites and schists, D_2 folds have sub-vertical or steeply plunging axes, which are sub-parallel to stretching lineations, indicating that the X axis of the finite D_2 strain is sub-vertical. Strain analysis of deformed quartz veins (Druguet and Griera, 1998) showed that the whole D_2 structure results from a complex transpressive shear zone involving vertical extension, NNW-SSE horizontal shortening with a dextral component, and bedding-S_1-parallel sinistral shearing. An average area loss of 37% in the YZ sub-horizontal section was also estimated by Druguet and Griera (1998).

In this case, vertical extension plus horizontal area loss also hamper the unfolding model proposed by Llorens et al. (2013) to explain the complex structures in the quartzite beds and nearby quartz veins.

Several factors account for the development of complex fold patterns in the quartzite beds (Fig. 5): (i) folds nucleate with hinges in close parallelism with the extension direction, (ii) thickened short limbs and hinges behave as rigid bodies and rotate synthetically, causing local strain partitioning, (iii) axial surfaces are unstable and can rotate antithetically with regard to the shear component, and (iv) softening of the quartzite during progressive folding enhances strain localization.

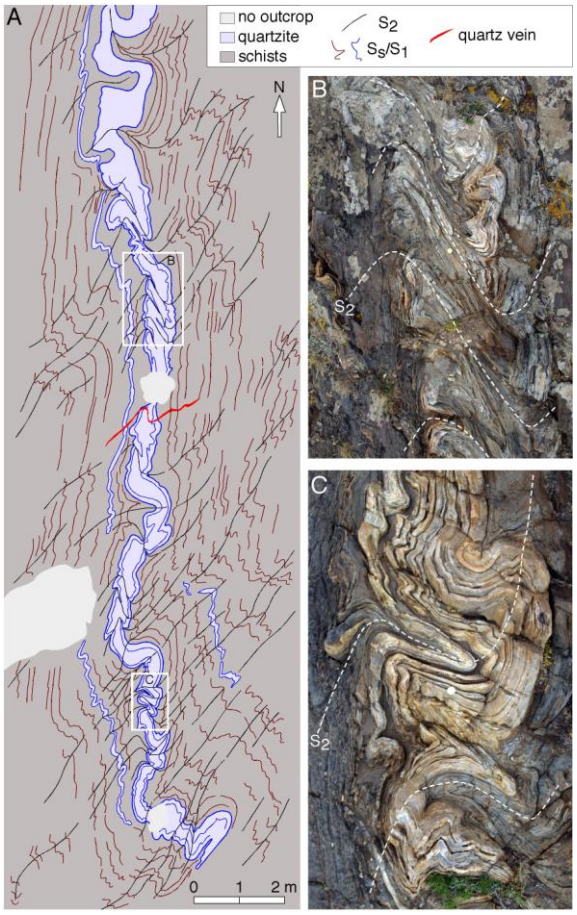


FIGURE 4. *Detail map of a quartzite bed at W Puig Culip. Cap de Creus (A) and close-up photographs of the complex folding structures (B and C). Sub-horizontal sections (normal to fold axes and to X axis).*

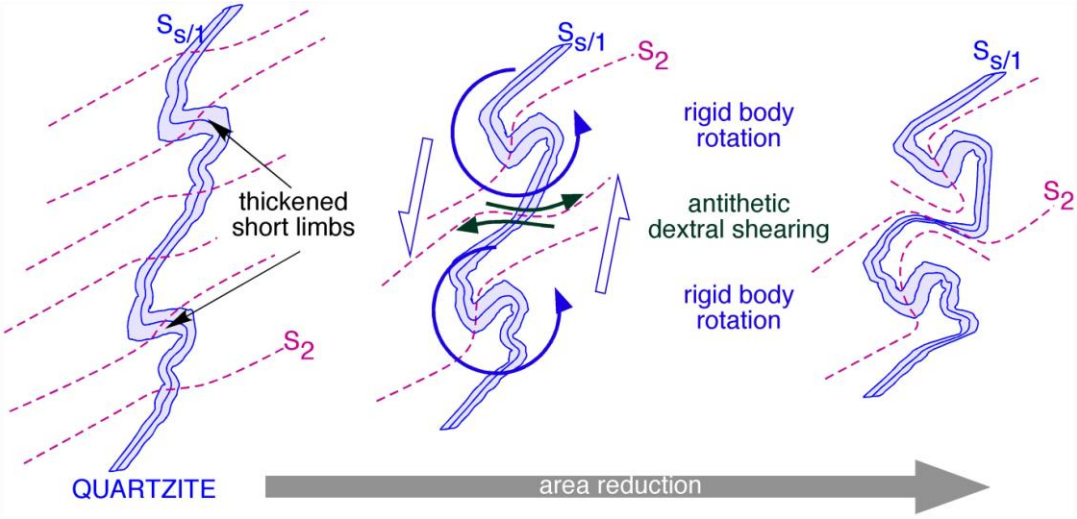


FIGURE 5. *Model for the progressive development of polyclinal folds with strongly curved axial surfaces (2D view on the fold profile section, normal to fold axes).*

CONCLUDING REMARKS

Complex folds associated with progressive deformation can develop by curving axes, curving axial surfaces or both.

In simple shear-dominated shear zones, hinge lines nucleating at a high angle to the bulk extension direction become unstable, leading to sheath folds development (Carreras et al. 1977).

In other non-coaxial deformation zones, fold hinges may already nucleate at a low angle to the bulk extension direction and remain stable, while fold axial surfaces may become unstable, leading to the development of polyclinal folds.

Polyclinal folding with strongly curved axial surfaces give rise to complex fold interference patterns. Thus, these interference patterns are not necessarily associated with polyphase tectonics but can also be the result of a single rheologically and/or kinematically complex deformation event.

The two cases described here, sheath folds and polyclinal folds, imply area reduction on the fold profile. This should not be necessarily correlated with constrictional regimes. Moreover, alignment of hinges parallel to the shear/ extension direction impedes unfolding by progressive shearing.

ACKNOWLEDGEMENTS

We gratefully acknowledge helpful suggestions by the reviewer Manuel Díaz Azpiroz and the Editors Ana Crespo-Blanc and Fco. José Fernández.

REFERENCES

Alsop, G.I. and Carreras, J. (2007): The structural evolution of sheath folds: A case study from Cap de Creus. *Journal of Structural Geology*, 29: 1915-1930.

Carreras, J. and Druguet, E. (1994): Structural zonation as a result of inhomogeneous non-coaxial deformation and its control on syntectonic intrusions: an example from the Cap de Creus area (eastern-Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, 16: 1525-1534.

Carreras, J., Estrada, A. and White, S. (1977): The effects of folding on the C-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics,* 39: 3-24.

Carreras, J., Druguet, E. and Griera, A. (2005): Shear zone-related folds. *Journal of Structural Geology,* 27: 1229-1251.

Druguet, E. and Griera, A. (1998): Strain analysis using deformed quartz veins. *Geogaceta*, 24: 119-122.

Ghosh, S.K., Khan, D. and Sengupta, S. (1995): Interfering folds in constrictional deformation. *Journal of Structural Geology,* 17: 1361-1373.

Hudleston, P.J. and Lan, L. (1995): Rheological information from geological structures. *Pure and Applied Geophysics*, 145: 605-620.

Llorens, M., Bons, P.D., Griera, A. and Gomez-Rivas, E. (2013): When do folds unfold during progressive shear? *Geology*, 41: 563-566.

Sander, B. (1948): *Einführung in die G efügekunde geologischer Körper*. Springer-Verlag, Wien.

Turner, F.J. and Weiss, L.E. (1963): *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw Hill, New York.

Large-scale post-9Ma block rotation and westward extrusion of the Gibraltar Arc System: a Tortonian reconstruction

Rotación de bloques a gran escala posteriores a 9Ma y extrusión hacía el oeste del Sistema del Arco de Gibraltar: una reconstrucción Tortoniense

A. Crespo-Blanc[1,2], M. Comas[1,2] and J.C. Balanyá[3]

1) Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Fuentenueva s/n, 18071 Granada. acrespo@ugr.es
2) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT), CSIC, Avenida de las Palmeras 4, 18100 Armilla. mcomas@ugr.es
3) Dpto. Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide, Ctra. de Utrera km. 1, 41013 Sevilla. jcbalrou@upo.es

Abstract: We propose a reconstruction for 9 Ma (Late Tortonian) of the Gibraltar Arc System (GAS) based on the dating of the folds and thrusts associated with the main shortening event in the external wedge, their structural pattern and the relationships of this pattern with vertical-axis block rotations evidenced by previous paleomagnetic data (Neogene remagnetization). These relationships permit us to identify homogeneous domains in terms of relationships between timing of deformation events and rotations. These latter took place from 9 Ma to Present and can be as high as 52º. Our reconstruction shows that from 9 Ma onwards, these rotations together with plate convergence produced the tightening of the GAS and modified drastically its geometry. Since the orientation and position of pre-9 Ma kinematic indicator or structural element is also modified, our reconstruction should be used as starting point for any pre-Late Tortonian model of the GAS.

Key words: Gibraltar Arc system, block rotations, tectonic reconstruction, Tortonian.

Resumen: *Proponemos una reconstrucción a 9 Ma (Tortoniense superior) del Sistema del Arco de Gibraltar (SAG), basada en la datación de los pliegues y cabalgamientos asociados al acortamiento principal en las zonas externas, su patrón estructural, y las relaciones del mismo con las rotaciones de eje vertical de bloques, puestas de manifiesto a partir de datos paleomagnéticos previos (remagnetización Neógena). Eso nos permite identificar dominios homogéneos en cuanto a relaciones temporales entre eventos deformacionales y rotaciones. Dichas rotaciones tuvieron lugar entre 9 Ma y el Presente y alcanzan hasta 52º. Nuestra reconstrucción muestra que a partir de 9 Ma, las rotaciones, junto con la convergencia de placas produjeron el apretamiento del SAG y modificaron drásticamente su geometría. Como la orientación y posición de cualquier indicador cinemático o elemento estructural previo a 9 Ma habrá variados, nuestra reconstrucción debe ser utilizada como punto de partida para cualquier modelo que pretenda reconstruir el SAG en tiempos anteriores al Tortoniense superior.*

Palabras clave: *Sistema del Arco de Gibraltar, rotaciones de bloques, reconstrucción tectónica, Tortoniense.*

INTRODUCTION

The Gibraltar Arc system (GAS), one of the tightest arcs on Earth, includes the Betic-Rif orogenic belt, the Alboran and Algero-Balearic back-arc basins and the accretionary prism present in the Gulf of Cadiz (inset Fig. 1A). The available tectonic reconstructions mostly agree that at Miocene times, the external boundary of the Betic-Rif orogenic wedge progressively migrated from east to west, thus acquiring his arcuate geometry. Nevertheless, the specific contribution to the GAS shaping of each one of the Miocene tectonic events is generally not differentiated. This paper presents a paleotectonic reconstruction of the GAS at approx. 9 Ma (Late Tortonian), i.e. a) when the main shortening due to the development of the fold-and-thrust belts in its external wedge was accomplished, b) the crustal-scale extension in the back-arc area drastically decreased, c) a contractive reorganization occurred, and d) a change in the Africa-Iberia convergence vector took place. Our reconstruction is based on the identification of homogeneous domains in terms of relationships between timing of deformation events and vertical axis-rotations evidenced by paleomagnetic data.

THE GIBRALTAR ARC EXTERNAL WEDGE: STRUCTURAL PATTERN AND RELATIONSHIPS WITH PALEOMAGNETIC DATA

Figure 1A shows the tectonic complexes involved in the GAS. The Alboran Domain, composed by metamorphic units, is affected by extensional fault systems related to the opening of the Alboran Basin from Early Miocene time. The Flysch Trough thrust systems are derived from the accretionary prism associated with the Western Mediterranean subduction zone. The South Iberian and Maghrebian paleomargin-

derived sequences formed the Prebetic and the Subbetic in Spain, and the Intrarif, Mesorif and Prerif in Morocco. Neogene foreland basins fringe the orogenic system.

The shortening responsible for the development of the external fold-and-thrust systems, which we will call main shortening, is diachronic in the GAS (see review in Crespo-Blanc et al., submitted). In the central and eastern Subbetic (east of 4.5º meridian), this shortening took place from Upper Aquitanian to lowermost Serravallian, while in the Subbetic and Flysch Trough units, west of 5º meridian (western Betic units), from Upper Burdigalian to Lower Tortonian. In Morocco, the Intrarif, Mesorif and Flysch Trough units deformed late Burdigalian rocks and the thrusts are sealed by upper Tortonian deposits. After this main shortening event, a contractive reorganization affected the GAS (Upper Tortonian onwards; Comas et al., 1999).

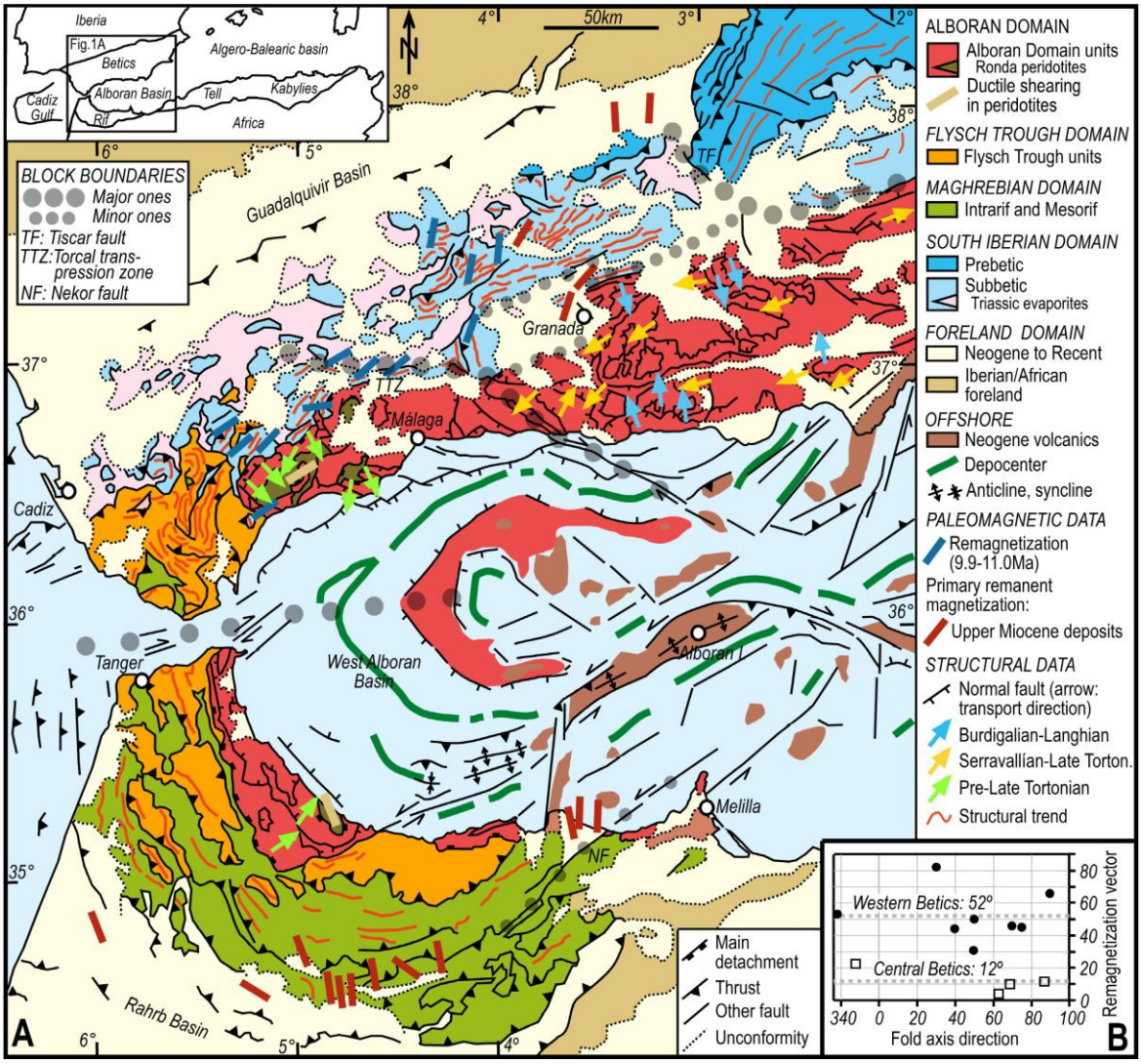


FIGURA 2. *A. Tectonic map of the Gibraltar Arc System (Inset: Localization). B. Structural trend vs. Orientation of the declination of the remagnetization vector in the Betics. Crespo-Blanc et al. (submitted)*

The trend of the structures associated with the main folding and thrusting event in the GAS external wedge is mainly ENE-WSW directed in the central and eastern Betics (Fig. 1A). In the western Betics, the structural pattern swings from NE-SW to NW-SE, meanwhile in the Rif, it varies from N-S to ENE-WSW.

Paleomagnetic studies in Jurassic rocks of the Subbetic Domain have established that a Neogene, pervasive remagnetization prevails, being coeval in all of the Subbetic since all of the samples of each one of the sites exhibit normal polarities (Villalaín et al., 1994, 1996; Osete et al., 2004). The relationships between remagnetization vector and structural data show that (Fig. 1A and 1B): 1) the orientation of the remagnetization vector is systematically affected by clockwise rotations; 2) two relatively homogeneous blocks can be differentiated in term of rotation (in the western Betics, the remagnetization vector is ENE-directed, while in the central Betics, it is NNE-

directed); 3) within each block, the orientation of the remagnetization is relatively constant, meanwhile the orientation of the fold axes associated with the main shortening swings from 340º to 090º.

Villalaín et al. (1994, 1996) and Osete et al. (2004) checked the relative timing of remagnetization and shortening through fold testing and deduced pre-, syn- and post-folding remagnetization. Nevertheless, they attributed all of the folds used for tests to the main shortening event, because the complexity of the structural evolution of the Subbetic fold-and-thrust belt was not evidenced at that time. In fact, a detailed structural review shows that the folds used in those tests are Upper Miocene to Quaternary (Crespo-Blanc et al., submitted). Accordingly, we suggest that in the Betics, the remagnetization vector postdates the structural trend of the main, early to middle Miocene folding. If it is the case, we suggest that this remagnetization took place during the longest normal polarity period that occurred after the main shortening, i.e. at chron C5n.2n (9.9 to 11.0Ma).

In order to evaluate the rotations of the Rif at the same time interval, we must examine the primary magnetization vector of upper Miocene deposits. In such sediments, Cifelli et al. (2008) show a relatively homogeneous anticlockwise rotation of that vector (mean of 15º), while the variation in the direction of the main folding structural trend is higher (Fig. 1A).

In summary, the relationships between structural trend, paleomagnetic remagnetization and timing of deformation reveal the presence of three main blocks, characterized by relatively homogeneous vertical axis rotations. The western and central Subbetic rotated clockwise a mean of 52º and 12º (Fig. 1B), respectively, while the external wedge in the Rif rotated around 15º anticlockwise. These blocks rotated after the main shortening within the GAS external wedge (from Upper Tortonian onwards).

A 9 Ma RECONSTRUCTION OF THE GAS

The boundary between early and late Tortonian is the selected time window for the reconstruction showed in Figure 2. From 9 Ma onwards, a NW-SE convergence at a rate 8 km/Ma took place between Iberia and Africa, and so a distance of 72 km has been restored. The relative homogeneity of vertical axis rotations in the GAS external wedge permits a reasonable simplification and the use of only three blocks for our reconstruction: the Central Betics, Western Betics and Rif blocks; the Eastern Betics, east of 2.5º meridian, is considered as our relative autochthonous. The Alboran Domain acted as a backstop during the structuration of the pre-9 Ma fold-and-thrust belts, and it is assumed that from that time on, it would have passively rotated on top of the GAS external wedge.

These blocks should have been bounded by diffuse transfer zones in which discrete wrench-dominated fault zones would have been develop. These latter are (Fig. 1A): a) the dextral fault zone situated SW of the Prebetic arc, b) the E-W-directed Torcal dextral transpressional zone and the NW-SE directed dextral transtensive fault zone that bounds to the north the West Alboran Basin, c) the Gibraltar Strait fault zone. Moreover, we have subdivided the Central Betics block along two main dextral strike-slip fault zone, ENE-WSW-directed and situated north and south of Granada Basin, since they may have contributed to its opening from upper Tortonian onwards. We have also subdivided the Rif block along the Nekor fault zone, a main sinistral strike slip fault active since Late Tortonian time.

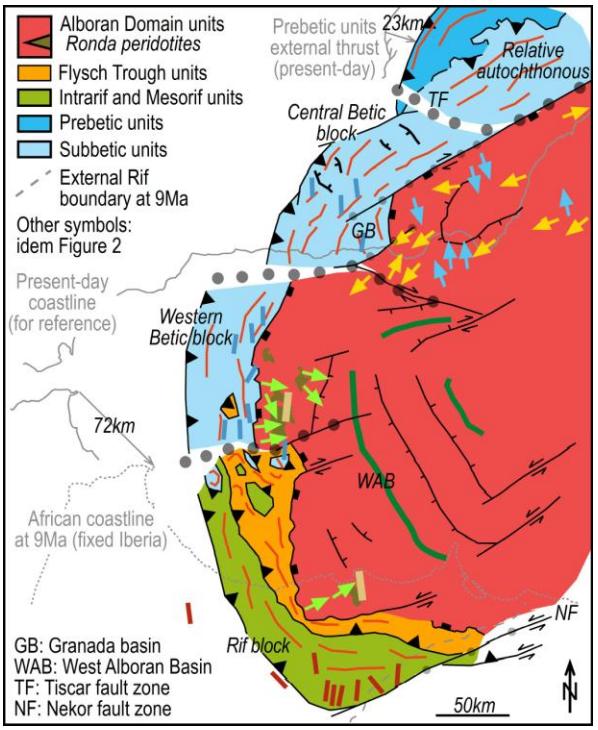


FIGURA 2. *Paleotectonic reconstruction of the Gibraltar Arc System at 9 Ma (earliest Late Tortonian), according to Crespo-Blanc et al. (submitted). Symbols as in Figure 1A.*

We have selected the Prebetic units as relative autochthonous because it is a coherent and continuous fold-and-thrust belt lacking vertical axis rotation. The timing and amount of its shortening is known and the position of its frontal thrust at 9 Ma can be restored 23 km towards the ESE (Fig. 2). This also fixes the location of the Prebetic and Subbetic fold-and-thrust belt SW of the Tiscar fault.

Finally, we have to restore the post-9 Ma rotations, since at that time both the remagnetization in the Subbetic units and the primary magnetization measured in upper Miocene deposits of the Rif were N-S-directed. In the external wedge, the geometric relationships between structural trend and paleomagnetic vectors have been maintained. The 12º

clockwise rotation of the Central Betics block must be removed, and the Granada basin closed. The western Betics block, after the restoration of the post-9 Ma 52º clockwise rotation has been drawn just SW of the Central Betics. To bring back the Rif block after the restoration of the 15º anticlockwise rotation, we have assumed that the depocenter of the West Alboran Basin was simply bended by the Gibraltar Strait fault zone, and that the External Rif window in the Betics (Fig. 1A) was located following the External Zones in Morocco. Moreover, the Rif block should not invade the African foreland (drawn with respect to the 9 Ma African coastline in Figure 2), due to the absence of External Rif klippes onto the foreland. This has obliged us to restore the Nekor fault (southernmost Rif block), although the net slip is unknown.

DISCUSSION AND CONCLUDING REMARKS

Figure 2 shows the likely position at 9 Ma of the GAS tectonic domains, where very different elements appear N-S-oriented: the fold-and-thrust belts, the outer boundary of the Alboran Domain and the depocenter of the West Alboran Basin, with similar architecture both in its northern and southern branches despite its present-day curved geometry. The boundaries between blocks are drawn as diffuse transfer zones, which must have contributed to balance the 30 km of overlapping between the three main blocks.

Despite being a simplification, our reconstruction shows that from 9 Ma onwards, the tightening of the GAS was produced by vertical-axis block rotations which, in turn, has important implications on the original directions of the pre-9 Ma Miocene structures, in particular the low-angle normal fault systems (LANFS) that affected the Alboran Domain. Indeed, in the Western Betics and Rif, LANFS with SSE- and NE-ward transport have been observed, respectively (Fig. 1A). When restored in Figure 2, the kinematic criteria along these LANFS turn subparallel, not only between them but also with the well-dated Serravallian to lower Tortonian, SW-ward directed LANFS of the Central Betics. This extensional event produced the W to SW-ward indentation of the Alboran Domain into the external wedge, which in turn contributed to the pre-9Ma arc-shaping of the GAS. The orientation of ductile linear fabrics should also be restored, as for example, the stretching lineation on top of peridotite slices within the Alboran Domain (approximately N-S directed at 9 Ma).

Our reconstruction is coherent with the main shortening diachronism in the GAS external wedge. Indeed, in the Central Betics, the Subbetic fold-and-thrust belt was structured from Aquitanian to Langhian, i.e. earlier than in the Western Betics and Rif blocks, and coeval with the NW-ward extensional system in the Alboran Domain. Accordingly, it is expected that the SW-ward extensional process that took place in the Alboran Domain during middle and upper Miocene also would have affected the central Subbetic fold-and-thrust belt. From 9 Ma onwards, block rotations and associated progressive lengthening of the external GAS induced severe arc-parallel stretching. This would explain both the lack of continuity of the Subbetic fold-and-thrust belt, and the presence of low-angle normal faults with WSW-ward transport that cut the fold-and-thrust belt (simplified in Fig. 2).

ACKNOWLEDGEMENTS

Funding by Junta de Andalucía RNM-215 and 451, and MINECO CGL2013-46368-P is acknowledged, as A. Azor and F.J. Fernández (reviewers).

REFERENCES

Cifelli, F., Mattei, M., and Porreca, M. (2008): New paleomagnetic data from Oligocene-upper Miocene sediments in the Rif chain (northern Morocco): Insights on the Neogene tectonic evolution of the Gibraltar arc. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 113/2: B02104.

Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I, and Watts, A.B. 1999. The origin and tectonic history of the Alboran Basin: insights from Leg 161 results. *In*: Zahn, R., Comas, M.C., and Klaus, A. (eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Scientific Results, Vol. 161, 555-580.

Crespo-Blanc A., Comas, M., and Balanyá, J.C. (submitted): Clues for a Tortonian reconstruction of the Gibraltar Arc: structural pattern, deformation diachronism and block rotations. *Tectonophysics*.

Mattei, M., Cifelli, F., Martín-Rojas I., Crespo-Blanc, A., Comas, M. C., Faccenna, C., and Porreca M. (2006): Neogene tectonic evolution of the Gibraltar Arc: New paleomagnetic constrains from the Betic chain. *Earth and Planetary Science Letters*, 250: 522-540.

Osete, M.L., Villalaín, J.J., Palencia, A., Osete, C., Sandoval, J., and García-Dueñas, V. (2004): New palaeomagnetic data from the Betic Cordillera: Constraints on the timing and the geographical distribution of tectonic rotations in Southern Spain. *Pure and Applied Geophysics*, 161: 701-722.

Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García-Dueñas, V., and Heller, F. (1994): Widespread Neogene remagnetization in Jurassic limestones of the South-Iberian palaeomargin (Western Betics, Gibraltar Arc). *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 85: 15-33.

Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García-Dueñas, V. and Heller, F. (1996): The Neogene remagnetization in the western Betics: a brief comment on the reliability of paleomagnetic directions. In: *Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean region* (Morris A. and Tarling, D.H., eds.). *Geological Society of America Special Paper,* 105: 33-41.

Kinematic model of triclinic transtension zones: The case of the Boa Fé shear zone (Ossa-Morena Zone, Iberian Variscan Massif)

Modelo cinemático de transtensión triclínica: El ejemplo de la zona de cizalla de Boa Fé (Zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico)

Carlos Fernández[1], Manuel Díaz-Azpiroz[2], M. Francisco Pereira[3], Martim Chichorro[4] and Dyanna Czeck[5]

1 Dpto. de Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, 21007 Huelva. fcarlos@uhu.es
2 Dpto. de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide, Crtra. Utrera, km 1, 41013 Sevilla. mdiaazp@upo.es
3 IDL, Dpto. de Geociências, Universidade de Évora, Apartado 94, 7001-554 Évora, Portugal. mpereira@uevora.pt
4 CICEGe, Dpto. de Ciências da Terra, Universidade Nova de Lisboa, Quinta da Torre, 2829-516 Caparica, Portugal. ma.chichorro@fct.unl.pt
5 Dept. of Geosciences, University of Wisconsin-Milwaukee, 3209 North Maryland Avenue, Milwaukee, WI 53211, USA. dyanna@uwm.edu

Abstract: A kinematic model of triclinic transtension with oblique coaxial shortening is presented in this work. The main parameters controlling the model are the simple-shear obliquity angle (ϕ), the angle between the infinitesimal shortening axis of the coaxial flow component and the true-dip line of the shear zone boundary (ι), and the kinematic vorticity number (W_k). It includes, as special cases, previous models of monoclinic and triclinic transtension. Our theoretical results allow predicting the shape of the finite strain ellipsoid and the orientation of the principal finite strain axes for the distinct combinations of the controlling parameters and increasing finite strain intensity. Testing of the plano-linear fabric of the sinistral transtensional Boa Fé shear zone (Ossa-Morena Zone, Iberian Variscan belt) against the model yielded a satisfactory fit for a horizontal to moderately SE-plunging simple-shear direction (ϕ=0 to -60º), coaxial shortening near the true-dip of the shear zone boundary (10º>ι>170º), and a pure-shear dominated flow (W_k<0.81). Measurement of the shape of the finite strain ellipsoid is needed in this and other natural shear zones to rigorously check them against the theoretical model presented here.

Key words: Triclinic transtension, kinematic models, Boa Fé shear zone, Iberian Massif, Variscan.

Resumen: *En este trabajo se presenta un modelo cinemático de transtensión triclínica con acortamiento coaxial oblicuo. Los principales parámetros del modelo son el ángulo de oblicuidad de la componente de cizalla simple (ϕ), el ángulo entre el eje de acortamiento infinitesimal de la componente coaxial y la dirección de buzamiento del borde de la zona de cizalla (ι), y el número de vorticidad cinematica (W_k). El modelo incluye, como casos particulares, los modelos previos de transtensión monoclínica y triclínica. Los resultados teóricos obtenidos permiten predecir la forma del elipsoide de la deformación finita, así como la orientación de los ejes principales de la deformación para las distintas combinaciones de los parámetros del modelo y para distintas intensidades de deformación finita. El análisis de la fábrica planolinear de la zona de cizalla transtensional senestra de Boa Fé (Zona de Ossa Morena, Macizo Ibérico) con el modelo teórico ha permitido encontrar un ajuste satisfactorio para un flujo dominado por la cizalla pura (W_k<0.81) y caracterizado por una dirección de cizalla simple horizontal o inclinada moderadamente hacia el SE (ϕ=0 a -60º) y por un acortamiento coaxial situado cerca del buzamiento real de la zona de cizalla (10º>ι>170º). Un ajuste más riguroso de esta y otras zonas de cizalla requeriría la medición de la forma del elipsoide de la deformación finita.*

Palabras clave: *Transtensión triclínica, modelos cinemáticos, zona de cizalla de Boa Fé, Macizo Ibérico, Varisco.*

INTRODUCTION

Kinematic modelling of shear zones has evolved from simple models considering mainly heterogeneous simple shear and/or volume change (Ramsay and Graham, 1970) to more complex versions including successive activity of coaxial and non coaxial components (Sanderson and Marchini, 1984). Considering simultaneous simple shear, pure shear and volume change make a qualitative leap towards the understanding of deformation patterns in natural shear zones (e.g., Fossen and Tikoff, 1993). General models of monoclinic and triclinic transtension have been published since then (e.g., Fossen and Tikoff, 1998; Lin et al., 1998) and applied to understand the generation of distinct structures, as transtensional folds (Fossen et al., 2013). However, two major issues concerning transtension still remain unresolved. First, unlike in the case of its transpressional counterpart, a triclinic model of transtension involving oblique shortening along the shear zone boundary has not yet been advanced. Second, to date none natural case of ductile transtensional shear zone has been tested against the available models. This work addresses both shortcomings. The general principles of a new triclinic model of transtension are presented and then applied to

the case of the Variscan Boa Fé shear zone (Ossa-Morena Zone, Iberian Massif), where some constraints about the values of the main flow parameters are advanced.

THE MODEL

A general model of deformation within shear zones subjected to triclinic transtension with simultaneous pure shear and simple shear components (Fig. 1) is here developed and analysed. The simple shearing component corresponds to the motion parallel to the boundaries of the shear zone, with the angle ϕ measuring the transtension obliquity, i.e., the angle between the strike of the shear zone and the velocity vector parallel to the shear boundary. The pure shearing component is due to shortening parallel to the shear zone and extension normal to the shear plane. The angle between the maximum infinitesimal shortening axis of the coaxial component and the dip direction of the shear zone (ι) is allowed to deviate from 0º, thus enabling analysis of the effects of inclined shortening axes. The modelled flow is homogeneous and steady.

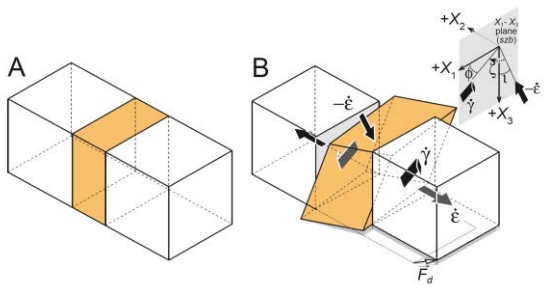


FIGURE 1. *Sketch of a shear zone (area shaded in orange) before (A) and after (B) deformation according to the model of triclinic transtension with oblique shortening. Inset shows the orientation of the reference frame (*X_1, X_2, X_3*;* szb *is the shear zone boundary) and the main parameters controlling the model (see main text for further explanations). The shear zone boundaries are vertical.*

The velocity gradient tensor for this type of transtensional flow with respect to the X_1, X_2 and X_3 axes (Fig. 1) is given by:

$$L_{Tt} = \begin{pmatrix} -\dot{e}\sin^2 i & \dot{g}\cos f & \dot{e}\cos i\sin i \\ 0 & \dot{e} & 0 \\ \dot{e}\cos i\sin i & \dot{g}\sin f & -\dot{e}\cos^2 i \end{pmatrix},$$

with $\dot{\gamma}$ being the simple shear strain rate, and $\dot{\varepsilon}$ the coaxial strain rate. Integration of the system of differential equations based on the velocity gradient tensor has been done according to the procedure presented by Tikoff and Fossen (1993), yielding:

$$F_{Tt} = \begin{pmatrix} \cos^2 i + \sin^2 i\exp(-\dot{e}t) & A & \cos i\sin i[1-\exp(-\dot{e}t)] \\ 0 & \exp(\dot{e}t) & 0 \\ \cos i\sin i[1-\exp(-\dot{e}t)] & B & \sin^2 i + \cos^2 i\exp(-\dot{e}t) \end{pmatrix},$$

where t is time, and A and B are kinematic and geometrical coefficients depending on the $\dot{g}/\dot{e}$ ratio, angles ϕ and ι, and coefficients $\exp(\dot{e}t)$ and $\exp(-\dot{e}t)$. The interested reader is referred to Fernández and Díaz Azpiroz (2009), where similar equations were developed for the transpressional case.

ζ	ϕ, ι			
0º	0º, 90º	30º, 120º	60º, 150º	90º, 0º
+30º	0º, 60º	30º, 90º	60º, 120º	90º, 150º
-30º	0º, 120º	30º, 150º	60º, 0º	90º, 30º
+60º	0º, 30º	30º, 60º	60º, 90º	90º, 120º
-60º	0º, 150º	30º, 0º	60º, 30º	90º, 60º
90º	0º, 0º	30º, 30º	60º, 60º	90º, 90º

TABLE I. *Selected combinations of* ϕ *and* ι *values yielding the same* ζ *values. See Fig. 1 for a geometrical definition of these angles.*

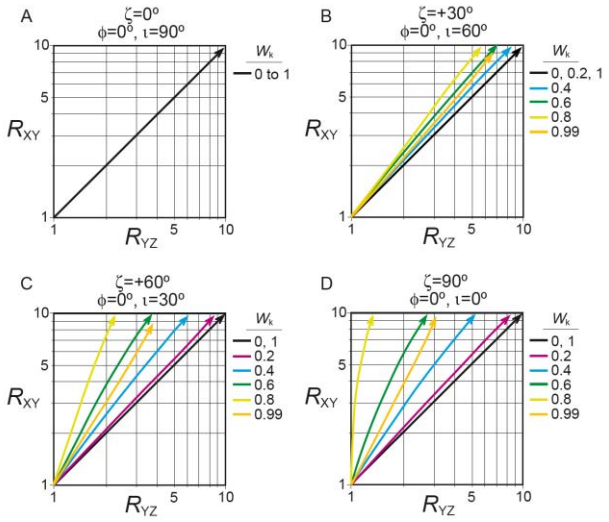


FIGURE 2. *Logarithmic deformation Flinn diagrams showing the predicted strain paths for selected, representative values of the controlling parameters (*W_k, ϕ, ι *and* ζ*) of the model of triclinic transtension presented in this work.* X, Y *and* Z *represent the long, intermediate and short axes of the finite strain ellipsoid, respectively, while* R_{XY} *and* R_{YZ} *are the principal axial ratios. Arrows point to increasing strain intensity. Given that the shape of the finite strain ellipsoid depends on* ζ *and* W_k*, identical strain paths are expected for the range of combinations of* ϕ *and* ι *values reported on Table I.*

The simulated finite strains show that the pattern depicted by the orientation of the principal strain axes depends on the kinematic vorticity number W_k (which is a function of the $\dot{g}/\dot{e}$ ratio) and on the value and sign of angle ζ (the acute angle between the simple shearing and the maximum infinitesimal shortening of the coaxial component directions, Fig. 1). The shape of the strain ellipsoid depends on angle ζ (Fig. 2; Table I lists selected pairs of ϕ and ι values yielding the same value of the ζ angle). For ζ=0º, the strain ellipsoid corresponds to plane strain. For any other value of ζ the ellipsoids plot in the constriction field, as shown in

the previous literature on transtension kinematics. However, this work shows that the larger the ζ value, the wider the field occupied by the resulting ellipsoids in graphical representation (Flinn diagrams). The flow path with W_k value of ≈0.8, i.e., at the transition between simple-shear and pure-shear dominated flows (Tikoff and Fossen, 1993), yields the ellipsoids with the higher Flinn's *K*-value. The observed influence of ζ and W_k in the shape of the finite strain ellipsoid is comparable to that of triclinic transpression (Fernández and Díaz-Azpiroz, 2009).

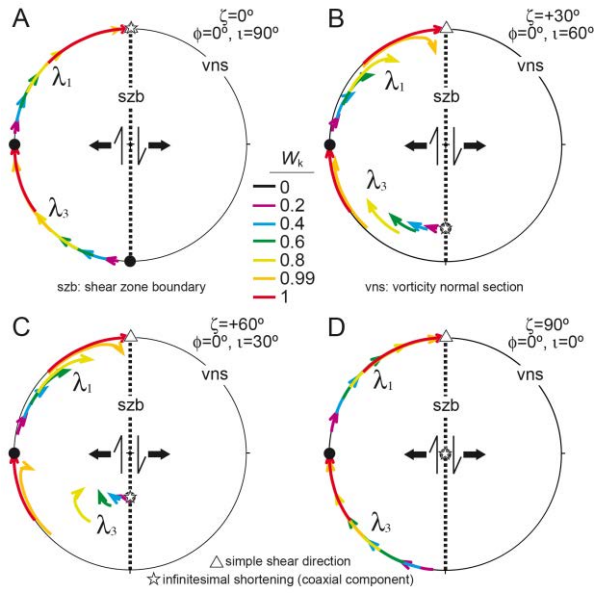


FIGURE 3. *Equal area, lower hemisphere diagrams showing the orientation of the long and short axes of the finite strain ellipsoid (represented by the principal quadratic elongations* λ_1 *and* λ_3*, respectively) for selected, representative values of the controlling parameters (*W_k*,* ϕ*,* ι *and* ζ*) of the model of triclinic transtension presented in this work. The shear zone boundary (szb) is vertical and N-S oriented. The simple shearing component is dextral. The infinitesimal extension of the coaxial component is horizontal, E-W. Arrows show the orientation paths of* λ_1 *and* λ_3 *and point to increasing finite strain intensity. Identical results are respected for the same* ζ *angle under distinct combinations of* ϕ *and* ι *values (cf. Table I) albeit rotated in correspondence with the position of the simple shear and the infinitesimal shortening (coaxial component) directions.*

As previously reported for simpler triclinic transtensional kinematics (e.g., Lin et al., 1998), the orientation of the long axis of the finite strain ellipsoid (λ_1) is more stable than that of the short axis (λ_3). The pattern defined by λ_1 tracks the vorticity normal section, although it tends to slightly deviate from it particularly for high W_k values (excluding W_k=1), high finite strains, and intermediate values of ζ (Fig. 3). On the other side, patterns of λ_3 show a dispersion that is directly proportional to the absolute value of angle ζ for triclinic flows (0º<ζ<90º; Fig. 3). The plane defined by the infinitesimal shortening and extension of the coaxial component limits these patterns. In flows with low W_k values (<0.8), λ_3 tends to coincide with the infinitesimal shortening of the coaxial component. In contrast, flows with high W_k values (0.8< W_k <1) show long λ_3 trajectories that tend to approach the infinitesimal extension of the coaxial component for low to moderate finite strain values turning towards the infinitesimal shortening direction for very high finite strains (e.g. Fig. 3C). Monoclinic transtension is a particular case of this model when ζ=0º or 90º, which gives strain ellipsoid shapes and orientations (Figs. 2 and 3) that agree with those estimated by previous models (types D and B, respectively, of Fossen and Tikoff, 1998). Finally, the extreme values of W_k (0 and 1) reflect, for any ζ, the characteristic plane-strain shape of the finite strain ellipsoid (Fig. 2) and the well-known orientation patterns of the principal finite strain axes for pure shear and simple shear (Fig. 3).

THE NATURAL CASE

Our kinematic model of triclinic transtension with oblique coaxial shortening has been tested against natural data from the Boa Fé shear zone. The general features of this transtensional shear zone, like the conspicuous instability in the foliation attitude and the more stable location of the stretching lineation, are explained with the model. A detailed structural analysis of the Boa Fé shear zone allows us to constrain the range of the relevant parameters of the model that best explain the measured structural fabrics and finite strain data (Fig. 4). The Boa Fé shear zone is a 0.1 to 0.5 km wide and 18 km long, moderately- to steeply-dipping to SW, Variscan structure that includes mylonitic quartzofeldspathic and pelitic gneisses, michaschists and amphibolites (Chichorro, 2006). This NW-SE-trending ductile shear zone was responsible for the exhumation of high-grade metamorphic rocks (e.g., Pereira et al., 2013). Transtensional activity of this shear zone involved a metamorphic P-T evolution with cooling (up to 350 ºC) and a concomitant decompression that attained 250 MPa (Chichorro, 2006). We used an average trend of N120ºE and a dip of 78ºSW to apply the model of triclinic transtension. The north-plunging stretching/mineral lineations and the gently to steeply E- and NE-plunging poles to the mylonitic foliation of the Boa Fé shear zone can be simulated with ϕ=0º, *i.e.*, sub-horizontal simple shear (Fig. 4, upper row). Explanation of south-plunging lineation patterns needs a slightly to moderately SE-plunging simple shearing component (ϕ=-20º to -60º; Fig. 4, second to fourth rows), which also accounts for the sub-vertical to steeply NE-plunging poles to mylonitic foliation. The larger the pitch of the simple shearing direction, the steeper is the plunge of □1. The scarce, gently west-plunging poles to S are not explained by the considered combination of model parameters. This is in part due to the simplification about the average orientation of the shear zone boundary. Also the modelling has mainly considered that the coaxial infinitesimal shortening component is

located around the true-dip of the shear zone boundary (ι=0º±10º). The results allow excluding extreme values of W_k (<0.2 and >0.8), while central values (W_k≈0.4-0.6) provide the best fit to natural data. Finally, it can be stressed that the absence of measured finite strain data hinders a more rigorous testing of the Boa Fé shear zone against the triclinic transtension model.

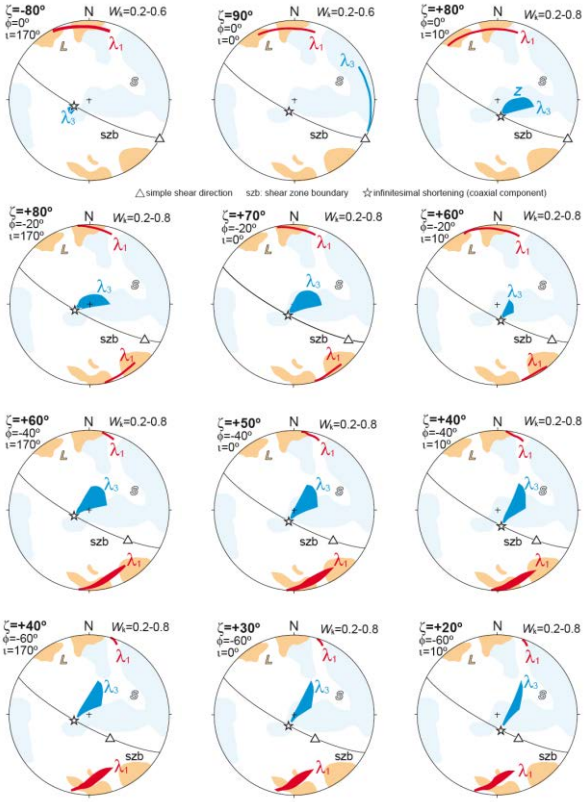


FIGURE 4. *Comparison between the orientation of the structural data (mylonitic foliation, S, and mineral and stretching lineation, L) of the Boa Fé shear zone (from Pereira et al., 2013) and the predictions of the theoretical model of triclinic transtension (short, λ_3, and long, λ_1, axes of the finite strain ellipsoid, respectively). Trend and dip of the simulated shear zone are N120ºE and 78ºSW, and its simple shearing component is sinistral. Data are plotted on equal area, lower hemisphere projections. Shaded areas mark the area covered by the distinct structural elements: Natural data: light blue, S (n=105); orange, L (n=80). Model predictions: red, locus of the long axis of the finite strain ellipsoid (λ_1); dark blue, locus of the short axis of the finite strain ellipsoid (λ_3).*

CONCLUSIONS

The model of triclinic transtension presented in this work includes previous modelling efforts as special cases, and it can be considered as the most general model presented up to date. The analysis of the Boa Fé shear zone has yielded very promising results. The attitude and spatial variation of the structural fabric within the Boa Fé shear zone can be approached by the predictions of a triclinic transtensional shear zone, with horizontal to moderately SE-plunging simple shearing direction (ϕ=0 to -60º), coaxial shortening near the true-dip of the shear zone boundary (10º>ι>170º), and a pure-shear dominated flow (W_k<0.81).

ACKNOWLEDGEMENTS

Financial support by projects CGL2013-48408-C3-1-9 and CGL2013-46368-P (Spanish Ministry of Economy and Competitivity) is acknowledged. Careful reviews by Inma Expósito and Ana Crespo-Blanc are warmly acknowledged.

REFERENCES

Chichorro, M. (2006): *Estrutura do Sudoeste da Zona de Ossa-Morena: Área de Santiago de Escoural-Cabrela (Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo, Maciço de Évora)*. Ph.D. Thesis, Univ. of Évora, 569 p.

Fernández, C. and Díaz Azpiroz, M. (2009): Triclinic transpression zones with inclined extrusion. Journal of Structural Geology, 31: 1255-1269.

Fossen, H. and Tikoff, B. (1993): The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transtension tectonics. *Journal of Structural Geology*, 15: 413-422.

Fossen, H. and Tikoff, B. (1998): Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. In: *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics* (R.E. Holdsworth, R.A. Strachan and J.F. Dewey, eds.). Geological Society, London, Special Publications, 135, 15-33.

Fossen, H., Teyssier, C. and Whitney, D.L. (2013): Transtensional folds. Journal of Structural Geology, 56: 89-102.

Lin, S., Jiang, D., Williams, P.F. (1998). Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modelling. In: Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. (R.E. Holdsworth, R.A., Strachan, J.F., Dewey, eds.). Geological Society, London, Special Publications, 135, 41-57.

Pereira, M.F., Chichorro, M., Fernández, C., Silva, J.B. and Matias, F.V. (2013): The role of strain localization in magma injection into a transtensional shear zone (Variscan belt, SW Iberia). *Journal of the Geological Society, London*, 170: 93-105.

Ramsay, J.G. and Graham, R.H. (1970): Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7: 786-813.

Sanderson, D.J. and Marchini, W.R.D. (1984): Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6: 449-458.

Tikoff, B. and Fossen, H. (1993): Simultaneous pure and simple shear: the unifying deformation matrix. *Tectonophysics*, 217: 267-283.

Geometry of a fold-and-thrust belt controlled by multiple décollements: The structure of the central Kuqa Basin (Tian Shan Mountains, NW China)

Geometría de un sistema de pliegues y cabalgamientos controlado por varios niveles de despegue: La estructura de la parte central de la cuenca de Kuqa (Tian Shan, NO de China)

E. Izquierdo-Llavall[1], E. Roca[1], O. Pla[1], Y. Neng[2], J.A. Muñoz[1], M.G. Rowan[3] and S. Huang[2]

1 Geomodels Research Institute, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. Carrer de Martí i Franquès, s/n, 08028 Barcelona. esther.izquierdo@ub.edu, eduard.roca@ub.edu, oriolpla14@gmail.com, jamunoz@ub.edu
2 Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Tarim Oilfield Company, PetroChina, Korla, Xinjiang, China,841000. Nengy-tlm@petrochina.con.cn, huangsy-tlm@petrochina.com.cn
3 Rowan Consulting, Inc., 850 8th St. Boulder, Colorado, 80302, USA, mgrowan@frii.com

Abstract: The Kuqa basin is a continental basin in the southern foreland of the Tian Shan Mountains (NW China) that was compressionally deformed during the Cenozoic. It hosts a thick sedimentary infill comprising Cenozoic detrital sequences that overlie Permian to Cretaceous units and a Paleozoic basement. Three main décollements are interlayered in the basin infill: Triassic-Jurassic coal layers, Paleocene-Eocene evaporites (Kumugeliemu Group) and Miocene gypsum and shales (Jidike Fm). We present a cross section that shows the structure across the central part of the Kuqa basin, characterized by two fold-and-thrust belts separated by a broad syncline. The southern fold-and-thrust system developed in the southern pinch-out of the Paleogene evaporites and its surface geometry is the result of different structures detached on both Paleogene and Miocene evaporites. The northern fold-and-thrust system partly developed in the northern pinch-out of the Paleogene evaporites that behaved as a major décollement. The Paleozoic and the Mesozoic beneath them is deformed by an antiformal stack involving both basement faults and thrusts detached in the Mesozoic coal layers. Shortening in the Cenozoic was accommodated by a south-directed thrust (Tuzimaza structure) and back-thrusts in the forelimb of the underlying antiformal stack.

Key words: fold-and-thrust system, décollement, Kuqa basin, cross section, Cenozoic

Resumen: *La Cuenca de Kuqa es una cuenca continental situada en el antepaís Sur del Tian Shan (NO de China), deformada en compresión durante el Cenozoico. Alberga un relleno sedimentario formado por unidades cenozoicas y mesozoicas sobre un basamento de edad paleozoica. Existen tres niveles de despegue principales: capas de carbón triásico-jurásicas, evaporitas paleoceno-eocenas (Grupo Kumugeliemu) y lutitas y yesos miocenos (Formación Jidike). En este trabajo presentamos un corte geológico que muestra la estructura en la parte central de la cuenca, formada por dos sistemas de pliegues y cabalgamientos separados por un amplio sinclinal. El sistema meridional se forma en el pinch-out sur de las evaporitas paleógenas y su geometría es resultado de la combinación de una serie de estructuras despegadas tanto en las evaporitas paleógenas como en las miocenas. El sistema septentrional está parcialmente desarrollado sobre el pinch-out norte de las evaporitas paleógenas que actúan como principal nivel de despegue. El Paleozoico y el Mesozoico están afectados por un apilamiento antiformal que involucra fallas de basamento y cabalgamientos despegados en las capas de carbón mesozoicas. Este acortamiento es acomodado en el Cenozoico mediante un cabalgamiento de vergencia Sur y por retrocabalgamientos desarrollados en el flanco frontal del apilamiento antiformal.*

Palabras clave: sistema de pliegues y cabalgamientos, despegue, cuenca de Kuqa, corte geológico, Cenozoico

INTRODUCTION

The Kuqa Basin is a long-lived continental basin in NW China, located in the southern foreland of the Tian Shan Mountains and the northern margin of the Tarim Basin (Fig. 1a). It represents one of the currently most active intracontinental belts resulting from the far-field effects of the Cenozoic India-Eurasia collision.

The structure of the Kuqa basin is largely controlled by the behavior of salt units of lacustrine origin that are Paleocene to Miocene in age. The major décollements during the Cenozoic compression occurred along these units and triggered a strong decoupling between deformation in the Cenozoic supra-salt units and the Mesozoic pre-salt sequences. Many studies (Chen et al., 2004, Xin et al., 2011, Li et al., 2012, among others) are focused on the geometry and tectonic evolution of salt-detached structures that are well exposed at surface and clearly imaged along seismic lines. On the contrary, less attention was paid to the structure of the Mesozoic units beneath the salt where seismic data are usually poorer and surface outcrops scarce (Fig. 1b).

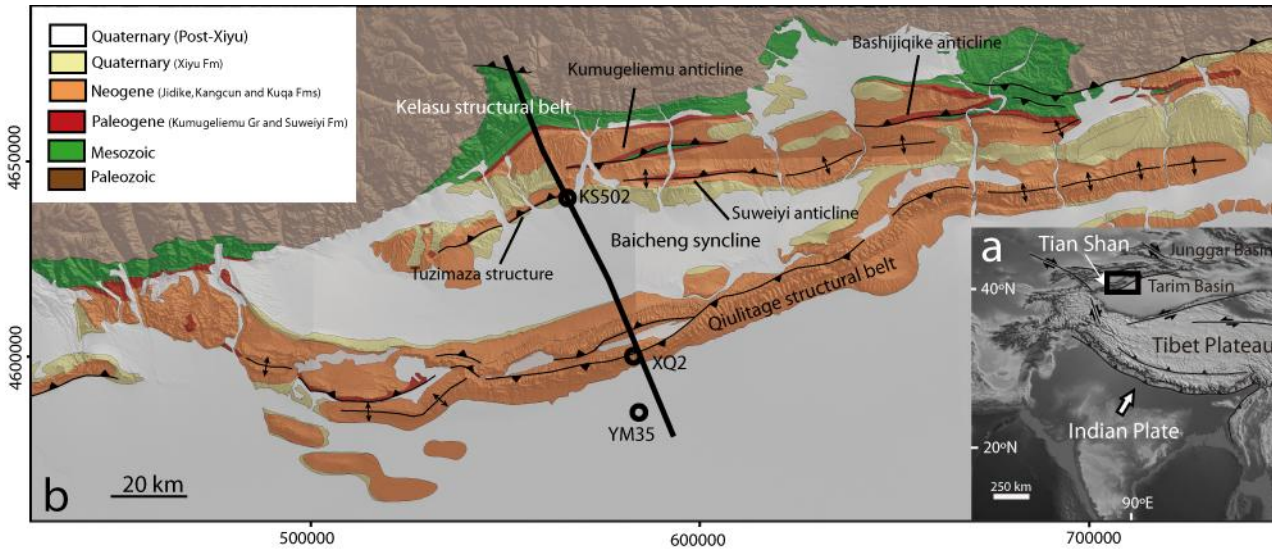


FIGURE 1. a) Tectonic sketch of central Asia with location of the Tian Shan Mountains and the Tarim Basin b) Geological map of the Kuqa fold-and-thrust belt (modified and simplified from Xin et al., 2011) with location of the studied cross section and boreholes KS502, ZQ2 and YM35.

We constructed a seismic-based cross section across the central part of the Kuqa basin to fully reconstruct its evolution. This section incorporates new field and mapping data. In addition, the structural interpretation of sub-salt units is evaluated carefully.

GEOLOGICAL SETTING

The Kuqa basin is fan-shaped, has a width of 30-70 km and extends almost 400 km in a NE-SW direction (Fig. 1b). Three main E-W-striking structural units are recognized in the central part of the basin, from North to South: the Kelasu structural belt (including the Bashijiqike anticline to the North and the Tuzimaza structure to the South), the Baicheng syncline and the Qiulitage structural belt.

The basin hosts a thick sedimentary infill made of up to 7 km of detrital sequences (Cenozoic in age) that overlie a Permian to Cretaceous continental succession (4 to 5 km thick). The Cenozoic is made of coarse-grained detrital units that grade southwards to finer-grained sediments and lacustrine evaporites (Fig. 2). Evaporites are mainly found into two units: the Kumugeliemu Group (Paleocene-Eocene) and the Jidike Fm. (Miocene). The Mesozoic consists of coarse to medium-grained sedimentary rocks with interbedded coal layers that are Late Triassic and Early-Middle Jurassic in age. These layers show decametric thickness but kilometric extent and behave as an effective décollement partly controlling deformation in the sub-salt sequence.

CROSS SECTION DESCRIPTION

The presented cross section (Fig. 3) is based on a 2D depth-converted profile and considers (1) well information from three projected boreholes (see location in Fig. 1b), (2) new and previously published bedding data and (3) new geological maps based on field observations and freely available imagery (Google Earth, Bing Maps and Landsat Imagery). Cross section construction was done using 3D Move.

The northern part of the Kelasu structural belt consists of a kilometric wavelength, basement-involved anticline (the Kuqa anticline, Fig. 3). Its southern limb is cut by a basement fault that branches southwards with a thin-skinned thrust system detached on Jurassic coals and Cretaceous units. The Kumugeliemu anticline is a fault-bend fold developed in the hangingwall of one of these Mesozoic-detached thrust units (the Kumugeliemu thrust). Three minor back-thrusts could be recognized in its hinge zone. They are detached on the upper portion of the Cretaceous sequence and cut the lower portion of the Kumugeliemu Group but not the overlying Cenozoic units.

South of the Kumugeliemu anticline, the Tuzimaza structure is exposed (Fig. 3, Fig. 4a). Along the studied cross section, it is a South-directed thrust that superposes North-dipping Paleogene and Neogene units onto Quaternary gravels (Xiyu Fm). The Tuzimaza thrust is detached in Eocene evaporites (localized salt extrusions were recognized in the field) and probably branches at depth with the Kumugeliemu thrust. Beneath this structure, seismic data image a basement, thrust-related anticline. The forelimb of the anticline dips moderately to the South and its growth produced the southwards tilting of both Mesozoic-detached (previously developed) thrusts and Cenozoic units in the foot-wall of the Tuzimaza structure. Mesozoic and Cenozoic sequences are here separated by the Kumugeliemu Group evaporites that behaved as

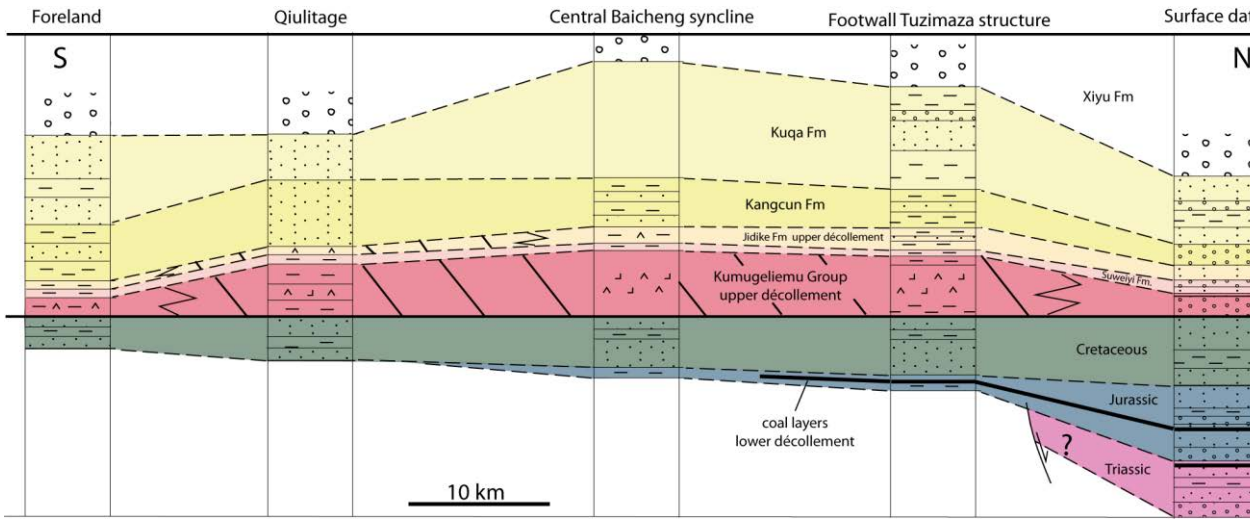


FIGURE 2. Stratigraphic correlation panel along the studied section, from the northern proximal foreland (Kelasu structural belt) to the southern forebulge (south of the Qiulitage fold-and-thrust belt). Main décollements are indicated.

a major décollement and favored the development of north-directed back-thrusts in the frontal limb of the basement anticline.

The Baicheng syncline is a wide, open syncline separating the Kelasu structural belt to the North from the Qiulitage fold-and-thrust belt to the South. A strong decoupling is recognized in seismic lines between Cenozoic and Mesozoic units. Cenozoic units in the syncline are gently folded and display thickness variations and stratal termination patterns. Beneath the northern limb of the Baicheng syncline, Mesozoic units are deformed by several south-directed thrusts. Thin-skinned thrusts detached on Jurassic coal layers are dominant, although a basement thrust also developed and slightly folded the overlying Cenozoic units. These thrusts did not affect the Mesozoic sequence beneath the southern limb of the Baicheng syncline, where Cretaceous units dip shallowly to the North.

South of the Baicheng syncline, the Qiulitage fold-and-thrust belt has been interpreted as a complex fold detached on the Kumugeliemu salt units. Beneath this fold, Cretaceous units are affected by steeply dipping faults which are mainly normal. Across the studied section, the Qiulitage structural belt is formed by two detachment, narrow anticlines separated by a broader syncline. Both the northern and the southern anticlines show steep, subvertical or overturned limbs and their hinge zones are cut by thrusts detached on the Jidike Fm (a south-directed thrust in the northern anticline and a north-directed, overturned back-thrust in the southern anticline). A main unconformity was recognized in the southern limb of the Qiulitage southern anticline (Fig. 4b). This unconformity has a kilometric extent and documents that this structure formed during the sedimentation of the Kuqa Fm (Miocene).

DISCUSSION

The geometry of the Kuqa basin strongly depends on the lateral extent and the behavior of the different décollements interlayered within its sedimentary infill. On the one hand, Jurassic coal layers largely influenced the geometry of the sub-salt sequences and favored the development of thin-skinned thrust systems that branch

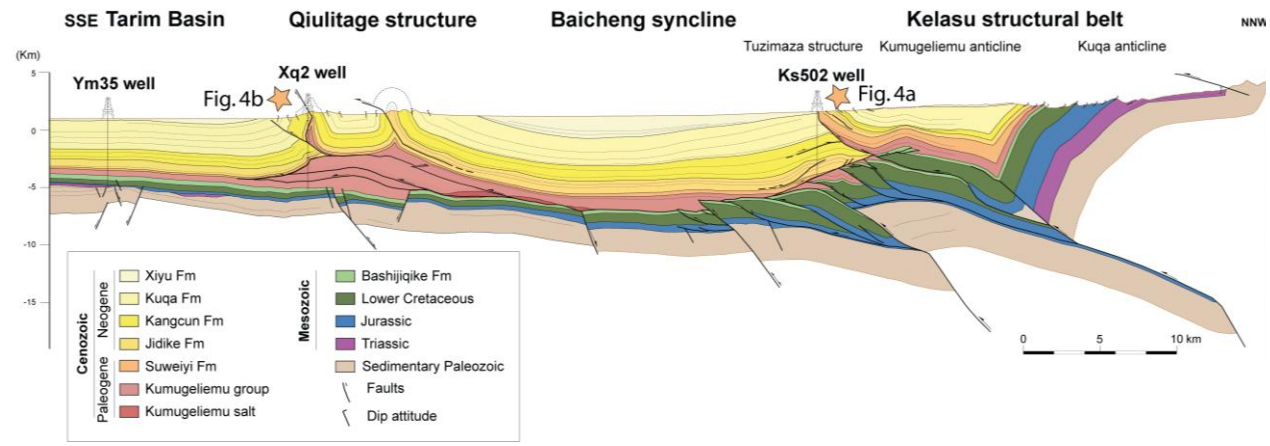


FIGURE 3. Cross section across the central part of the Kuqa basin.

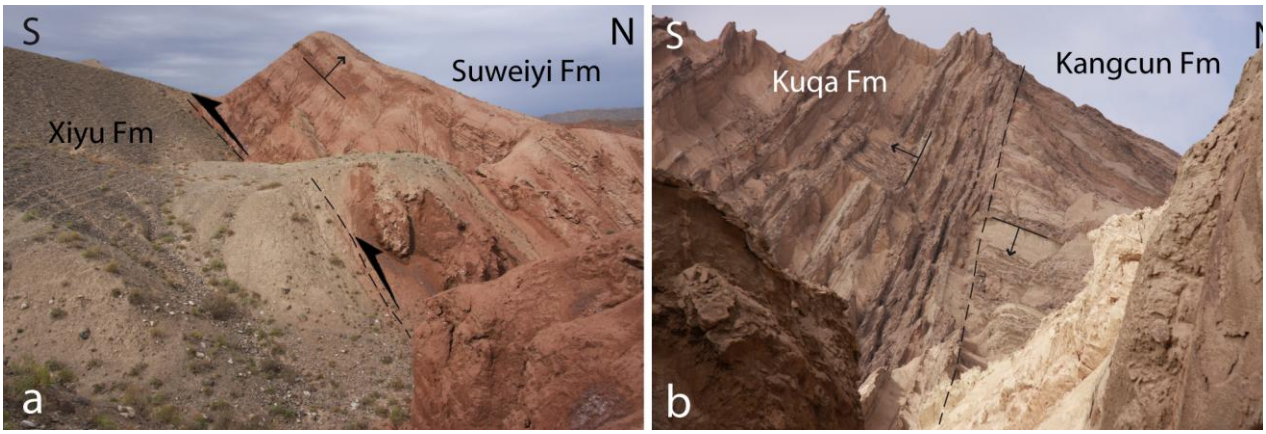


FIGURE 4. a) Eastern Tuzimaza structure. b) Angular unconformity in the southern limb of the southern Qiulitage anticline. See location in Fig. 3.

and are deformed and cut by basement faults (Fig. 3). On the other hand, Cenozoic evaporites triggered the development of detachment folds and thrusts that are mainly detached on the Kumugeliemu Group but also in the Jidike Fm. The lateral extent of the evaporites in the Kumugeliemu Group controls the position of the main structures across the central part of the Kuqa Basin: the Tuzimaza structure developed in its northern pinch-out whereas the Qiuilitage fold-and-thrust belt developed in its southern pinch-out.

Growth-strata geometries in the supra-salt Cenozoic units provide a valuable source of information about deformation ages along the studied cross section. From syn-tectonic units, we can infer:

- The Kuqa anticline (Fig. 3) is an early structure that was already forming during Paleogene (syn-tectonic to the Kumugeliemu Group and the Suweiyi Fm) although its growth probably continued during the Neogene
- The Kumugeliemu anticline and the thin-skinned thrust system beneath the Kelasu structural belt are syn-tectonic to the Neogene detrital sequences and began to develop during Early Miocene (Jidike Fm)
- The back-thrusts in the footwall of the Tuzimaza structure (and the basement anticline beneath) developed during Miocene and part of the Pliocene (syn-tectonic to Kangcun and the lower portion of the Kuqa Fm)
- During Pliocene, deformation migrated to the southern pinch-out of the Kumugeliemu evaporites and the Qiulitage structural belt formed (syn-tectonic to the Kuqa Fm, Fig. 4b).

CONCLUSIONS

The central Kuqa basin is formed by two fold-and-thrust belts (the Kelasu thrust system to the North and the Qiulitage structural belt to the South) separated by the Baicheng syncline.

The Kelasu thrust system consists of an antiformal stack involving basement faults and Mesozoic-detached thrusts that are related to fault-bend folds (such as the Kumugeliemu anticline). Cenozoic units are affected by a main south-directed thrust (the Tuzimaza structure) whose footwall is deformed by back-thrusts developed in the forelimb of the underlying antiformal stack.

The Qiulitage fold-and-thrust system consists of two tight anticlines that formed in the southern pinch-out of the Kumugeliemu evaporites although the Jidike Fm also behaved as a secondary décollement in this part of the basin. From syn-tectonic units, an overall piggy-back thrusting sequence is inferred.

ACKNOWLEDGMENTS

This research was funded by the China National Petroleum Company (CNPC). It would have been impossible without the cooperation of the Tarim Oilfield Company that provided us seismic and well data and supported our field work. Reviews from Joaquín García Sansegundo are also acknowledged.

REFERENCES

Chen, S., Tang, L., Jin, Z., and Pi, X. (2004): Thrust and fold tectonics and the role of evaporites in the western Kuqa foreland of Tarim Basin, NW China. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 1027-1042.

Li, S., Wang, X., and Suppe, J. (2012). Compressional salt tectonics and synkinematic strata of the western Kuqa foreland basin, southern Tian Shan, China. *Basin Research*, 24: 475-497.

Xin, W., Suppe, J., Guan, S., Hubert-Ferrari, A., Gonzalez-Mieres, R., and Jia, C. (2011) Cenozoic structure and tectonic evolution of the Kuqa fold belt, southern Tianshan, China. In: *Thrust fault-related folding* (K. McClay, J. H. Shaw, and J. Suppe, eds.) AAPG Memoir 94, 215 – 243.

An analogue modeling approach of progressive arcs: preliminary results

Una aproximación analógica de arcos progresivos: Resultados preliminares

A. Jiménez-Bonilla (1), A. Crespo (2), I. Expósito (1), J.C. Balanyá (1) and M. Díaz-Azpiroz (1)

1 Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide. Carretera Utrera km. 1, 41013, Sevilla, España. ajimbon@upo.es; jcbalrou@upo.es; iexpram@upo.es; mdiaazp@upo.es
2 Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada. Universidad de Granada, 18071. Granada, España. acrespo@ugr.es

Abstract: Progressive arcs, whose curvature is acquired during deformation, have never been studied from an analogue approach. In order to model this type of arcs, an indenter that lengthens and changes its ratio of curvature has been used. We performed three experiments using variable thicknesses of the underlying viscous silicone layer: 0, 0.5 and 1 cm, to test the influence of the brittle or ductile substrate. The resulting fold-and-thrust belts show radial outward thrusting and block rotation with progressive increase of the indenter curvature. The rotations are allowed by conjugated strike-slip systems. As the thickness of the viscous substrate increases: (1) the prevalence of foreland-vergence diminishes, (2) wedges are thinner and wider, (3) normal and strike-slip faults are more frequent and (4) the number of individualized blocks increase and the rotation is higher. Hence, the strain within progressive arcs is partitioned between curved fold-and-thrust belts that accommodate arc-perpendicular shortening and arc-perpendicular normal faults. In addition, the conjugated strike-slip systems accommodate the stretching parallel to the arc. This strain partitioning is similar to that observed in the Gibraltar arc.

Key words: Progressive arcs, analogue model, block rotation, substrate, strain partitioning.

Resumen: *Los arcos progresivos, cuya curvatura es adquirida durante la deformación, nunca han sido estudiados desde una aproximación analógica. Se ha utilizado un "indenter" que se estira y cambia su radio de curvatura con el objetivo de modelizar este tipo de arcos. Para testar la influencia del sustrato frágil o dúctil hemos desarrollado tres experimentos usando espesores variables de la capa viscosa de silicona infrayacente: 0, 0.5 y 1 cm. El cinturón de pliegues y cabalgamientos resultante muestra direcciones de transporte radial hacia fuera y rotación de bloques con el incremento progresivo de la curvatura del indenter. Estas rotaciones son producidas por sistemas conjugados de fallas de salto en dirección. Con aumentos del espesor del sustrato viscoso: (1) disminuye la prevalencia de la vergencia hacia el antepaís, (2) las cuñas son más delgadas y anchas, (3) las fallas normales y de salto en dirección son más frecuentes y (4) el número individualizado de bloques aumenta y la rotación es mayor. Así, la deformación en arcos progresivos está repartida entre sistemas de pliegues y cabalgamientos curvados que acomodan acortamiento perpendicular al arco y fallas normales orientadas perpendicularmente al arco que, junto con sistemas conjugados de fallas de salto en dirección acomodan estiramiento paralelo al arco. Este reparto de la deformación es similar al observado en el Arco de Gibraltar.*

Palabras clave: *Arcos progresivos, modelo analógico, rotación de bloques, sustrato, reparto de la deformación.*

INTRODUCTION

The trend-line pattern of orogenic belts frequently displays a significant curved geometry (e.g. Calabrian and Gibraltar Arcs). The study of the kinematics and the timing of orogenic curvature are important issues to understand the evolution of arcuate orogens, which can be either convex (salient) or concave (recess) with respect to the foreland (Macedo and Marshak, 1999). Based on the kinematics, including vertical-axis rotations, Weil and Sussman (2004) classified the orogenic arcs as: (1) oroclines, which acquired their curvature due to a bending mechanism, in which vertical-axis rotation are directly related to the total curvature of the trend-line. (2) primary arcs, with a curved geometry from the beginning of the deformation (without late tightening) and without vertical-axis rotations. (3) Progressive arcs, whose curvature is acquired progressively during the orogenic formation, in which vertical-axis rotation at arc limbs increases during time.

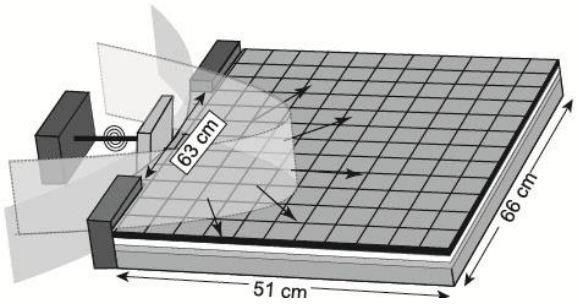


FIGURE 1. *Simplified sketch of the experimental set up used for the three experiments.*

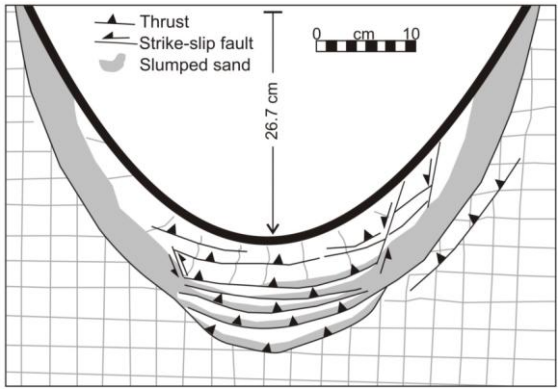


FIGURE 2. *Line drawing showing the final stage of the experiment with frictional substrate.*

Kinematics of orogenic arcs has been investigated through analogue modelling experiments and various parameters have been studied: the strain pattern within spreading nappes (pure piedemont model; Merle, 1989), the deformation progression within primary arcs using frictional and viscous substrates (e.g. Crespo-Blanc and González-Sánchez, 2005) and the deformation within oroclines (Pastor-Galán *et al*., 2012). Nevertheless, progressive arcs have scarcely been modeled. In this paper, we present analogue experiments with a backstop that can lengthen and change its curvature ratio as deformation progresses. Our results permit us to (1) characterize the geometry and the kinematics of the structures generated in such a progressive arc model, (2) examine the influence of viscosity of the detachment on the structural style and (3) explore the strain partitioning mode developed during the experiment using three different substrates.

MODEL SET UP

All the experiments were run in the Analogue Modeling Laboratory of the Geodynamics Department – Earth Science Andalusian Institute in Granada. Quartz sand was used to simulate the Mohr-Coulomb behavior of competent sedimentary rocks undergoing brittle deformation; meanwhile silicone simulated the ductile flow of viscous rocks, as the evaporites. The experiments were performed in a 66 cm long and 51 cm wide sandbox, floored by a drafting film sheet and confined with sand (Fig. 1). The velocity of the screw moving the indenter in the apex zone was 0.82 cm/hour (for detailed descriptions of the scaling, physical properties of the analogue materials see Crespo-Blanc, 2008).

The indenter is a deformable plastic sheet, which lengthens from 65 to 85 cm and diminishes its curvature ratio from ca. 1.5 m to ca. 20 cm, meanwhile it is pushed-from-behind during the experiment (Fig. 1). Consequently, the movement is maximum in the apical part of the arc, and absent at arc tips. Total movement of the backstop on the apex was similar for the three experiments (21.7 to 26.7 cm). The geometric changes were recorded by time lapse photography on plan view. Few sections of the deformed model at the end of the experiment were made and recorded.

In order to test the influence of the brittle or ductile substrate, three experiments were performed (Fig. 1). In the first one, only sand was used (1.5 cm thick sandpack). It lied on the drafting film sheet, which acted as a frictional detachment. In the second and third experiments a 1.5 cm thick sandpack was floored by a viscous layer of silicone, with a thickness of 0.5 cm for the second and 1 cm for the third experiment. A reference grid squares was sieved on top of the initial parallelepiped (3 cm-side).

ANALOGUE MODELING RESULTS

Sandpack over frictional substrate

Shortening in this experiment is accommodated by an arcuate foreland-verging imbricate system, rooted at the bottom of the sandpack, as shown in the line drawing of its final geometry in Figure 2. As shortening progresses, successive thrust sheets associated with fault-propagation folds formed on the frontal part of the model, at the same time the dipping of the more internal thrust sheets increases (passive rotation). In the deformed wedge, the thrusts are 1 to 1.5 cm spaced (Fig. 2).

In map view, the first thrust traces were originated sub-parallel to the initial backstop periphery. With the progression of the deformation, the curvature ratio of the backstop diminishes and the previous thrust traces rotate. Additionally, new thrust traces are generated subparallel to the new backstop geometry in more frontal positions and converge progressively to the tips of the first thrust. Hence, the resulting transport direction of the fold-and-thrust belt is radial outward, although the displacement is less towards the arc limbs. In the last stage of the experiment, a few conjugated sinistral strike-slip faults nucleated along the arc limbs (Fig. 2). Finally, with backstop displacement greater than 18 cm, the arc limbs were occupied by slumped sand (Fig. 2).

Sandpack over viscous substrate (0.5 cm thick)

The progressive deformation of this sandpack over silicone is illustrated in Figure 3 A to C, and an oblique view of the model final stage can be observed in Figure 4. A drastic variation of geometry with respect to the first model is observed.

The first structures to form (shortening ca. 7 cm in the arc apex) are foreland-verging thrusts associated with fault-propagation folds and incipient backthrusts, induced by the presence of a viscous substrate. The thrust traces are approximately subperpendicular to the convergence direction in the arc apex.

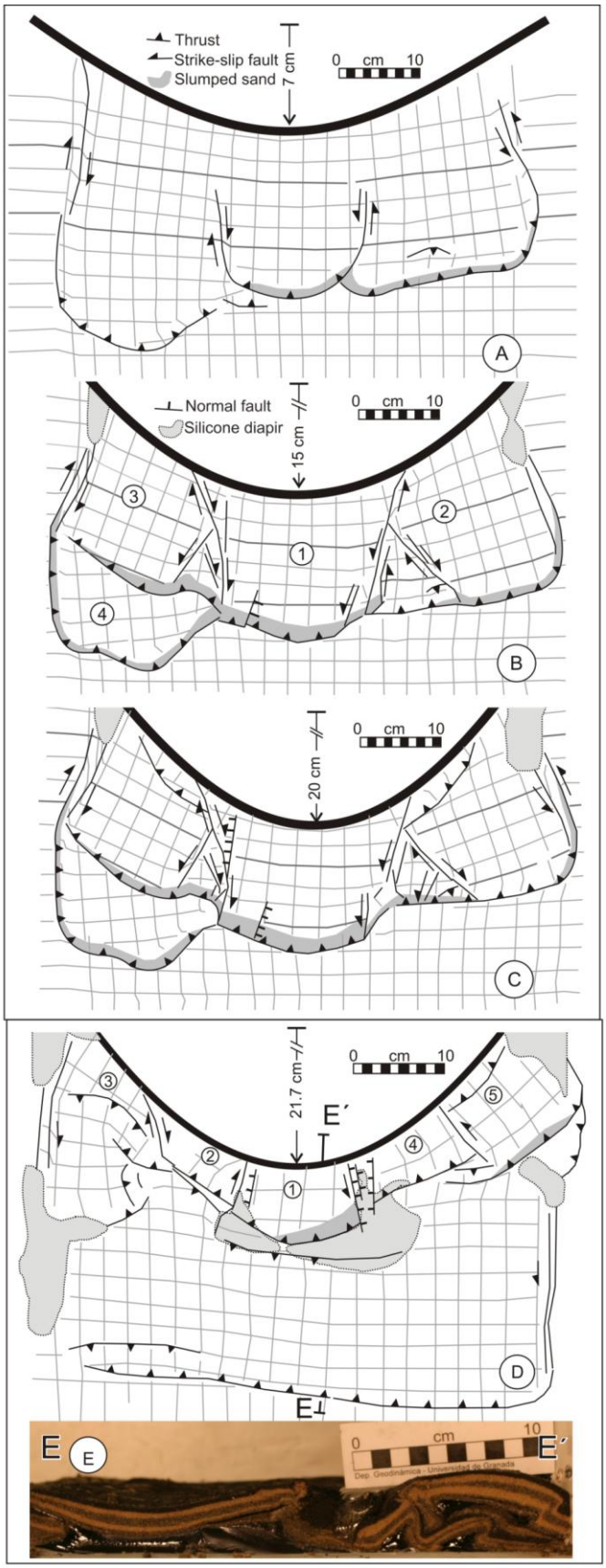


FIGURE 3. *Line drawing showing the model composed of sand over 0.5 cm of silicone at different stages (A to C). Line drawing showing the final stage of the viscous substrate experiment with 1cm of silicone (D). Cross-section cut parallel to the tectonic transport in the apical part of the arc (E).*

These thrust are bounded by four strike-slip faults, dextral or sinistral, depending on their position with respect to the arc limbs. These conjugated strike-slip faults provoke the individualization of three blocks (1 to 3 in Figure 3B). As deformation proceeds, meanwhile the central block did not rotate, the other two rotated clockwise and anticlockwise, following the rotation sense of the indenter limbs.

When deformation proceeds (shortening ca. 15 cm), a new foreland-verging thrust generated at one of the arc limb (left part of Figure 3B), forming a new block (4 in Fig. 3B). Because of the fact that it is lateral and that the most external part is a thrust instead of a strike-slip fault (as the first thrusts), we conclude that block 4 is likely due to a border effect (Fig. 4). At the same time, the first strike-slip faults grew towards the backstop, while their most frontal parts slightly rotated, and new conjugated strike-slip faults nucleated between the blocks (Fig. 3B). Moreover, an arc-perpendicular striking normal fault developed in the most frontal part of the model.

During the last stage (shortening ca. 20 cm) new foreland-verging thrusts formed near of the backstop (Fig. 3C). They show oblique movement with respect to the thrust traces. A second arc-perpendicular normal fault grew in the rear part of the experiment, meanwhile the conjugated strike-slip faults still developed. Concerning the block rotations, it is worth to note that block 2 rotated anticlockwise 22º, block 3 26º clockwise and block 4, 5º anticlockwise. The central block had not rotated.

Sandpack over viscous substrate (1 cm thick)

The final plan view and a cross-section parallel to the transport direction in the apical part of the arc of this experiment are illustrated in Figure 3D and 3E, respectively. It is characterized by intense diapirism favored by a greater initial thickness of the silicone. The diapirs ended up appearing on top of the deformed model. A thrust bounding the confining sand (most frontal part of the experiment) is due to a border effect and will not be considered.

Opposite-verging thrusts rooted in the silicone, defining pop-up and pop-down structures, developed (Figs. 3D and E). These structures are not cylindrical and as a whole, they draw an arcuate fold-and-thrust belt. The progressive deformation is similar to the second experiment. Foreland-verging thrusts parallel to the backstop (at times associated with backthrusts), conjugated strike-slip systems and arc-perpendicular striking normal faults occurred. The faults are grouped into zones that divided the model into five blocks that rotate clockwise up to 35º (blocks 2 and 3) and anticlockwise (up to 42º, block 4 and 5; Fig. 3D), with a central block which did not rotate (block 1). It is worth to mention that the intrusion of the silicone diapirs took place along these fault zones at the beginning of their formation. The cross-section

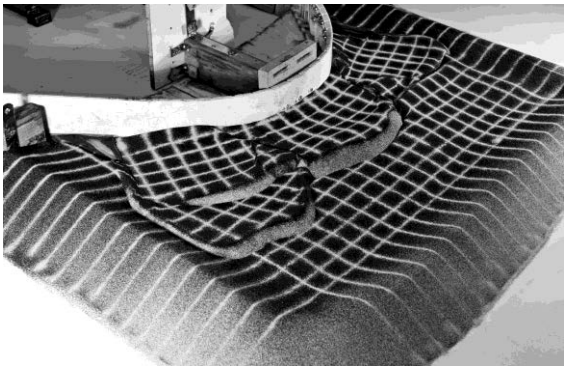


FIGURE 4. *Oblique-view of the final stage of the model 0.5 cm silicone*

illustrates a complex geometry in the most internal part of the model, of a slice constituted by a box-fold thrust upon an underlying sheet with previously formed retrovergent folds.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In our analogue models of progressive arcs, whose curvature is acquired during progressive deformation, a frictional substrate produces a thick and narrow wedge constituted by simple foreland-verging system. These observations agree with previous works (Bahroudi *et al*., 2003). The presence of a viscous substrate favor the individualization of blocks which rotated following the rotation sense of the indenter limbs with respect to the forming arc (clockwise in the left part of the experiments and anti-clockwise in their right part; Figs. 2, 3 and 4), except for one block (number 4 in the Figs. 3A, B and C), which rotated anticlockwise probably related to border effect. These blocks are bounded by conjugated strike-slip systems.

Independently of the substrate, the fold-and-thrust belts generated in the three experiments show a radial outward thrusting. These shortening structures are coupled with conjugated strike-slip fault systems or normal faults, in the case of viscous substrate. These faults accommodate the arc-lengthening (Figs. 2, 3 and 4). Accordingly, strain is partitioned between arc-perpendicular shortening and arc-parallel stretching.

The structures developed in our analogue models are similar to those observed in the Gibraltar Arc (Balanyá *et al*., 2007). Especially, post-9Ma stage, rotations similar to our experiments contributed to the westward extrusion of the Arc and its final tightening (Crespo-Blanc *et al*. submitted; this congress). Consequently, our models successfully inquire into the progressive deformation in arcs as it was defined by Weil and Sussman (2004).

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was supported by projects RNM-0451, CGL2013-46368-P and EST1/00231.

REFERENCES

Bahroudi, A., Hemin, A., Talbot, C., 2003. Effect of ductile and frictional décollements on style of extension. *Journal of Structural Geology*, 25: 1401-1423.

Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I., Luján, M., 2007. Structural trend line pattern and strain partitioning around the Gibraltar Arc accretionary wedge. Insights as to the mode of orogenic arc building. *Tectonics*, 26, 1-19.

Crespo-Blanc, A., González-Sánchez, 2005. Influence of indenter geometry on arcuate fold-and-thrust wedge: preliminary results of analogue modeling. *Geogaceta*, 37: 11-14.

Crespo-Blanc, A., 2008. Recess drawn by the internal zone outer boundary and oblique structures in the paleomargin-derived units (Subbetic Domain, central Betics): An analogue modeling approach. *Journal of Structural Geology*, 30: 65-80.

Crespo-Blanc, A., Comas, M., Balanyá, J.C., 2016. Large-scale, post 9Ma block rotations and westward extrusion of the Gibraltar Arc system: a Tortonian reconstruction. *Geo-Temas,* this volume.

Macedo, J., Marshak, S., 1999. Controls on the geometry of fold thrust belt salients. *Geological Society of America Bulletin,* 111: 1808-1822.

Merle, O., 1989. Strain models within spreading nappes. *Tectonophysics*, 165, 57-71.

Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Zulauf, G., Zanella, F., 2012. Analogue modeling of lithospheric-scale orocline buckling: Constraints on the evolution of the Iberian-Armorican Arc. *GSA Bulletin*, 124: 7/8, 1293-1309.

Weil, A., Sussman, A. J., 2004. Classifying curved orogens base don timing rleationships between structural development and vertical-axis rotations. In: Orogenic Curvature (edited by Weil, A. and Sussman, A.J.) 383. *The Geological Society of America*, Boulder, 1-15.

Comparison between detrital zircon populations from the Ordovician rocks of the Pyrenees and from other Perigondwanan terrains: paleogeographic implications

Comparación entre poblaciones de circones detríticos de rocas ordovícicas del Pirineo y de otros terrenos perigondwánicos: implicaciones paleogeográficas

A. Margalef[1], J.M. Casas[2], P. Castiñeiras[3], M. Navidad[3] and M. Liesa[4]

1 Centre d'Estudis de la Neu i de la Muntanya d'Andorra, Institut d'Estudis Andorrans, Av. Rocafort 21-23, 3ª planta, AD-600 Sant Julià de Lòria (Andorra). amargalef.cenma@iea.ad.
2 Departament de Geodinàmica i Geofísica-Institut de Recerca Geomodels, Universitat de Barcelona, c/Martí Franquès s/n 08028 Barcelona. casas@ub.edu.
3 Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. castigar@ucm.es, navidad@geo.ucm.es.
4 Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona, c/Martí Franquès s/n 08028 Barcelona. mliesa@ub.edu.

Abstract: The first LA-ICP-MS U-Pb detrital zircon ages from quartzites located in the Ordovician rocks from the Central Pyrenees (the Rabassa Dome, Andorra) were investigated. The four studied samples present very similar U-Pb age patterns. The main age populations correspond to Neoproterozoic (Ediacarian–Cryogenian, ca. 550–750 Ma), Grenvillian (Tonian–Stenian, ca. 850–1100 Ma), Paleoproterozoic (Orosirian, ca. 1900–2100 Ma) and Neoarchean (ca. 2500–2650 Ma). The results presented here enable us to discuss the lower Paleozoic paleoposition of the Pyrenean basement rocks. We have compared our samples with that from other Perigondwanan terrains such as Sardinia, Sicily and the Iberian Massif. The similarity with the Sardinian age distribution suggests that these two terranes could share the same source area and that they were paleogeographically close in Ordovician times in front of the Arabian-Nubian Shield. Comparisons with previous proposed reconstructions allow us to obtain a more complete view of the paleogeography of the Northern Gondwana margin during the Cambro-Ordovician.

Key words: Detrital zircon, Ordovician rocks, Pyrenees, North Gondwana margin.

Resumen: *Se han estudiado los primeros datos de edades de LA-ICP-MS U-Pb en circones detríticos correspondientes a rocas ordovícicas del Pirineo central (Domo de la Rabassa, Andorra). Las cuatro muestras estudiadas presentan unos patrones de edades U-Pb muy similares. Las principales poblaciones corresponden al Neoproterozoico (Ediacárico – Criogénico, ca. 550-750 Ma), Grenvilliense (Tónico – Esténico, ca. 580-1100 Ma), Paleoproterozoico (Orosírico, ca. 1900-2100 Ma) y Neoarcaico (ca. 2500-2650 Ma). Los resultados presentados nos permiten discutir sobre la paleoposición de las rocas del basamento pirenaico durante el Paleozoico inferior. Se han comparado nuestras muestras con las de otros terrenos perigondwánicos tales como Cerdeña, Sicilia y el Macizo Ibérico. Las similitudes con la distribución de edades de las muestras de Cerdeña sugieren que estos dos terrenos podrían compartir las mismas áreas fuente y que se podrían encontrar en posiciones cercanas durante el Ordovícico, en frente del escudo de Arabia y Nubia. Las comparaciones con algunas reconstrucciones propuestas previamente nos han permitido obtener una visión más completa de la paleogeografía del margen norte de Gondwana durante el Cambro-Ordovícico.*

Palabras clave: *Circones detríticos, rocas Ordovícicas, Pirineos, margen norte de Gondwana.*

INTRODUCTION

We report the first U-Pb detrital zircon ages from the pre-Variscan basement rocks at the Rabassa Dome in the Central Pyrenees, where a thick unfossiliferous metasedimentary sequence largely outcrops (Fig. 1a). This sequence is covered by the Upper Ordovician unconformity and is known as "pre-Upper Ordovician" sequence. The used machine is a Thermo-Scientific Element 2 XR sector field ICP-MS coupled to a New Wave UP-193 Excimer Laser System located at the Museum fur Mineralogie und Geologie (Dresden).

We selected three samples of quartzites from just below the Upper Ordovician unconformity and one sample of quartzite from above it. Samples RB-10-01, RB-10-02 and RB-10-03 correspond to quartzites from the uppermost part of the Júnols Group collected near the village of La Moixella on the northern slope of the Rabassa Dome (Andorra), below the Upper Ordovician unconformity. Sample RB-10-04 corresponds to the Upper Ordovician Bar quartzite and is a medium-grained, almost pure quartzite with some undeformed chlorite-mica blasts (Fig. 1b).

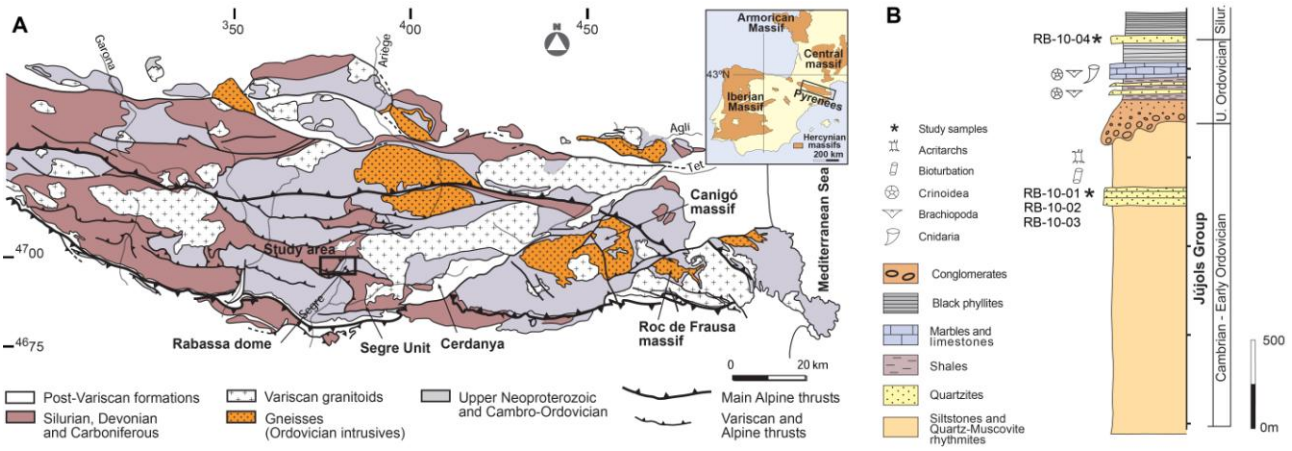


FIGURE 1. A) *Simplified geological map of the Central and Eastern Pyrenees showing the location of the study area. B) Synthetic stratigraphic column of the pre-Silurian rocks of the Rabassa dome with the location of the study samples.*

RESULTS

The results of the U-Pb dating of the detrital zircon are represented as relative probability plots (Fig. 2).

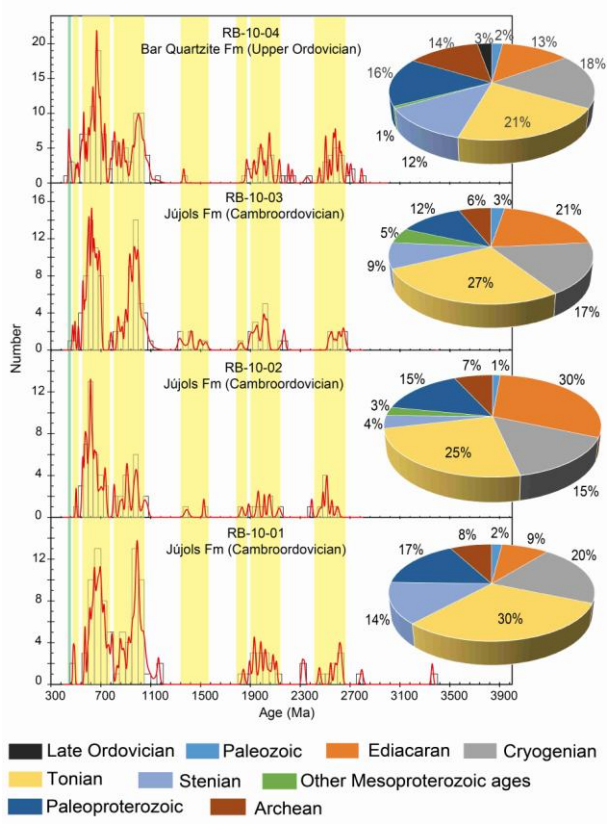


FIGURE 2. *Relative probability plots and age frequency histograms of detrital zircon grains in the range 300–3900 Ma. Yellow bars represent a visual approximation of the main age groups. The green bar represents an Upper Ordovician zircon population peak only present in the sample RB-10-04.*

The Age Pick program (Gehrels, 2012) was used to define statistically robust, mutually comparable age populations that can also be juxtaposed with samples from other peri-Gondwanan regions. In order of abundance, and taking into account jointly the results from the analyses of all four samples, the main age population groups of the samples from Andorra are as follows: (1) The main age population is Neoproterozoic, in the range 770–550 Ma, (2) the second age population is in the range 1100–770 Ma (Tonian–Stenian) which has previously been reported in the literature as a Grenvillian-age population, (3) finally, both Neoarchean (ca. 2650–2500 Ma) and Orosirian (ca. 2075-1900 Ma) populations are present in a similar proportion. The youngest population corresponds to early Cambrian–Early Ordovician zircons (ca. 470–520 Ma) in samples RB-10-01, RB-10-02 and RB-10-03, whereas sample RB-10-04 presents an early Silurian–Late Ordovician age population (ca. 440–455 Ma).

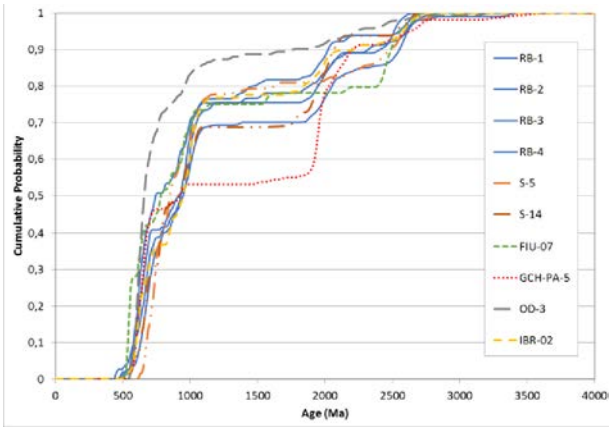


FIGURE 3. *Cumulative probability plot showing the behavior of the Andorran detrital zircon populations (in blue) and each of the samples from other regions: samples S-14 and S-5 from Sardinia (Avigad et al. 2012); sample FIU-07 from Sicily (Williams et al, 2012); and samples GCH-PA-5, OD-3 and IBR-02 from the Iberian Massif (Díez-Fernandez et al. 2012; Fernández–Suárez et al. 2014; Shaw et al. 2014 respectively) See colour graphics in digital version.*

PALEOGEOGRAPHIC IMPLICATIONS

The most accepted paleogeographic reconstructions of the northern Gondwana margin during the late Proterozoic-early Paleozoic, place the terranes either to the west, in front of the West African Craton, if no

Mesoproterozoic ages are found, or to the east, next to the Saharan Metacraton and the Arabian-Nubian Shield, if the Mesoproterozoic signature is maximum (e.g., Meinhold et al. 2013).

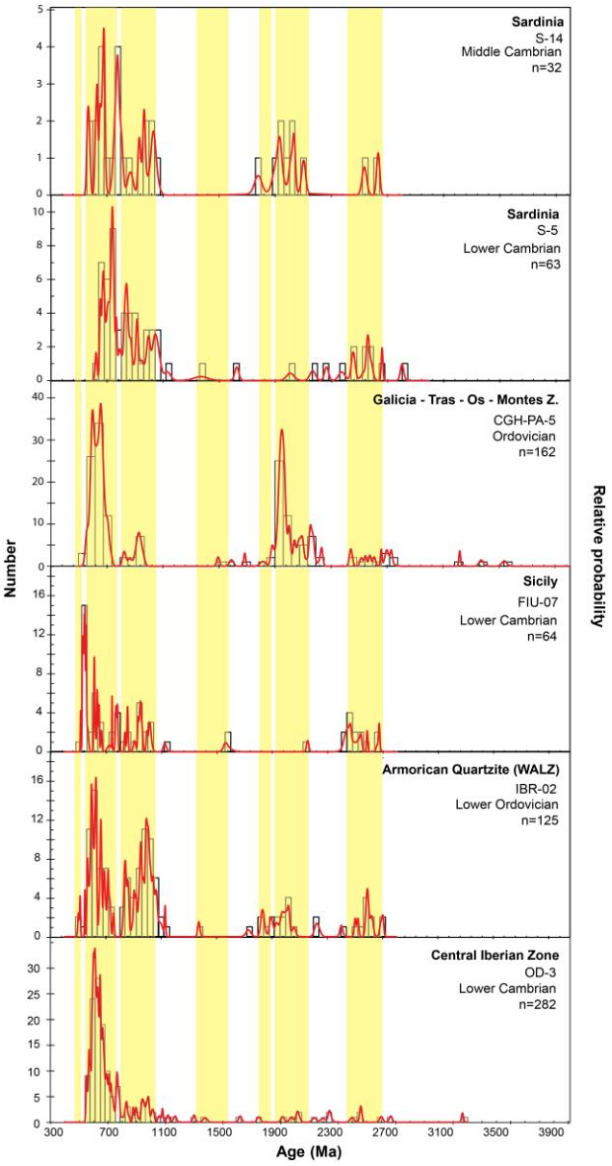


FIGURE 4. *Relative probability plots built up with data from Sardinia (Avigad et al. 2012); Sicily (Williams et al. 2012) and the Armorican Quartzite (Díez-Fernandez et al. 2012; Fernández–Suárez et al. 2014; Shaw et al. 2014). Yellow bars show the main age groups in the Pyrenees and correspond to those in Figure 2.*

Concerning the Pyrenees, the presence of the Grenvillian age population in the Andorran samples suggests that their paleoposition was close to the eastern North Africa domain during the Early Paleozoic. In order to precise this hypothesis, we have compared our data with the available detrital zircon data from the nearest Perigondwanan terranes: Sardinia, Sicily and the Iberian Massif (Fig. 3). The samples chosen were: 1) samples S-5 and S-14 from Sardinia (Avigad et al. 2012); 2) sample FIU-07 from Sicily (Williams et al. 2012) and 3) samples GCH-PA-5, OD-3 and IBR-2 from the Iberian Massif (Díez-Fernandez et al. 2012; Fernández–Suárez et al. 2014; Shaw et al. 2014 respectively). We have overlaid the markers derived from the main age populations from the Pyrenees on the relative probability plots of these samples (Fig. 4), which enabled us to compare the Pyrenean populations with these other Perigondwanan samples.

Sardinian S-5 and S-14 samples are from early–middle Cambrian quartz–arenites and exhibit Neoproterozoic zircon populations in similar proportions to Andorran samples (Fig. 4). It can be noted the Sardinian and the Pyrenean detrital zircon populations are very similar and so, they could share common source areas and they could be located in a close paleoposition during Cambro-Ordovician times.

The Sicilian sample FIU-07 (Upper Ediacaran–Lower Cambrian paragneiss, Williams et al. 2012) shows a population pattern similar to that of the Andorran samples except for the lack of a Paleoproterozoic zircon population.

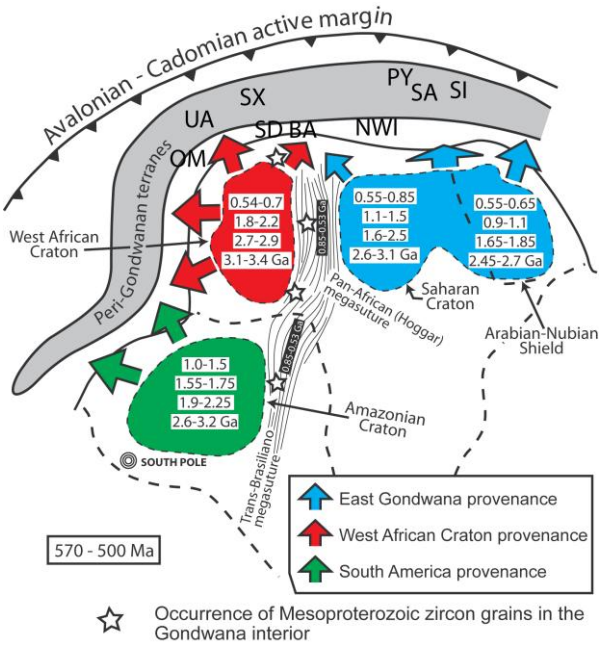


FIGURE 5. Simplified reconstruction of Western Gondwana during the late Neoproterozoic–early Paleozoic, modified after Díez-Fernández et al. (2010). Suggested paleoposition of the uppermost terrane of the allochthonous complexes of NW Iberia (UA), the Basal Units of the allochtonus complexes (BA) and the Schistose Domain (SD) after Díez-Fernández et al (2010); Ossa-Morena Zone (OM), afer Fernández-Suárez et al. (2002) and Linnemann et al. (2008); Saxo-Thuringian Zone (SX) after Linnemann et al. (2008) and Meinhold et al. (2013); Central Iberian, West Asturian and Cantabrian Zones of NW Iberia (NWI) after Fernández-Suárez et al (2014); Sardinia (SA) after Avigad et al. (2012); Sicily (SI) after Williams et al. (2012) and the Pyrenees (PY) this study.

Regarding the Iberian Massif, sample GCH-PA-5 is a quartzite form the Parautochthon or Schistose Domain, (Díez-Fernandez et al. 2012); sample OD-3 is a lower Cambrian sandstone from the Central Iberian Zone (Fernández–Suárez et al. 2014) and sample IBR-

02 belongs to the easternmost outcrops of the Lower Ordovician Armorican Quartzite (Shaw et al. 2014). A qualitative visual approach from cumulative probability plots allows us to propose that the detrital zircon populations from samples GCH-PA-5 and OD-3 differ from Andorran populations (Figs. 3 and 4). On the other hand, Armorican Quartzite sample IBR-02 has a Cambro-Ordovician zircon population that is similar to that observed in samples from Andorra. Neoproterozoic, Tonian–Stenian and Neoarchean populations are also similar to the samples from Andorra. Thus, we suggest that Andorra and the easternmost part of the Iberian Armorican Quartzite may share part of the detrital zircon input and some source areas.

The similarity with the Sardinian age distribution points out that the Andorran samples could have the same source area than the SW of Sardinia at Ordovician times, somewhere between Libya and Algeria in the west, and the mouth of the Arabian–Nubian drainage system in the east, as shown in Figure 5. This assumption could be confirmed by the presence of a Late Ordovician zircon population (sample RB-10-04) that is coincident with the Late Ordovician zircon population of the Kufra basin in Libya (Meinhold et al. 2013, Fig. 3).

CONCLUSIONS

All the study samples analyzed below and above the unconformity show similar U-Pb age patterns. The main age populations correspond to Neoproterozoic (Ediacarian–Cryogenian, ca. 550–750 Ma), Grenvillian (Tonian–Stenian, ca. 850–1100 Ma), Paleoproterozoic (Orosirian, ca.1900–2100 Ma) and Neoarchean (ca. 2500–2650 Ma).

The similarity displayed between our samples and the Sardinian zircon age populations suggests that they could share source areas and therefore they also could be located very close to each other in Ordovician times. Based on a comparison with other parts of the northern Gondwana margin, we propose that the Eastern Pyrenees were located in front of the Saharan Metacraton.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was funded by projects CGL2010-21298 and Consolider-Ingenio 2010, under CSD2006-00041 *Topoiberia*. Funding for A. M. came from Institut d'Estudis Andorrans.

REFERENCES

Avigad, D., Gerdes, A., Morag, N. and Bechstädt, T. (2012). Coupled U–Pb–Hf of detrital zircons of Cambrian sandstones from Morocco and Sardinia: implications for provenance and Precambrian crustal evolution of North Africa. *Gondwana Research*, 21(2): 690-703.

Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Gerdes, A., Abati J., Arenas, R. and Fernández-Suárez, J. (2010). U–Pb ages of detrital zircons from the Basal allochthonous units of NW Iberia: Provenance and paleoposition on the northern margin of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Gondwana Research*, 18: 385–399.

Díez - Fernández, R., Catalán, J. R. M., Arenas, R., Abati, J., Gerdes, A. and Fernández-Suárez, J. (2012). U–Pb detrital zircon analysis of the lower allochthon of NW Iberia: age constraints, provenance and links with the Variscan mobile belt and Gondwanan cratons. *Journal of the Geological Society*, 169(6): 655-665.

Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G. and Jeffries, T.E. (2002). The importance of along-margin terrane transport in Northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth and Planetary Science Letters*, 204: 75–88.

Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Pastor-Galán, D., Hofmann, M., Murphy, J. B. and Linnemann, U. (2014). The Ediacaran–Early Cambrian detrital zircon record of NW Iberia: possible sources and paleogeographic constraints. *International Journal of Earth Sciences*, 103(5): 1335-1357.

Gehrels, G. (2012): Detrital zircon U-Pb geochronology: Current methods and new opportunities. In: *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* (C. Busby and A. Azor, eds.). John Wiley & Sons, Chichester, 45-62.

Linnemann, U., Pereira, F.M., Jeffries, T.E., Drost, K. and Gerdes, A. (2008). The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diacrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs): *Tectonophysics*, 461; 21–43.

Meinhold, G., Morton, A. C. and Avigad, D. (2013): New insights into peri-Gondwana paleogeography and the Gondwana super-fan system from detrital zircon U–Pb ages. *Gondwana Research*, 23(2): 661-665.

Shaw, J., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S. T. and Galán, D. P. (2014). Provenance variability along the Early Ordovician north Gondwana margin: Paleogeographic and tectonic implications of U-Pb detrital zircon ages from the Armorican Quartzite of the Iberian Variscan belt. *Geological Society of America Bulletin*, 126(5-6): 702-719.

Williams, I. S., Fiannacca, P., Cirrincione, R. and Pezzino, A. (2012). Peri-Gondwanan origin and early geodynamic history of NE Sicily: a zircon tale from the basement of the Peloritani Mountains. *Gondwana Research*, 22(3): 855-865.

Detrital zircon populations in the lower formations of the South Portuguese Zone (SW Iberia, Variscan Orogen)

Poblaciones de circones detríticos en lasformaciones inferiores de la Zona Sudportuguesa (SO Iberia, Orógeno Varisco)

I. Pérez-Cáceres[1*], D. Martínez Poyatos[1], J. F. Simancas[1] and A. Azor[1]

1 Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva s/n, 18071 Granada, España.
* perezcaceres@ugr.es

Abstract: Detrital zircon age populations from five lithostratigraphic units of the South Portuguese Zone have been analyzed in order to determine provenance sources and to test the Avalonian or Gondwanan affinity of this terrane. Samples were collected in Devonian-Carboniferous rocks from the Pulo do Lobo belt (Horta da Torre, Ribeira de Limas and Santa Iría formations), located just south of the Ossa-Morena Zone/South Portuguese Zone boundary, and from the lowermost outcropping rocks of the Iberian Pyrite belt (Ronquillo and PQ formations). The most relevant results are as follows: (i) the strong Avalonian imprint in the Horta da Torre formation, which shows Mesoproterozoic and Caledonian-Amazonian zircon populations, and can thus be considered as the only "exotic" formation in all the South Portuguese Zone; (ii) the Ribeira de Limas formation (Pulo do Lobo belt) and the Ronquillo formation (Iberian Pyrite belt) can be considered as equivalent according to their zircon content, age, lithology and polyphasic deformation; (iii) the youngest Santa Iría and PQ formations, which unconformably overlie the Ribeira de Limas and Ronquillo formations respectively, contain an important zircon peak at 365-375 Ma that is attributed to a missed Variscan magmatic arc.

Keywords: Detrital zircon content, South Portuguese Zone, Pulo do Lobo, Avalonia, Gondwana.

Resumen: *Se han datado circones detríticos de cinco unidades litoestratigráficas de la Zona Sudportuguesa para determinar su procedencia y estudiar la afinidad Avaloniana o Gondwánica de este terreno. Las muestras son rocas Devono-Carboníferas del Pulo do Lobo (formaciones Horta da Torre, Ribeira de Limas y Santa Iría), que se localiza justo al sur del límite entre las zonas de Ossa-Morena y Sudportuguesa, y rocas Devónicas de las formaciones más bajas que afloran en la Faja Pirítica Ibérica (formaciones Ronquillo y PQ). Los resultados más relevantes son los siguientes: (i) La formación Horta da Torre muestra poblaciones Mesoproterozoica y Caledoniana-Amazónica que indican una procedencia Avaloniana; ésta es la única formación estudiada que puede considerarse "exótica" desde un punto de vista sedimentario; (ii) las formaciones Ribeira de Limas (Pulo do Lobo) y Ronquillo (Faja Pirítica Ibérica) se interpretan como equivalentes, de acuerdo con sus circones detríticos, edad, litología y deformación polifásica similares; (iii) las formaciones Santa Iría y PQ, que se apoyan discordantes sobre las formaciones Ribeira de Limas y Ronquillo respectivamente, contienen un pico importante de circones con edades entre 365-375 Ma, y que puede ser una evidencia de un arco magmático Varisco, no aflorante actualmente.*

Palabras clave: *Poblaciones de circones detríticos, Zona Sudportuguesa, Pulo do Lobo, Avalonia, Gondwana.*

INTRODUCTION

A good number of studies on detrital zircon age distribution have been carried out in Iberia focusing on the paleogeography of Paleozoic terranes. Meaningful and frequent ages of inherited zircon populations in the latest Precambrian and Paleozoic rocks of Iberia are the following: i) Paleoproterozoic zircons (~2 Ga) that point to an ultimate provenance from the West African Craton or the Saharan Metacraton; ii) Mesoproterozoic zircons (~1 Ga) coming from either Amazonian (Fernández-Suárez et al., 2002) or northeast Africa basements (Bea et al., 2010); iii) late Neoproterozoic zircons (~0.6 Ga) that evidence a Cadomian magmatic arc at the northern Gondwana margin; iv) early Paleozoic zircons (~0.5-0.4 Ga), interpreted as derived from pre-Variscan rift-related igneous rocks or from a Caledonian-Appalachian realm; and v) Late Devonian zircons (~ 0.38-0.36 Ga), attributed to a missed Rheic magmatic arc (Pereira et al., 2012).

The main question addressed by the studies on Iberian inherited zircon populations has been the so-called Gondwanan or Avalonian affinity of the involved terranes. In this regard, Gondwanan affinity means location at/or very close to the margin of Gondwana all along the Paleozoic, while Avalonian affinity entails drift from the Gondwana margin at

Early Paleozoic time to form part of a composite "Avalonia microplate". Moreover, as the Neoproterozoic location of the Avalonian terranes is thought to be west of the Gondwanan terranes, their respective basements might be rather different.

This work mainly deals with the nature and paleogeographic location of the South Portuguese Zone (SPZ) (Fig. 1). To do so, we report new SHRIMP U-Pb geochronological data on detrital zircon populations from Devonian-Carboniferous clastic units of the SPZ.

GEOLOGICAL SETTING

The SW Iberian Variscides (southernmost Central Iberian Zone and Ossa-Morena Zone) contain some imprint of the Cadomian/Pan-African late Precambrian orogeny, mainly in the form of a calc-alkaline Ediacaran magmatism. The boundary between the Ossa-Morena Zone and the SPZ is marked by the Beja-Acebuches Amphibolites (Fig. 1), and has been generally interpreted as the suture of the Rheic Ocean (e.g. Fonseca and Ribeiro, 1993).

Southwards, the Pulo do Lobo belt exhibits a group of detrital low-grade metasedimentary formations. The two lower formations (Ribeira de Limas and Pulo do Lobo s. str.) show polyphasic deformation and palynomorphs of upper Givetian-lower Frasnian age (Pereira et al., 2008). They have been classically interpreted as a pre-Carboniferous (Rheic) subduction-related accretionary prism, based on the presence of intercalated metabasalts. However, the available radiometric datings point to a Mississippian age for the metabasalt protoliths (Pérez-Cáceres et al., 2015 and references therein), thus questioning the abovementioned interpretation. The upper formations (Horta da Torre and Santa Iría) are Late Devonian-Mississippian in age (Pereira et al., 2008), and unconformably overlie the lower ones.

To the south, the Iberian Pyrite belt of the SPZ is made up of rocks ranging in age between Middle-Late Devonian and Carboniferous. The lower outcropping rocks are quartz-sandstones and phyllites of the Ronquillo formation (Simancas, 1983). Above them, there are phyllites and quartzites of the PQ formation. Still upwards, the Vulcano-sedimentary complex and the flysch-like Culm group complete the stratigraphic succession.

SAMPLES AND METHODS

Detrital zircons from 19 samples have been dated by U-Pb at the Ibersims SHRIMP laboratory of the University of Granada. On average, four samples per formation and one hundred detrital zircons per sample have been analyzed in order to obtain representative zircon populations. Only <10% discordant ages have been taken into account.

Three formations have been analyzed in the Pulo do Lobo belt. Five samples belong to the Horta da Torre formation and were collected from orthoquartzites intercalated within slates. This formation crops out as a thin strip just to the south of the Beja-Acebuches Amphibolites. Four samples are metasandstones of the Ribeira the Limas formation, at the core of the Pulo do Lobo belt. Four samples were collected from greywackes of the flysch-like Santa Iría formation, which unconformably overlies the Ribeira de Limas rocks.

Two formations have been analyzed within the Iberian Pyrite belt of the SPZ. Four samples belong to the metasandstones of the Ronquillo formation; these rocks show polyphasic deformation comparable to the Ribeira de Limas formation. Two samples were collected from quartzwackes of the PQ formation, which unconformably overlies the Ronquillo formation.

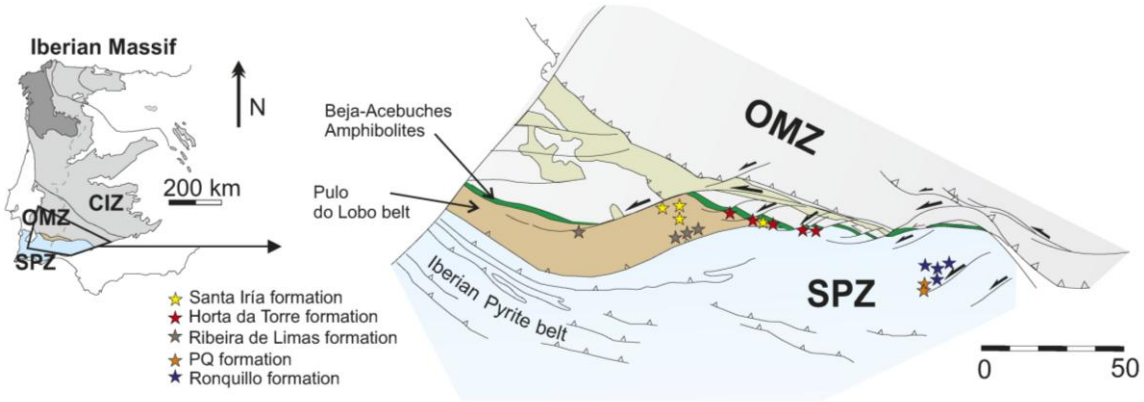


FIGURE 1. *Geological subdivision of the Iberian Massif (CIZ: Central Iberian Zone; OMZ: Ossa-Morena Zone; SPZ: South Portuguese Zone), and schematic map of SW Iberia with the main geological units. Stars show the approximate location of samples analyzed.*

RESULTS

The Horta da Torre formation (Fig. 2a) shows a well-defined Mesoproterozoic zircon population that suggests an Avalonian origin with ultimate Amazonian-Baltican sources. Other peak at 2 Ga is interpreted as derived from the West African Craton. Minor content at 580 Ma may have a Cadomian-Pan African derivation. Finally, a population at 440-450 Ma supports the influence of the Caledonian-Appalachian realm.

The results of zircon analyses in the stratigraphically lower outcrops of the Ribeira de Limas formation (at the Pulo do Lobo belt) and Ronquillo formation (in the Iberian Pyrite belt of the SPZ) are very similar (Fig. 2b). The highest peak corresponds to 580-620 Ma, thus attesting a Cadomian/Pan-African imprint. A Paleoproterozoic zircon population at around 2.0 Ga indicates a Gondwanan signature, with zircons ultimately coming from the West African Craton. The youngest peak at 400 Ma (Early Devonian) may come from a Caledonian-Appalachian source and constrain the maximum depositional age of this formation.

The most characteristic feature of the zircon pattern in the Santa Iría and PQ formations (Fig. 2c) is a dominant peak ranging between 365-375 Ma (40% of Devonian and Carboniferous zircons), which might correspond to a missed Variscan volcanic arc (Pereira et al., 2012). The youngest zircons at 345-350 Ma in the Santa Iría formation constrain its maximum depositional age. A subordinate zircon population at 610-620 Ma indicates the erosion of the Cadomian/Pan-African magmatic arc. A ~2.0 Ga Paleoproterozoic zircon population that presumably comes from the West African Craton is minor in our samples.

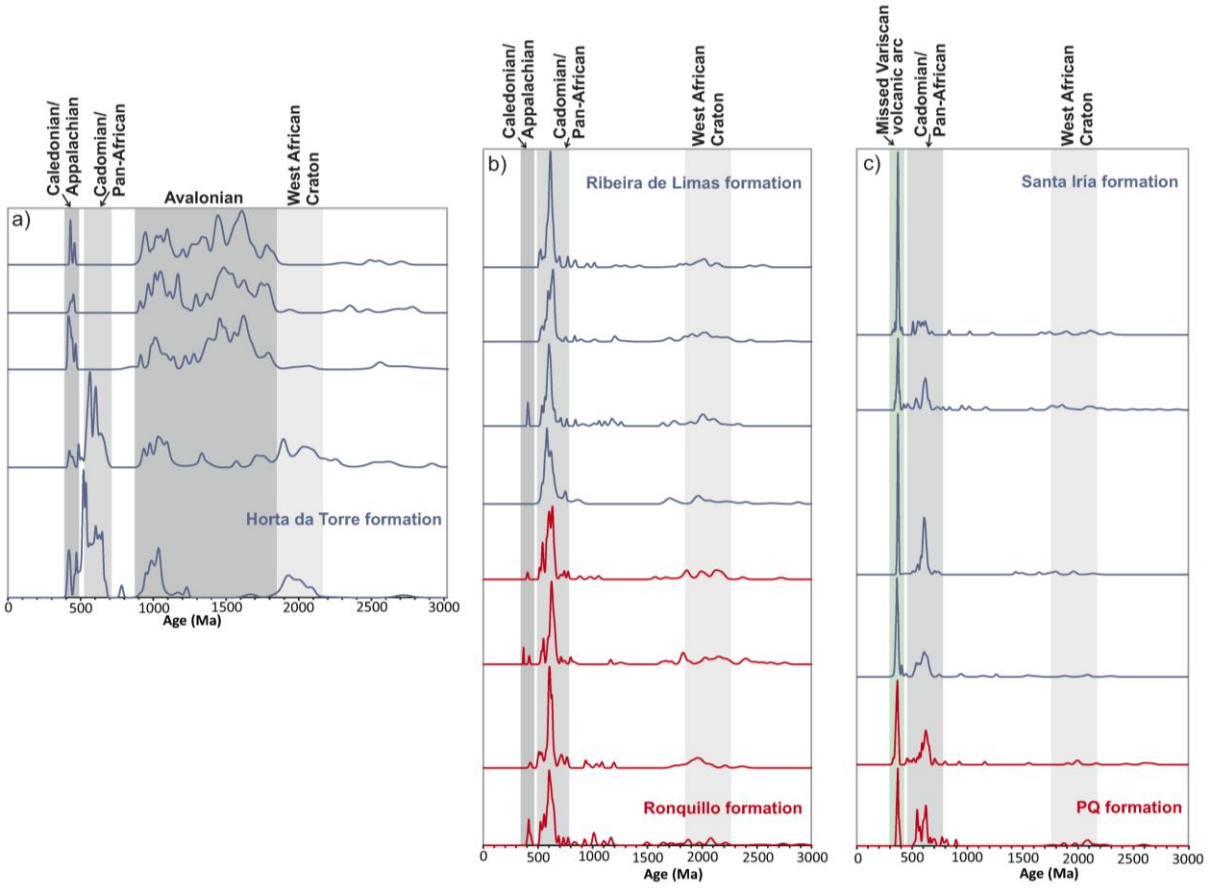


FIGURE 2. *Zircon ages probability plots of the samples analyzed in the Pulo do Lobo belt (blue) and Iberian Pyrite belt (red): (a) Horta da Torre formation, (b) Ribeira da Limas and Ronquillo formations, and (c) Santa Iría and PQ formations. Figure made with Isoplot (4.15) and the Excel Macro Tool for Normalized age probability plots from the Arizona LaserChron Center (George Gehrels).*

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The lack of outcrops older than Devonian in the SPZ is a serious limitation for detrital zircon analysis. The unapproachable Ordovician-Silurian successions would have potentially recorded the drift apart of Avalonia from the Gondwana margin.

Our large data set tests and complements previous data by Braid et al. (2011). Zircon inheritance in the Middle Devonian-Carboniferous sedimentary cover of the SPZ evidences an Avalonian affinity that is supported by: (i) considered as a whole, the samples contain both Paleoproterozoic and Mesoproterozoic zircons; (ii) in the Horta da Torre formation, zircon populations of ~1 Ga and between 1 and 2 Ga are very abundant, pointing to a nearby Avalonian-type foreland as the main source; (iii) late Neoproterozoic inherited zircons constitute the dominant population in most samples, due to the presumed great volume of the Cadomian/Pan-African igneous rocks and the position of this magmatic arc at the border of Gondwana; (iv) a scarce Silurian-earliest Devonian population in the Ribeira de Limas and El Ronquillo formations suggests a proximity to Caledonian sources; (v) a more significant Caledonian-Amazonian sedimentary influence is attested in the Horta da Torre formation; (vi) an Upper Devonian population in the PQ and Santa Iría formations probably reflects a missed magmatic Variscan arc (Pereira et al., 2012).

According to the similarities in zircon pattern, age, lithology and deformation, the Pulo do Lobo formation can be correlated with the Ronquillo formation. The Horta da Torre quartzitic formation is the only one that can be considered “exotic” on a sedimentary basis, exhibiting major influence of Mesoproterozoic and Caledonian (i.e. Avalonian) sources.

ACKNOWLEDGMENTS

Financial support by grants CGL2011-24101, CGL2015-71692-P, RNM-148 and BES-2012-055754. This is the Ibersims publication number 32.

REFERENCES

Bea, F., Montero, P., Talavera, C., Abu Anbar, M., Scarrow, J., Molina, J.F. and Moreno, J.A. (2010): The Palaeogeographic position of Central Iberia in Gondwana during the Ordovician: evidence from zircon geochronology and Nd isotopes. *Terra Nova,* 22: 341-346.

Braid, J.A., Murphy J.B., Quesada C. and Mortensen J. (2011): Tectonic escape of a crustal fragment during the closure of the Rheic Ocean: U-Pb detrital zircon data from the Late Palaeozoic Pulo do Lobo and South Portuguese zones, southern Iberia, *J. Geol. Soc. London*, 168(2): 383-392.

Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G. and Jeffries, T.E. (2002): The importance of along-margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth and Planetary Science Letters,* 204: 75-88.

Fonseca, P. and Ribeiro A. (1993): Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite - A Major Suture in the Iberian Variscan Foldbelt. *Geol. Rundsch*., 82(3): 440-447.

Pereira, Z., Matos, J., Fernandes, P. and Oliveira, J.T. (2008): Palynostratigraphy and systematic palynology of the Devonian and Carboniferous successions of the South Portuguese Zone, Portugal. *Memórias Geológicas do Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovaçao,* 34, Lisboa.

Pereira, M.F., Chichorro, M., Johnston, S.T., Gutiérrez-Alonso, G., Silva, J.B., Linnemann U., Hofmann, M. and Drost, K. (2012): The missing Rheic Ocean magmatic arcs: Provenance analysis of Late Paleozoic sedimentary clastic rocks of SW Iberia. *Gondwana Research,* 22(3-4): 882–891.

Pérez-Cáceres, I., Martínez Poyatos, D., Simancas J.F. and Azor A. (2015): The elusive nature of the Rheic Ocean suture in SW Iberia. *Tectonics,* 34 (12): 2429-2450.

Simancas, J.F. (1983): *Geología de la Extremidad Oriental de la Zona Sudportuguesa*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 439 pp.

Geochemical evolution of magmatic foliations in Blond granitic stock (Northwest Limousin, Massif Central, France)

Evolución geoquímica de las foliacións magmáticas en el macizo granítico de Blond (Noroeste de Limousin, Macizo Central, Francia)

M. Soufi[1] and T. Remmal[1]

[1] Hassan II University - Casablanca, Faculty of Sciences Aïn Chock, BP. 5366, Mâarif, Casablanca, Morocco. soufi_moh@yahoo.fr; remmaltoufik@gmail.com

***Abstract**: Study of magmatic to plastic field structures help to constrain history of magmatism and tectonism within the Blond granitic stock and allow us to affirm the presence of three sets having different structural and petrological signatures as well as their succession. Structural patterns and strain paths indicate syntectonic emplacement of the Blond granitic stock during initiation of Oradour dextral fault, as a result of sub-meridian crustal shortening. Four distinct steeply dipping magmatic fabrics are documented at Blond. However, the composition of the dark micas in the granitic stock evolves from lithian siderophyllites to zinnwaldites and is characterized by relatively high F and Li_2O - contents (2.18-2.76 wt%, and 0.957-1.696 wt% respectively). Micro-structural evidences of recrystallization at the magmatic stage of Blond Li-Fe micas can be used as geochemical memories of the superposed magmatic fabrics and their temporal evolution. Based on indexing mineral orientation method, we show that the Li-Fe micas chemistry is related to structural micro-contexts and emphasizes four superposed directions of regional significance.*

***Key words**: Blond granitic stock / Northwest Limousin / French Massif Central / structural and geochemical micro-contexts / lithium-iron micas.*

***Resumen**: El estudio de las estructuras magmáticas y plásticas medido en el campo puede reconstruir la historia de magmatismo y tectonica en el macizo granítico de Blond y nos permite confirmar la presencia de tres grupos con diferentes características estructurales y petrológicos, así como su sucesión. El análisis estructural indica un emplazamiento sincinemático del macizo granítico de Blond durante la formación de la falla transcurrente dextrale de Oradour, como resultado del acortamiento sub-meridiano de la corteza. Cuatro fábricas magmáticas fuertemente inclinadas están presentes en Blond. Sin embargo, la composición quimica de las micas oscura en el macizo granítico evoluciona desde Li-siderofilita a zinnwaldita, y se caracteriza por un alto contenido de F (2,18-2,76%) y Li_2O (0,957-1,696%). Evidencias microestructurales de recristalización en la etapa magmática de las micas ferrolíticas de Blond se puede utilizar como recuerdos geoquímicas de las fábricas magmáticas superpuestas y su evolución en el tiempo. Basado en el método de indexación de la orientación mineral, se muestra que la química de las micas ferrolíticas está conectado a los micro-contextos estructurales y determinar cuatro direcciones superpuestas de importancia regional.*

***Palabras clave**: macizo granítico de Blond / Noroeste de Limousin / Macizo central francés / micro-contextos estructurales y geoquímicos / micas ferrolíticas.*

INTRODUCTION

The Blond granitic stock is located in Northwest Limousin at 30 km northwest of Limoges (France). It consists of lithian siderophyllite and Li-muscovite leucogranite, Li-muscovite leucogranite and late-stage topaz-bearing granite, as well as related topaz-bearing microgranite or ongonite (Soufi, 1988). In contrast to two other granites, the lithian siderophyllite and Li-muscovite granite is characterized petrographically by early andalusite crystallization, in addition to the presence of Li-Fe micas, and structurally by individualization of four magmatic fabrics N100E/90, N165E/80W, N15E/78W and N70E/90. This number of magmatic fabrics has been documented in a single granitic pluton since a long time (Gagny et al., 1984, Soufi, 1988). Other example was more recently given by Zak et al. (2007) In fact, geometric configuration of magmatic foliations at Blond defined by preferentially oriented mica and K-feldspar megacrysts indicates imbricated planar flow structures (Blanchard, 1978). Micaceous phases are analyzed on oriented thin sections in close relation to magmatic fabrics of the host rocks, defining the structural and geochemical micro-contexts concept.

STRUCTURAL PETROLOGY

Field magmatic structures of Blond granitic stock were investigated in order to better constrain internal magmatic and regional tectonic processes (Soufi, 1988). The observation of the crystal shape preferred orientation of K-feldspar and micas in the lithian

siderophyllite and Li-muscovite granite show that this facies presents four superposed fabrics of respective orientations: N100E/90, N165E/80W, N15E/78W and N70E/90 (strike/dip). The first fabric N100E that is parallel to the extension of the massif and marked by flattened enclaves corresponding to the gneissic host rocks should be related to the magma emplacement. The N165E, N15E and N60-70E trending fabrics are related to regional tectonic stresses, which are responsible for the initiation of N135 striking dextral Oradour fault (delimiting the Blond stock at its western part) and induce upright ascent of F-rich ongonitic melt.

Leucogranite representing the zone of multiple fabrics involves some lithiniferous and ferriferous micas with spectacular configurations. Thus, two types of micro-textural relationships are distinguished across this granite: isolated Li-Fe micas (figure 1A), and recrystallized Li-Fe micas (figure 1B). The former micas oriented N165E remain under the shape of coarse-grained relics, and are generally destabilized and recrystallized in phyllitic minerals, frequently striking N70E.

Blond Li-Fe micas are much aluminous (20.59-23.92 wt% Al_2O_3) and iron (15.28-20.98 wt% FeO) rich. In opposition, they are little magnesian (1.36-3.69 wt% MgO), more weakly manganesiferous (0.36-0.55 wt% MnO), poor in titanium (1.23-2.62 wt% TiO_2) and moderately fluoric (2.41 wt% F). While, calculations of lithium contents for these micas, using equation tril [$Li_2O = (0.289 \times SiO_2) - 9.658$] for the "trioctahedral" Li-Fe micas (Tischendorf *et al.,* 1997), in order to fill up vacant octahedral sites with Li-ions, yield the estimates of 0.957 wt% Li_2O for lithian siderophyllites and 1.696 wt% Li_2O for zinnwaldites.

Li-Fe micas compositions are shared into two slightly overlapping groups (figure 2): i) the first is relatively rich in Fe, Mg, Ti and Mn in the octahedral sites, links to isolated Li-Fe micas corresponding to lithian siderophyllites, according to the nomenclature of Rieder *et al.* (1998); and ii) the second is more rich in Si and Li, and much aluminous (Al^{VI}), belongs to recrystallized Li-Fe micas and corresponds to zinnwaldites.

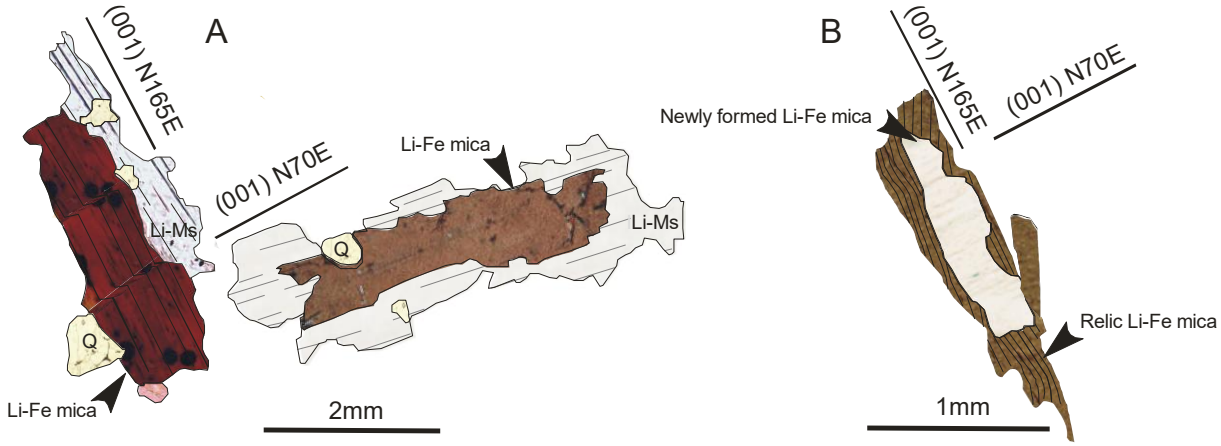


FIGURE 1: *A: isolated Li-Fe micas. B : recrystallized Li-Fe mica. Q : quartz, Li-Ms : Li-muscovite.*

However, compared to relic micas, newly formed ones correspond to the Si, Li and Al^{VI}-richest, and the Fe, Mg, Ti and Mn-poorest compositions. Likewise, the relic Li-Fe micas are mostly N165E striking and the newly formed Li-Fe micas recorded the last magmatic fabric N70E. Blond Li-Fe micas recrystallization is in contrast with a post-magmatic origin, and the zoning of these micas is the result of the enrichment in Al^{VI}, F and Li of the growing environment. These mineral phases proved to be themselves good structural and geochemical tracers of magmatic fabrics at Blond.

CONCLUSION

The trioctahedral Li–Fe micas in the Blond granite belong to the siderophyllite-polylithionite join and constitute some true structural and petrogenetic indicators of multiple strain increments. A few magmatic foliations are preserved in the oldest pluton from Blond. The last magmatic and steeply dipping N70E fabric is geochemically recorded by newly formed Li-Fe mica or zinnwaldites.

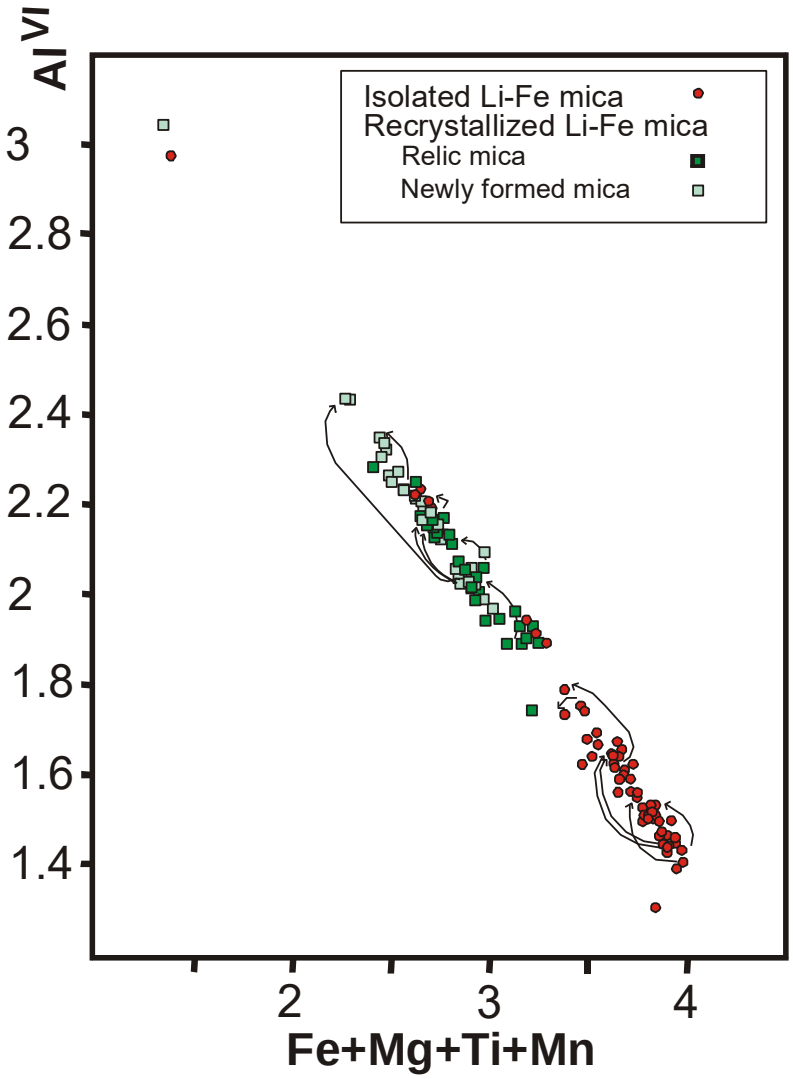


FIGURE 2: *Al^{VI} vs Fe+Mg+Ti+Mn in Li-Fe micas from Blond. Curved arrows indicate core-to-rim zoning trend of decreasing Fe+Mg+Ti+Mn and increasing Al^{VI} in the octahedral sites.*

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank the reviewer Drs Ana Crespo-Blanc (University of Granada, Granada, Spain) and Francisco J. Fernández (University of Oviedo, Oviedo, Spain) for their detailed comments and constructive suggestions.

REFERENCES:

Blanchard, J.Ph. (1978) : Dynamique magmatique du granite porphyroïde des Ballons (Vosges méridionales). "Fluidalités planaires imbriquées" et "couloirs magmatiques". Phénomène de percolation. *Bulletin de la Sociéte Géologique de France*, 20 : 157-162.

Gagny, Cl., Courrioux, G., Cuenin, O., Jacquot, T. & Leistel, J.M. (1984) : Contrôle structural de la métallogenèse dans la région d'Echassières par une zone de cisaillement régional orientée à N60E (Massif Central français). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris,* 298 : 459-462.

Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z. & Wones, D.R. (1998) : Nomenclature of the micas. *Canadian Mineralogist,* 36 : 905-912.

Soufi, M. (1988): *Etude des magmatismes leucogranitique et ongonitique de Blond (Haut Limousin-Massif Central Français). Relations avec une mise en place syntectonique du massif granitique.* Unpubl. Ph.D. thesis, Henri Poincaré University, Vandoeuvre-lès-Nancy (France), 304p.

Tischendorf, G., Gottesmann, B., Forster, H.-J. & Trumbull, R.B. (1997): On Li-bearing micas : estimating Li from electron microprobe analyses

and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine,* 61: 809-834.

Zak, J., Paterson, S.R. & Memeti, V. (2007): Four magmatic fabrics in the Tuolumne batholith, central Sierra Nevada, California (USA): implications for interpreting fabric patterns in plutons and evolution of magma chambers in the upper crust. *Geological Society of America Bulletin,* 119: 184–201.

Age of extensional detachments in the northwestern Gibraltar Arc system through onshore-offshore correlations

Edad de los sistemas extensional situados al noreste del Arco de Gibraltar mediante correlaciones tierra-mar

E. Suades[1], A. Crespo-Blanc[1,2] and M.C. Comas[2]

1 Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Fuentenueva s/n, 18071 Granada. E-mail esuades@ugr.es, acrespo@ugr.es.
2 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, UGR – CSIC, Av. de las Palmeras, 4, 18100 Armilla (Granada). E-mail: mcomas@ugr.es.

Abstract: The Miocene tectonic evolution of the Gibraltar Arc system is characterized by the simultaneous formation of a fold-and-thrust belt in the external zones while a back-arc basin was formed in its hinterland.At the northwestern part of the internal zones of the arc, the lack of syn-tectonic Miocene deposits onshore prevents to constraint the age of the extensional systems involved in the rifting. In order to better constraint the age of these structures we focus on the analysis of the sedimentary cover offshore and correlate them with the extensional structures through onshore-offshore cross-sections. This has allowed to differentiate two main episodes within the Miocene rifting. The Aquitanian-Burdigalian episode is related with the major thinning and exhumation of the Alboran Domain with two mayor transport directions of the hanging wall block towards the SW and SSE, respectively. The Langhian-early Tortonian episode corresponds with the opening of the Malaga Basin and was characterized by transport towards the NW.

Key words: Malaga Basin, Alboran Sea, extensional detachments, onshore-offshore correlations.

Resumen: *La evolución tectónica del Arco de Gibraltar durante el Mioceno estuvo marcada por la formación de un cinturón de pliegues y cabalgamientos en las zonas externas, simultanemanete con una extensión de tipo retro-arco en las zonas internas. En la parte noroeste de las zonas internas la falta de afloramientos syn-tectonicos relacionados con la extension dificulta la datación de los sistemas involucrados. Para datar estas estructuras se ha analizado la cobertera sedimentaria en mar y se ha correlacionado con las estructuras extensionales mediante cortes tierra-mar. Esto ha permitido differenciar dos grandes episodios dentro de la extensión miocena en el area de estudio. El episodio Burdigaliense-Langhiense está relacionado con el adelgazamiento y la exhumación del Dominio de Alborán y muestra dos direcciones de transporte SW y SSE para el bloque de techo. El segundo episodio (Langhiense- Tortoniense temprano) se corresponde con la formación de la Cuenca de Málaga y se caracteriza por un transporte hacia el NW.*

Palabras clave: *Cuenca de Málaga, Mar de Alborán, despegues extensionales, correlaciones tierra-mar*

INTRODUCTION

The Gibraltar Arc is an arcuated orogenic belt which acquired his geometry during the westward movement from Miocene onwards of its hinterland, the Alboran Domain. During this process, thrusting and folding took place in the external part while a back-arc rifting occurred in the internal zones forming the Alboran Basin. Back-arc extension lasted until late Miocene times, when the whole system was tectonically inverted due to the N-S convergence between Africa and Iberia.

The tectonic structure observed nowadays in the Alboran Domain is the result of a superposition of the rift-related structures and the subsequent tectonic inversion (García-Dueñas et al., 1992; Comas et al., 1999). Onshore, in the northwestern part of the Alboran Domain, the age of the tectonic processes involved is still not well constrained due to the lack of a complete sedimentary register onshore García-Dueñas et al., 1992). By contrast, the Miocene sedimentary sequence offshore is fairly continuous (Juardo and Comas, 1992).

This study focuses on the Malaga Basin (Fig. 1), which represents the northern branch of the West Alboran Basin. We studied the Miocene sedimentary sequence and its relationship with the low angle normal faults (LANF) that bound this basin. It has been combined with a series of onshore-offshore cross-sections that permit to correlate the age of the structures observed onshore.

GEOLOGICAL SETTINGS

In the study area, the Alboran Domain onshore is mainly represented by two metamorphic complexes that contain Paleozoic to Triassic metamorphic rocks: the Alpujarride Complex and, on top, the Malaguide Complex (Fig. 1). The structures associated with the

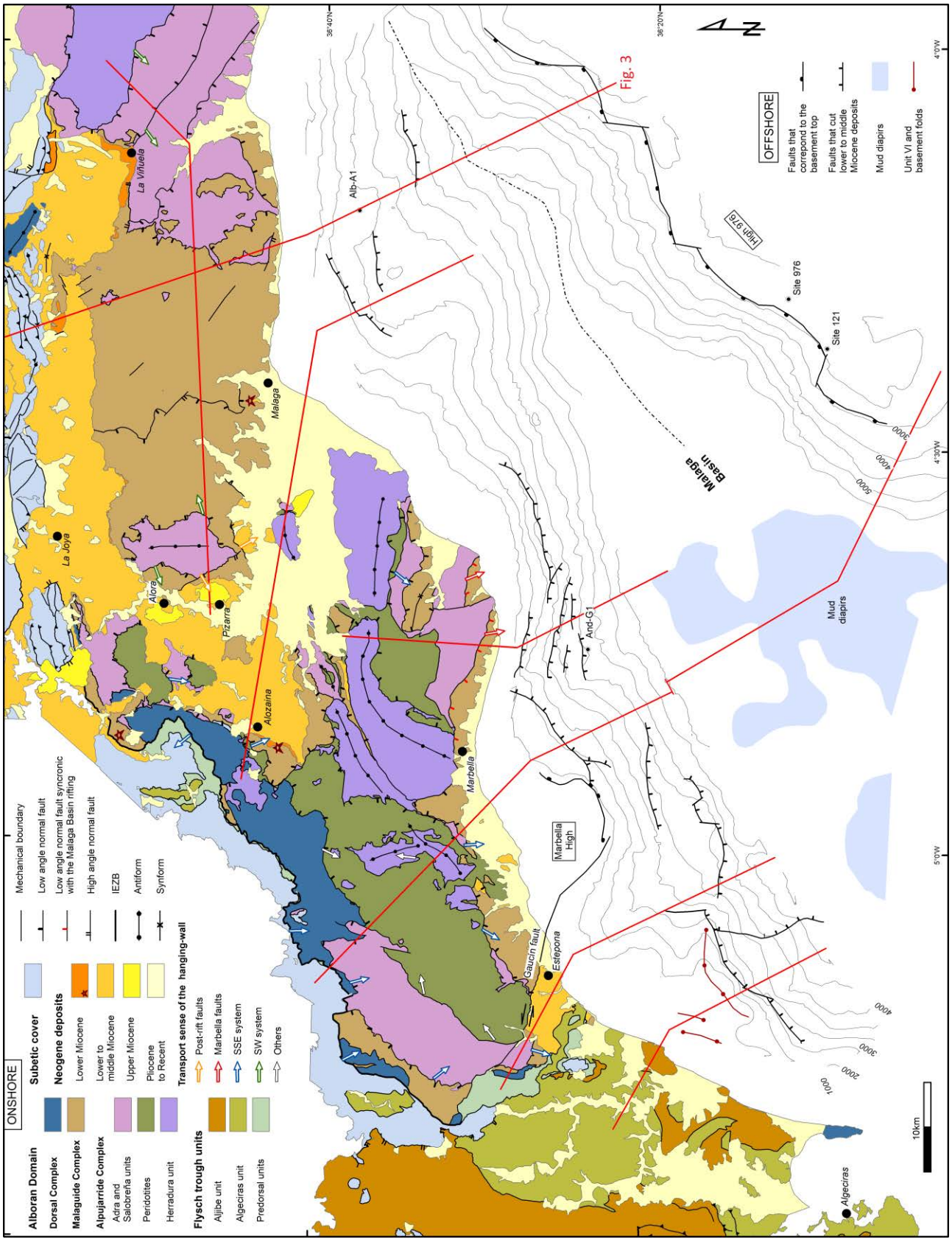


FIGURE 1: *Onshore: geological map of the Malaga area. Kinematic indicators of normal faults according to various authors. Offshore: structural scheme of the Malaga Basin during the second extensional episode accompanied with a contour map of the basement top (contour lines every 500 msec.). Red lines show the location of the onshore-offshore cross-sections done in this study. Location of figure 3 is also shown.*

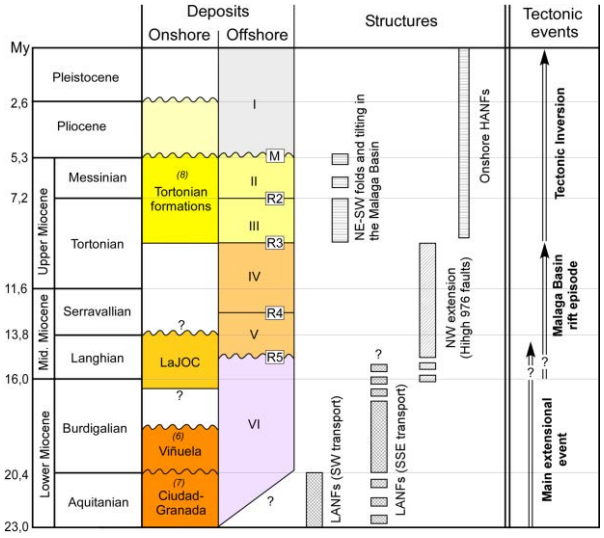


FIGURE 2. *Tectono-stratigraphic chart showing the onshore/offshore deposits, the tectonic structures, and the main events that took place during Miocene to recent times in the northwestern Alboran Domain.*

rifting are ductile to brittle shear zones and brittle extensional detachments that presently bound the tectonic units of the Alboran Domain (Balanyá, 1991; García-Dueñas *et al.,* 1992). Two sets of LANFs were active during this period: one that shows transport direction towards the SW, North of Malaga city, and a second one with transport towards the SSE, observed West of Malaga city (Fig. 1). Regarding the sedimentary cover, it is mainly represented by lower to middle Miocene olistostromic deposits of LaJOC (La Joya Olistostromic Complex, see Suades and Crespo-Blanc, 2013) that post-date the LANFs sets and are unconformably overlaid by near-horizontal upper Tortonian sandstones.

Offshore, the Malaga Basin is a NE-SW oriented graben flanked by the actual shelf and a Miocene structural high (High 976; Fig. 1). The basement of this basin is made of the Alpujarride Complex rocks, drilled in ODP site at High 976 (see Comas et al., 1999; Fig. 1). The sedimentary register is composed of a nearly continuous lower Miocene to Recent sequence which is subdivided into six major seismic units (units VI to I, Jurado and Comas, 1992; Fig. 2). The basin was opened through low-angle normal faults such as the High 976 fault system, which bound this High to the south (SSE part of Fig. 3). Finally a few rift-related structures have been tectonically inverted from upper Miocene onwards.

ONSHORE-OFFSHORE CORRELATIONS

The onshore-offshore correlations have been carried out by comparing the Miocene deposits observed onshore with the offshore seismic units, together with a series of offshore-onshore cross-sections (Fig. 1). The offshore part of these cross-sections corresponds with an interpreted seismic profile roughly converted at depth (assuming an average p-wave velocity of 2,6km/s) while the onshore part was obtained from available geological maps. An example of such correlation through cross-section can be observe in Figure 3. It shows that the top of Unit VI (Burdigalian to Langhian; see Suades, 2016) is tilted towards the SE following the same direction as the top of the basement surface (Fig. 3). This indicates that Unit VI was deposited before the High 976 fault system became active. Moreover, Unit VI can be followed onshore, where the LaJOC deposits outcrop. In addition, both deposits are olistostromic in nature and partially coincide in terms of sedimentation ages (Fig. 2). By contrast, Units V and IV (Langhian to lower Tortonian) are only observed in the Malaga Basin and onlap the northwestern margin, showing a consistent thickening of the sedimentary sequence towards High 976 (Fig. 3). They also show divergent reflector patterns drawing growth strata which reveals their syntectonic nature with respect the 976 High fault system, with a NW-ward transport. Finally, units III to I (upper Tortonian to recent) post-date the High 976 fault system. Units III and I can also be followed onshore, and their age coincide with the outcropping Tortonian to recent sediments in the area (Fig. 2).

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The analysis of the Malaga Basin together with the onshore-offshore cross-sections allowed to differentiate two main tectonics events within the extensional evolution of the northwestern part of the Alboran Domain.

The first episode was the main extensional event and corresponds with the major exhumation and thinning of the Alboran Domain metamorphic complexes. During this period the onshore LANFs with transport towards the SSE and SW were most likely active. Nevertheless, the cross-sections show that these extensional systems are crosscut by the top of the basement surface and by Unit VI offshore (Fig. 3). Because LaJOC deposits also seal those structures (Fig. 1), their activity had to take place between Aquitanian to Burdigalian times (Fig. 2). The olistostromic-type deposition of Unit VI and LaJOC took place at the end of this episode.

The second episode is called the Malaga Basin rift and took place during the deposition of units V and IV which constraints its age between Langhian to early Tortonian times (Fig. 2). The opening of the Malaga Basin rift was mainly triggered by the NW extension produced by the LANF from High 976. During this period the nowadays onshore area was emerged.

Finally, the whole studied area underwent minor tectonic inversion from late Tortonian to recent times.

This two-fold evolution of the Miocene extension in northwestern Alboran Domain provides a new milestone that fits better with the geodynamic

evolution of the Gibraltar Arc System proposed in a companion paper (Crespo-Blanc et al., this congress).

ACKNOWLEDGMENTS

Funding by Junta de Andalucía RNM-215 and 451, and MINECO CGL2013-46368-P is acknowledged. Two anonymous reviewers are also acknowledged for helping to improve the manuscript.

REFERENCES

Balanyá, J.C. (1991): *Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del arco de Gibraltar*. hD. Thesis, Univ. de Granada, 210p.

Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. and Watts, A.B. (1999): The origin and tectonic history of the Alboran Basin: insights from Leg 161 results. En: Zahn, R., Comas, M.C., Klaus, A. (eds). *Proc. ODP. Sci. Results*, 161: 555-580.

García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. and Martínez-Martínez, J.M. (1992): Miocene Extensional Detachments in the Outcropping Basement of the Northern Alboran Basin and their Tectonic Implications. *Geo-Marine Letters*, 12: 88-95.

Jurado, M.J. and Comas, M.C. (1992): Well log interpretation and seismic character of the cenozoic sequence in the northern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12 (2-3): 129-136.

Suades, E. and Crespo-Blanc, A. (2013): Gravitational dismantling of the Miocene mountain front of the Gibraltar Arc system deduced from the analysis of an olistostromic complex (western Betics). *Geologica acta*, 11(2): 215-229.

Suades, E. Comas, M.C. and Crespo-Blanc, A. (2013): Tectonic evolution of the Malaga Basin (Alboran Sea): Insights from its sedimentary infill. *Geogaceta*, 54: 87-90.

Suades, E. (2016): *Estudio integrado tierra-mar en el margen norocciental de la Cuenca de Alborán entre los meridianos 5°30'W y 3°30'W*. PhD. Thesis, Univ. de Granada, 220p.

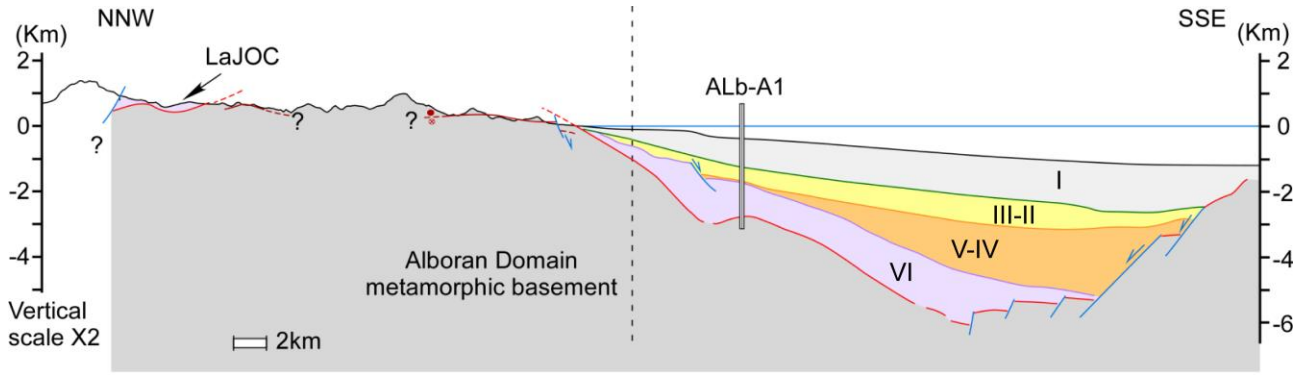


FIGURE 3. Onshore-offshore cross-section that shows the relationship between the onshore LANFs (dark red) and the top of the basement of the Malaga Basin (light red). Faults active during units V and IV deposition are dra

Papel de las fallas extensivas de piel gruesa pre-existentes en la deformación de piel fina afectando a un margen pasivo invertido con tectónica salina (Prebético oriental)

Role of the pre-existing thick-skinned extensional faults in the thin-skinned deformation of a salt-bearing passive margin (the Eastern Prebetic)

F. O. Escosa[1], E. Roca[1] y O. Ferrer[1]

1 Geomodels Research Institute, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franquès s/n, 08028, Barcelona. E-mail: fredescosa@ub.edu.

Resumen: El Prebético de Jumilla (SE Iberia), se caracteriza por una deformación multiepisódica desde el Pérmico-Triásico hasta la actualidad. Esta evolución geodinámica incluye un episodio extensivo (Pérmico-Triásico al Cretácico Superior), una inversión tectónica (Paleoceno al Mioceno medio) y finalmente una extensión tardía (Mioceno superior hasta la Actualidad). En este trabajo se presenta una cartografía de detalle y un corte geológico apoyados por datos gravimétricos que muestran que el área se ha visto afectada por deformación de piel gruesa y deformación de piel fina. Este análisis multidisciplinar combinando datos estructurales, sedimentológicos y gravimétricos, revela que la deformación de piel gruesa está representada por un sistema de fallas de basamento extensivas con dirección NE-SO y otro ortogonal de dirección NNO-SSE. Mientras que en el bloque superior de la falla de basamento, se desarrollaron cuencas sinclinales sobre las evaporitas del Triásico Superior, un sistema de tectónica de piel fina con diapiros reactivos (*salt*-rollers) y fallas lístricas despegadas en el techo de estas evaporitas se desarrolló en el bloque inferior de estas fallas.

Palabras clave: tectónica de piel gruesa vs piel fina, tectónica salina, deformación multiepisódica, margen sur-Ibérico.

Abstract: *The Prebetic of Jumilla, (Eastern Prebetic) is characterized by a multiepisodic deformation since the Permo-Triassic until the Present day. This geodynamic evolution includes, an extensional (Permo-Triassic to Upper Cretaceous) followed by inversion tectonics (Paleocene to Middle Miocene) and finally a late subsequent episode of extension (Upper Miocene to Present day). In this research we present a detailed geological map supported by a structural cross-sections through the Prebetic of Jumilla depicting that the area is affected by the interaction of thick- vs. thin-skinned deformation. This multidisciplinary analysis combining structural, sedimentological and gravimetric data unravels that thick-skinned deformation is represented by Mesozoic NE-SW trending basement extensional faults interacting with orthogonal NNW-SSE basement extensional faults. Whereas salt syncline basins were developed in the hangingwall basement faults, a raft tectonic system with thin-skinned listric faults soled into the Upper Triassic evaporites in their footwall.*

Key words: *thick- vs. thin-skinned tectonics, salt tectonics, south-Iberian passive margin, extension, inversion.*

INTRODUCCIÓN

Las cadenas alpinas del Mediterráneo Occidental están afectadas por deformaciones multiepisódicas combinando extensión e inversión. En algunos casos, el estilo estructural resultante está fuertemente influenciado por la presencia de sal pre-rift desacoplando la deformación de piel gruesa de la de piel fina. La evolución de cuencas extensivas con un nivel de evaporitas pre-extensivo está controlada por una serie de factores que incluyen: el espesor de la cobertera sedimentaria, la tasa de extensión de la falla, la tasa de sedimentación de la unidades sin-rift, el espesor de la unidad de evaporitas y las propiedades reológicas de la unidad salina (Jackson et al., 1994 y Withjack and Callaway 2000). A medida que la deformación extensiva progresa se produce un acoplamiento de los sistemas extensivos (de piel gruesa y fina) con el consiguiente desarrollo de los sistemas de piel fina formados por diapiros reactivos, fallas lístricas y cuencas sinclinales. Por otra parte, cuando esas cuencas son sometidas posteriormente a inversión, esta está condicionada por las estructuras extensivas heredadas así como por grado de continuidad de la capa evaporítica. Además, esta capa actúa como nivel de despegue transmitiendo la deformación contractiva provocando el estrangulamiento de los diapiros salinos con el consiguiente desarrollo de cicatrices salinas y la formación de retro-cabalgamientos por un efecto de contrafuerte. En este trabajo se muestra como la presencia de evaporitas pre-rift (Triásico Superior, facies *Keuper*) condiciona la deformación multiepisódica del Prebético de Jumilla (Prebético oriental, SE Iberia) (Figs. 1A y C). El objetivo de este trabajo es caracterizar la estructura y la evolución

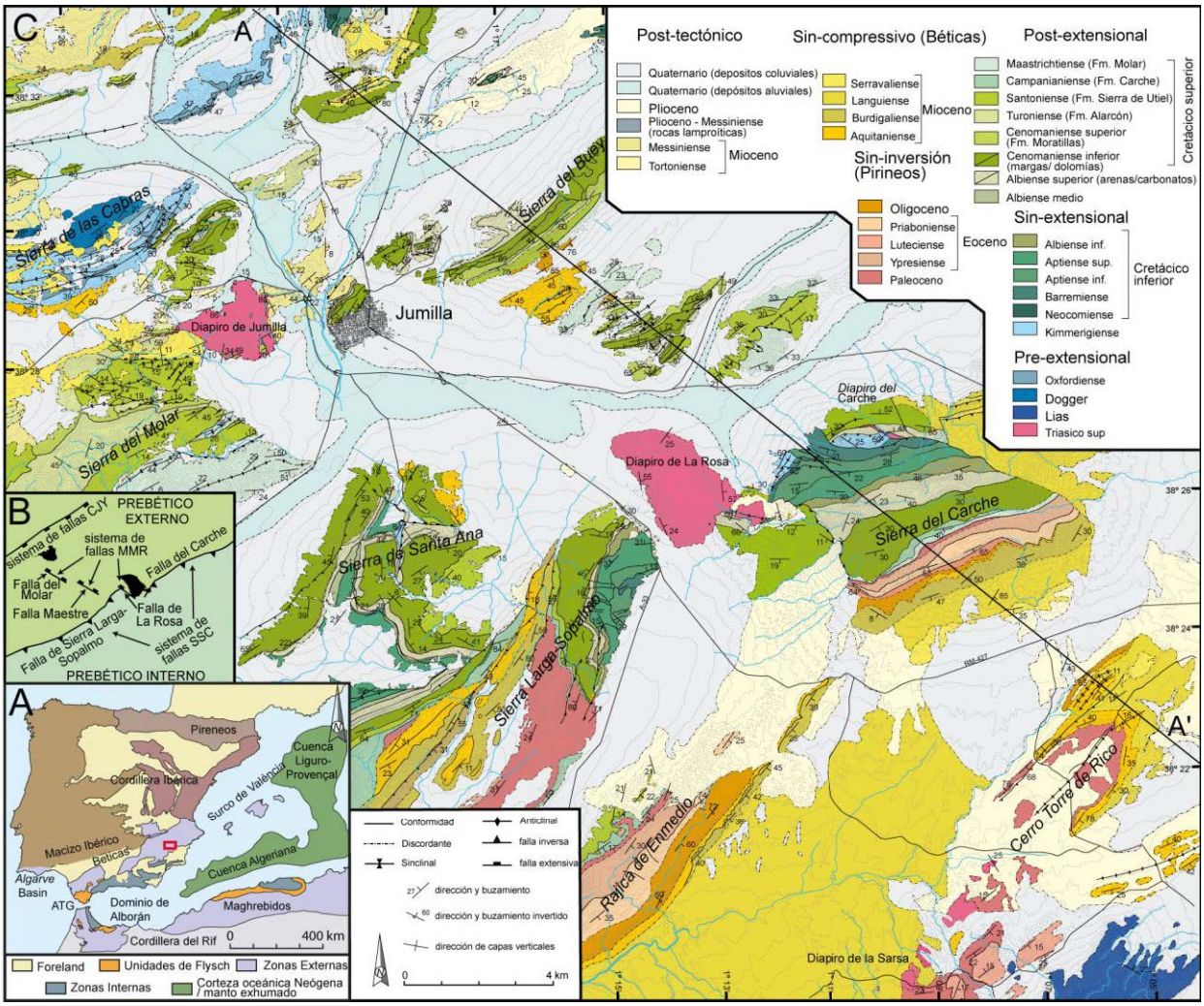


FIGURA 1. (A) Mapa de situación del Mediterráneo occidental con la posición de las principales cordilleras Alpinas (la posición de la zona de estudio está marcada con un recuadro rojo). (B) Cartografía geológica de la zona de estudio. A-A' y B-B' son las trazas de los cortes geológicos que atraviesan la zona de estudio. El mapa cartográfico se ha completado con la cartografía existente (Baena et al., 1977)

cinemática del Prebético de Jumilla para hallar el papel que ha jugado la interacción entre la deformación de piel gruesa y de piel fina en esta provincia salina. Para resolver estos objetivos, se ha realizado una cartografía de detalle apoyada con un corte regional balanceado posteriormente.

MARCO GEOLÓGICO

Las Cordilleras Bética y del Rif forman parte del arco tectónico de Gibraltar (ATG) (Fig. 1A). Situada al norte de este arco, la Cordillera Bética está formada por dos grandes dominios: las zonas metamórficas internas y el dominio de Alborán y las Zonas Externas que incluyen el antepaís de las Béticas. De sur a norte, las Zonas Externas están divididas en: el Subbético y los Prebéticos internos y externos.

La zona estudiada en este trabajo se localiza en la parte más externa del Prebético oriental. La estructura de esta zona (recuadro rojo en Fig. 1A), es el resultado de tres eventos cinemáticos (De Ruig, 1995; Roca, et al., 1996): 1) dos estadios multiepisódico (Permo-Triásico y Cretácico superior) responsables de la generación del margen pasivo sud-Ibérico; 2) la inversión del margen pasivo como consecuencia de la orogenia Alpina y el desarrollo de las Béticas (Paleoceno - Mioceno medio); y finalmente 3) un estadio transtensivo donde tuvo lugar el diapirismo pasivo que controló la sedimentación (Mioceno tardío - Actualidad).

Estratigrafía

La estratigrafía de la zona estudiada comprende rocas sedimentarias y volcánicas con edades que van desde el Triásico superior hasta el Cuaternario. Estos materiales se depositaron sobre un zócalo Varisco y las cuencas Triásicas (Buntsandstein y Muschelkalk) que no afloran en la zona de estudio (Fig. 1B). El Triásico superior está representado mayoritariamente por facies de evaporitas del Keuper y localmente por facies detríticas como la Fm. Zamoranos aflorando en el Diapiro de Jumilla (Fig. 1 C). El Jurásico está formado

por calizas, dolomías y margocalizas. El Berriasiense, Barrimiense y el Aptiense representan las unidades sin-rift caracterizadas por facies continentales a bioclásticas marinas. Por el contrario, durante el Albiense la sedimentación fue continental. El Cretácico Superior está formado por carbonatos y margas (Vilas et al., 1982). Finalmente, la sedimentación Cenozoica está fuertemente influenciada por la tectónica compresiva pasando de carbonatos (Paleoceno a Eoceno) a depósitos detríticos continentales (Oligoceno a Cuaternario) (Guerrera et al., 2014)

ESTRUCTURA

Las estructuras del Prebético de Jumilla muestran una dirección general NE-SO siguiendo la tendencia de los sistemas de piel gruesa de los Prebéticos Orientales (De Ruig, 1995). La expresión gravimétrica de estos sistemas de fallas puede indicar las tendencias de dirección y buzamiento de estas estructuras, además de la posición de los depocentros sedimentarios (mínimos gravimétricos) (Fig. 2). Esta familia de fallas está representada al norte por el sistema de Calasparra-Jumilla-Yecla (CJY) y al sur por el sistema de Sierra Larga-Sopalmo-Carche (SSC) (Figs. 1B y 2). Estos sistemas están afectados por otro sistema de fallas ortogonal (NNO-SSE) conocido como El Molar-Maestre-La Rosa (MMR) (Figs. 1B y 2) provocando el desarrollo de estructuras de interferencia entre ambas familias de fallas. El movimiento de la falla de la Rosa, situada en la zona de transferencia (hard-linkage), provoca el desplazamiento relativo de las estructuras que forman parte del sistema SSC (Figs. 1B y 2).

Cabe destacar que tanto el sistema de fallas CJY como el MMR no se han visto afectados por la posterior inversión durante la orogenia Alpina y Bética. Por contra, el sistema de fallas SSC sí que se ha visto afectado con diferentes grados de inversión.

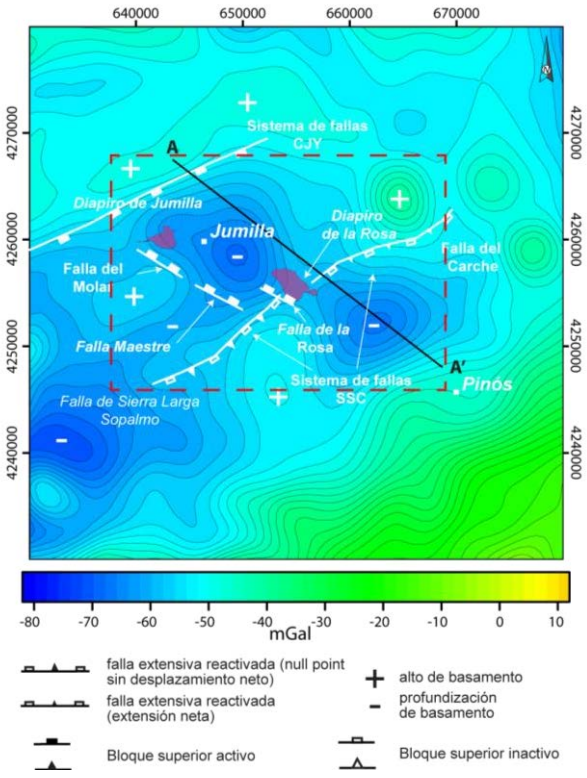


FIGURA 2. Mapa de anomalías de Bouguer de la zona de estudio. Incluye los sistemas de fallas de piel gruesa que controlan las estructuras del Prebético de Jumilla (ver su relación con las dos cuencas). La línea negra corresponde a la posición del corte geológico A-A' de la Fig. 3. El recuadro rojo discontinuo marca la posición del mapa geológico de la figura 1.

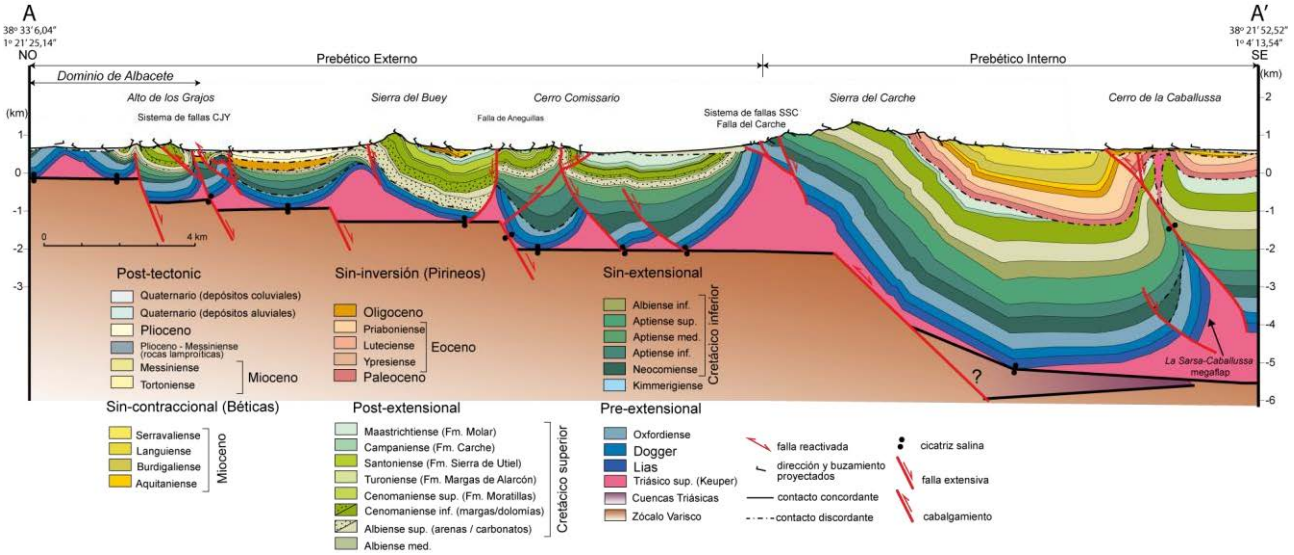


FIGURA 3. Corte Geológico A-A' compensado de dirección NO-SE (ver situación en las figuras 1 y 2).

En líneas generales, el basamento profundiza hacia el SE debido a las diferentes fallas extensivas de piel gruesa interpretadas que buzan hacia esa dirección (Jabaloy-Sánchez et al., 2007). Por encima de la unidad con deformación de piel gruesa y separado por el nivel de evaporitas del Keuper, se sitúa el sistema de fallas

de piel fina (Fig. 3) formado por fallas extensionales lístricas enraizadas en el nivel salino (Fig. 3). El corte geológico de la Fig. 3, muestra dos dominios estructurales y paleogeográficos bien diferenciados separados por la falla del Carche (Fig. 3). Al norte y en el bloque inferior de esta falla (dominio Prebético Externo) las estructuras tienen una longitud de onda pequeña debido al poco espesor de la cobertera. Al sur, y por tanto en el bloque superior de la falla del Carche (Fig. 3) (dominio Prebético Interno), la longitud de onda de las estructuras es mucho mayor debido al aumento del espesor de la cobertera sedimentaria.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A partir del análisis de las estructuras presentes en la zona de estudio, se constata que ésta ha sufrido diferentes etapas de deformación.

Durante la estructuración del margen pasivo sud-Ibérico (Permo-Triásico hasta Cretácico Superior), la presencia de fallas de piel gruesa orientadas NE-SO y el nivel de evaporitas del Triásico superior controló la sedimentación de los materiales sin-rift (Mesozoico).

Por una parte, en el bloque inferior de estas fallas de piel gruesa, se desarrolló un sistema de *raft tectonics* formado por diapiros reactivos (*salt-rollers*) y fallas lístricas (Fig. 3). Además, durante la sedimentación del Cretácico Superior, el colapso de domos salinos preexistentes, produjo una sedimentación diferencial a lo largo del Prebético Externo. Un ejemplo es la cuenca situada en la Sierra del Buey la cual presenta un espesor anómalo de Cretácico Superior para el Prebético Externo (Fig. 3). Por otra, en el bloque superior de estas fallas (ver localización de la Falla del Carche en Figs. 1B y C y 2), se desarrollaron cuencas sinclinales controladas por el salto de falla y por la migración de las evaporitas hacia los extremos de estas cuencas (Fig. 3). Esta migración provocó la formación de acumulaciones salinas en zonas de transferencia de extensión generando domos salinos (p. ej. proto-diapiro de La Rosa) (Fig. 2).

En el subsecuente estadio de compresión Alpina y Bética (Paleoceno hasta Mioceno medio) las estructuras salinas extensivas heredadas controlaron la inversión de la cobertera Mesozoica sin-rift. La deformación compresiva provocó un levantamiento regional de la cobertera incorporándola al cinturón de deformación Bético. Las evaporitas actuaron como un nivel eficiente de despegue favoreciendo el estrangulamiento de las estructuras salinas y el desarrollo de cicatrices salinas (Fig. 3). Además, las acumulaciones de sales desarrolladas durante el periodo extensivo fueron estranguladas favorecieron la inversión de las cuencas sinclinales (Sierra del Carche, Figs. 1C y fig. 3). Contemporáneamente, se produjo la sedimentación de los materiales sin-inversión de edad Paleoceno hasta Mioceno medio (Fig. 3).

Finalmente, durante el Mioceno superior hasta el presente, las fallas de piel gruesa de orientación NNO-SSE se reactivaron extensionalmente produciendo el diapirismo pasivo actual de La Rosa y Jumilla y controlando la sedimentación de estos materiales post-orogénicos (Fig. 1B).

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por el proyecto SALTECRES (CGL2014-54118-C2-1-R) así como en el Grup de Recerca Consolidat de Geodinàmica i Anàlisi de Conques (2014SGR467). La investigación de F.O. Escosa tiene el soporte económico de una beca APIF (31501) concedida por la Universitat de Barcelona. Se agradece a Midland Valley por permitir el uso de su programario (*Move®*).

REFERENCIAS

Baena, J. (1970): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 869 (Jumilla)*. IGME, Madrid.

De Ruig, M. J. (1995): Extensional diapirism in the Eastern Prebetic foldbelt, southeastern Spain. En *Salt tectonics: A global perspective* (M. P. A. Jackson, D. G. Toberts, y Snelson, eds.). *AAPG Memoir,* 65: 353-367.

Guerrera, F., Mancheño, M. A., Martín-Martín, M., Raffaelli, G., Rodríguez-Estrella, T. y Serrano F. (2014): Paleogene evolution of the External Betic Zone and geodynamic implications. *Geologica Acta*, 12, 3: 171-192.

Jabaloy-Sánchez, A., Fernández-Fernández, E. M., González-Lodeiro, F. (2007): A cross section of the Eastern Betic Cordillera (SE Spain) according field data and a seismic reflection profile. *Tectonophysics*, 433, 97-126.

Jackson, M. P. A., Vendeville, B. C. y Schultz-Ela, D. D., (1994): Structural dynamics of salt systems. *Annual Review of Earth and Panetary Sciences*, 22: 93-117.

Roca, E., Anadón, P., Utrilla, R. y Vázquez, A. (1996): Rise, closure and reactivation of the Bicorb-Quesa diapir, Eastern Prebetics, Spain. *Journal of the Geological Society of London*, 153: 311-321.

Vilas, L., Mas, R., García, A., Arias, C., Alonso, A., Meléndez, N. y Rincón, R. (1982): La Cordillera Ibérica Suroccidental. En: *El Cretácico de España*, (A. García, eds.). Universidad Complutense, Madrid, 457-514.

Withjack M. y Callaway, S. (2000): Active normal faulting beneath a salt layer: an experimental study of deformation patterns in the cover sequence. *AAPG Bulletin*, 85: 627-651.

Localización de la deformación en la zona de falla de Valdoviño (NO Macizo Ibérico) asistida por fluidos carbonatados ricos en Fe y el crecimiento de filosilicatos

Strain localization in the Valdoviño fault zone (NW Iberian Massif) assisted by Fe-rich carbonated fluids and phyllosilicates growth

F.J. Fernández[1] y S. Llana-Fúnez[1]

1 Dpto. Geología, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo 33005 Oviedo. brojos@geol.uniovi.es

Resumen: Las rocas de falla de la base sismogénica de la corteza Ibérica Varisca en la zona de falla de Valdoviño han sido analizadas. Esta zona de falla tiene un núcleo compuesto por rocas ultramáficas, rocas máficas con granate y metavulcanitas emparedadas entre las facies gneísicas alcalina y calco-alcalina de un granitoide sin-cinemático Varisco. Durante el principal evento, el régimen friccional-viscoso estuvo controlado por plasticidad intracristalina del cuarzo simultáneamente a la cataclasis y fracturación de feldespatos, anfíbol y granate, junto con la serpentinización de las rocas ultrabásicas. Posteriormente, la falla se reactivó a menor temperatura y con una alta actividad hidrotermal. Zonas de cizalla de bajo ángulo y espesor milimétrico y la brechificación de la anfibolita cálcica localizaron la deformación, que estuvo controlada por el crecimiento de filosilicatos y calcita.

Palabras clave: rocas de falla, corteza Ibérica Varisca, resistencia mecánica, Macizo Ibérico.

Abstract: *Fault-related rocks at the base of the seismogenic zone of the Variscan Iberian crust have been analysed in the Valdoviño fault. Its fault zone has a core composed of ultramafic, garnet-bearing mafic rocks and metavulcanites sandwiched between the alkaline and calc-alkaline facies of a sin-kinematic Variscan granitoid. During the main tectonic event, deformation was controlled by quartz-intracrystalline plasticity coeval with cataclasis and fracturing of feldspar, amphibole and garnet, as well as by the serpentinization of ultramafic rocks. Later, the fault reactivated at lower temperature and accompanied with high hydrothermal activity. Millimetre thickness low-angle shear bands of millimetre thickness and the embrittlement of the carbonated amphibolite localized strain, which is controlled by the phyllosilicates and calcite growth.*

Key words: *fault-related rocks, Variscan Iberian crust, mechanical strength, Iberian Massif.*

INTRODUCCIÓN

La localización de la deformación en zonas de cizalla se puede producir por cambios en las condiciones de deformación como son el esfuerzo, la temperatura o la velocidad de deformación, o por cambios en la roca deformada, como son la reducción del tamaño de grano, la formación de nuevas fases minerales y la circulación de fluidos. Además en la zona de transición entre los regímenes friccional y viscoso, donde la resistencia mecánica de la litosfera es máxima y se localiza la base de la zona sismogénica, las superficies discretas de fracturas co-sísmicas y asísmicas, se pueden formar coetáneamente con bandas de deformación plástica. Sin embargo, el estudio directo de rocas de falla relacionadas con la base sismogénica de la litosfera, raramente es posible.

La falla de Valdoviño (Parga-Pondal et al., 1982, Fig.1) es una falla que separa por el Norte, el Dominio del Ollo de Sapo (Zona Centro Ibérica) del Dominio Esquistoso (Zona de Galicia-tras-os-Montes). Tiene un movimiento en dirección sinistro de acuerdo con la cinemática que indica la lineación sub-horizontal N-S de estiramiento mineral y el desplazamiento relativo entre los Complejos alóctonos de Órdenes y Cabo Ortegal a lo largo de su traza. La erosión actual del basamento Varisco permite el estudio directo de las rocas de falla deformadas en el régimen de transición friccional-viscoso. El núcleo de la falla se muestreó en la ensenada de Prado, al NE de Valdoviño (A Coruña) (Díaz García 1983). El objetivo de este trabajo es conocer los cambios intrínsecos en la roca de falla durante su deformación, así como las condiciones de deformación en las que la falla fue más activa.

ESTRUCTURA

La Falla de Valdoviño en la ensenada de Prado presenta una estructura definida por un núcleo complejo de rocas de falla bordeado a Este y Oeste por las facies alcalinas (150 m de espesor) y calco-alcalinas (300 m de espesor), respectivamente, del granitoide sin-cinemático de A Espenuca (Ortega et al., 1994; Fig. 2), que también están intensamente deformadas por la falla. Se reconocen tres tipos diferentes de rocas de falla entre las facies gneísicas del granitoide que de

Este a Oeste consisten en budines métricos de rocas ultramáficas, una banda de ~30 m de espesor de rocas máficas con granate y una banda de ~10 m de espesor de metavulcanitas.

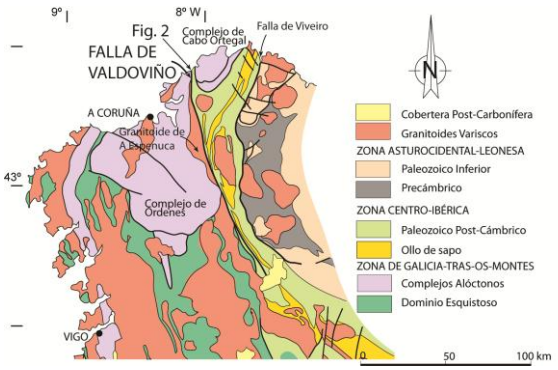


FIGURA 1. *Esquema geológico del NO del Macizo Ibérico (basado en Parga-Pondal et al., 1982). La zona de estudio se localiza en la costa, donde se sitúa la Fig. 2.*

Microestructura

El neis alcalino presenta una variación composicional, feldespático hacia el núcleo de la falla y cuarcítico hacia el contacto con el parautóctono. Las fábricas tectónicas son plano-lineares. En las bandas miloníticas, los porfiroclastos fracturados de feldespato presentan extinción ondulante, son sigmoidales y tienen bordes redondeaos (Fig. 2a). Las bandas ultramiloníticas están formadas por una matriz de cristales finos y equigranulares de cuarzo y por peces de mica. Las bandas miloníticas presentan cuarzos con abundantes puntos triples y pocos defectos mecánicos, intercaladas con bandas en las que cuarzos de bordes irregulares y estructuras parcheadas están bordeados por bandas oblicuas de bajo ángulo formadas por cristales recristalizados. Las colas sigmoidales que bordean los porfiroclastos de feldepato K y plagioclasa están compuestas por una matriz de grano fino de cuarzo que engloba fragmentos de plagioclasa. En la transición entre ambos dominios son frecuentes los porfiroclastos de feldespatos con estructuras en dominó y formación de budines romboidales. La deformación del neis alcalino se intensifica hacia el contacto con las rocas ultramáficas, donde bandas de cizalla de bajo ángulo y espesor milimétrico se superponen a la fábrica principal y a lo largo de las cuales crecen cintas de clorita monocristalinas.

El neis calco-alcalino presenta fábricas miloníticas lineares definidas por la alternancia de bandas cuarzo-feldespáticas y bandas micáceas. Próximo al contacto con la anfibolita cálcica se forman bandas miloníticas, con porfiroclastos de feldespato fragmentados y parcialmente sericitizados que desarrollan estructuras en manto rotacionales y bandas de ultramilonitas donde también se observan superpuestas bandas de cizalla superpuestas, de bajo ángulo y espesor milimétrico. En imágenes-SEM se observa que la cinta de clorita monocristalina está crenulada y tiene un borde neto libre de inclusiones y otro gradual que engloba cristales de feldespato, circones y cuarzos de la matriz milonítica. Estas cizallas están cortadas por venas rellenas de calcita orientadas sub-perpendicularmente al plano de foliación. El conjunto de microestructuras está cortado por otras venas cizalladas de calcita sub-paralelas a la foliación, en las que el plano central de la vena cizalla cristales nanométricos de clorita (Fig. 2b). En ocasiones las cintas de clorita (*ribbons*) forman pliegues disruptados intrafoliares milimétricos. La crenulación se produce en relación con episodios de reactivación de la falla y es anterior a las últimas venas de calcita cizalladas.

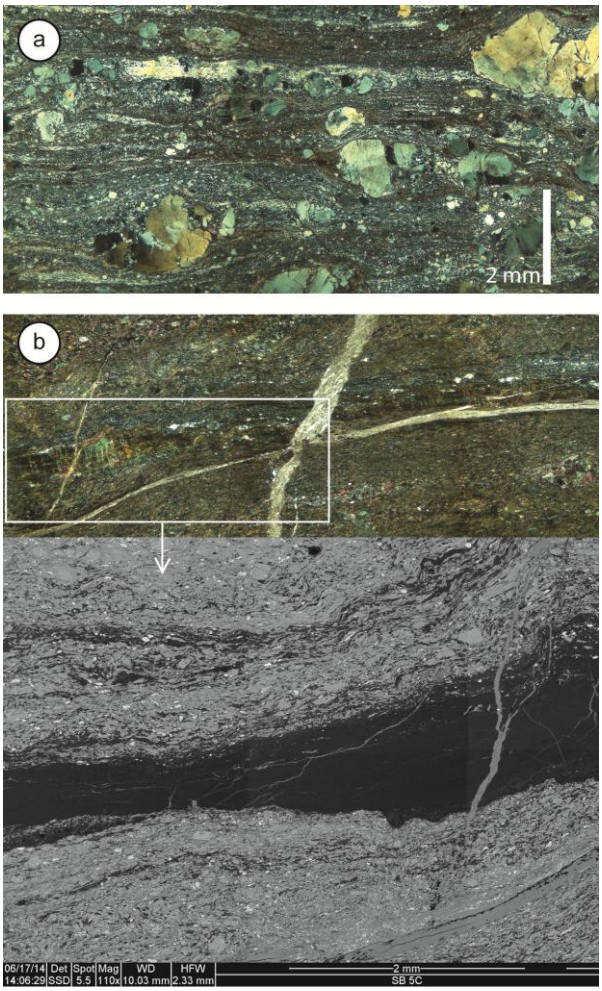


FIGURA 2. *(a) Imagen OM con nicoles cruzados del gneis alcalino (muestra SB-4). Se observan porfiroclastos de feldespato con extinción ondulante y parcheada, fracturados y rodeados de una foliación milonítica. El sentido de la cizalla es sinistro. (b) Imagen OM con nicoles cruzados (parte superior) e imagen de detalle ESEM (parte inferior) del gneis calco-alcalino, (muestra SB-5C). Se observa una cizalla en una banda ultramilonítica en la que crece un ribbon monocristalino de clorita. El ribbon está crenulado y fracturado posteriormente, formándose una banda rellena de calcita.*

Los budines de rocas ultramáficas están serpentinizados y están bordeados por bandas filoníticas. La foliación es anastomosada, con dominios en los que la serpentina se intercala con óxidos de Fe y pentlandita ($(Ni,Fe)_9S_8$). Estos dominios están

bordeados por una matriz foliada definida por la orientación de cristales de espinela (cromita) y serpentina. No se observan foliaciones relictas, ni cizallas superpuestas por lo que la serpentinización parece simultánea a la formación de la fábrica milonítica en los neises.

Las rocas máficas con granate presentan una fábrica foliada heterogénea con alternancia de bandas compuestas por feldespato K+plagioclasa+cuarzo (~70-60%) y bandas compuestas por anfíboles marrones y filosilicatos (~30-40%). Los filosilicatos son básicamente mica blanca y biotita. También son frecuentes los cristales de circón, ilmenita y rutilo como accesorios. La deformación heterogénea conduce al desarrollo de bandas miloníticas y ultramiloníticas, produciendo una matriz foliada de grano fino que bordean estructuras en manto nucleadas sobre porfiroclastos de anfíbol y/o feldespato. Los porfiroclastos de anfíbol suelen estar maclados y fracturados. Los sistemas de fracturas se disponen con un alto ángulo con respecto a la foliación y las fracturas suelen estar rellenas de cuarzo. Las bandas ricas en filosilicatos contienen también porfiroclastos de granate cálcico fracturados. Las fracturas de los granates se disponen también perpendicularmente a la foliación. Las fracturas de los porfiroclastos de plagioclasa y los planos de macla ocasionalmente están sericitizadas. Superpuesta a esta fábrica se observan venas rellenas de turmalina que crece sobre cizallas paralelas a la foliación de espesor centimétrico. La turmalina tiene una composición calco-sódica (feruvita). En ocasiones las turmalinas se cizallan frágilmente por rotación sobre sus secciones basales. Como consecuencia, la forma de las turmalinas se redondea y en las fracturas precipita apatito y cuarzo.

Las anfibolitas carbonatadas presentan anfíbol cálcico, feldespato, cuarzo y calcita como minerales principales y circón, apatito y rutilos como accesorios. Además, la clorita, anquerita, y dolomita aparecen como minerales secundarios que crecen por alteración hidrotermal con fluidos ricos en Fe. La fábrica milonítica está brechificada por un enjambre de fracturas rellenas de carbonatos que actúan como superficies de cizalla y, posteriormente, como superficies de disolución. También presentan venas rellenas de turmalina. En la fábrica milonítica se reconoce un bandeado con alternancia de niveles cuarzo-feldespáticos y anfibólicos, en los que la deformación plástica del cuarzo acomoda la deformación por fracturación de los feldespatos y anfíboles. Los anfíboles están fragmentados a lo largo de sus planos de clivaje y parcialmente cloritizados.

Para caracterizar las condiciones de deformación se han analizado las orientaciones cristalográficas preferentes (OCP) de cuarzo por microscopia SEM-EBSD. La orientación preferente de ejes-*c* de cuarzo presenta dos patrones diferentes. El más general, se caracteriza por una guirnalda simple de simetría monoclínica centrada sobre el eje-*Y* (Fig. 3), lo que sugiere el deslizamiento de los sistemas prismáticos en la dirección <a> (p.e. Law, 1990). Además en las bandas de recristalización dinámica por rotación de sub-granos se obtienen guirnaldas simples inclinadas hacia el plano de foliación (*XY*) y la lineación mineral (*X*). Este patrón de OCP es habitual en deformación progresiva no-coaxial y se producen por el dominio de los sistemas de deslizamiento basales del cuarzo en la dirección <a> (p.e. Law, 1987). La recristalización dinámica por rotación de subgranos es característica del régimen II de Hirth y Tullis (1992), en el que la migración de dislocaciones dentro de los subgranos puede causar el desarrollo de bordes de grano de alto ángulo. Aunque los patrones obtenidos no permiten hacer estimaciones precisas de la temperatura de desarrollo de estas fábricas, el patrón OCP de cuarzo más general es similar al que Stipp et al. (2002) encuentran en condiciones naturales a temperaturas próximas a los 500º C, en la transición de los regímenes II al III de Hirth y Tullis, en los que los bordes de grano tienen una alta movilidad, mientras que los patrones OCP de las bandas recristalizadas indican temperaturas de deformación más bajas, lo que sugiere la reactivación de la falla en condiciones de la facies de los esquistos verdes. De acuerdo con el alto gradiente geotérmico del basamento Varisco, las fábricas de orientación preferente del cuarzo de más alta temperatura (~500ºC) se pudieron desarrollar a profundidades ~ 8 km de profundidad. En estas condiciones la deformación progresivamente se localizó a lo largo de bandas de cizalla discretas controladas por la debilidad mecánica de los filosilicatos y una elevada presión de fluidos.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El núcleo de la falla de Valdoviño en la ensenada de Prado presenta una estructura simple. Sin embargo, la variedad de rocas de falla que contiene, la distribución heterogénea de la deformación y la superposición de estructuras discretas sobre la fábrica milonítica general desarrollada en un régimen friccional-viscoso hace muy compleja su reconstrucción tectono-metamórfica.

La composición y paragénesis de las rocas máficas con granate y ultramáficas serpentinizadas que aparecen en el núcleo de la falla, indican que estas rocas deben proceder de los Complejos Alóctonos de alta P y T. Sin embargo, el aspecto corroído de los porfiroclastos de feldespato de las anfibolitas carbonatadas sugiere un origen vulcano-sedimentario.

Las condiciones de fusión parcial del granitoide de A Espenuca (0,5 GPa y 800º C; Ortega et al., 1994), durante la tercera fase de deformación regional, es coherente con la evolución temporal del modelo de resistencia litosférica de Llana-Fúnez y Marcos (2007),

momento en el que se alcanzó el máximo gradiente geotérmico del orógeno Varisco. La fábrica tectónica principal de las rocas de falla se caracteriza por la deformación plástica del cuarzo que se desarrolla simultáneamente a la fracturación de los feldespatos y de otras fases minerales más resistentes como son los anfíboles y los granates. Por lo que definen un comportamiento reológico característico del régimen de transición friccional-viscoso.

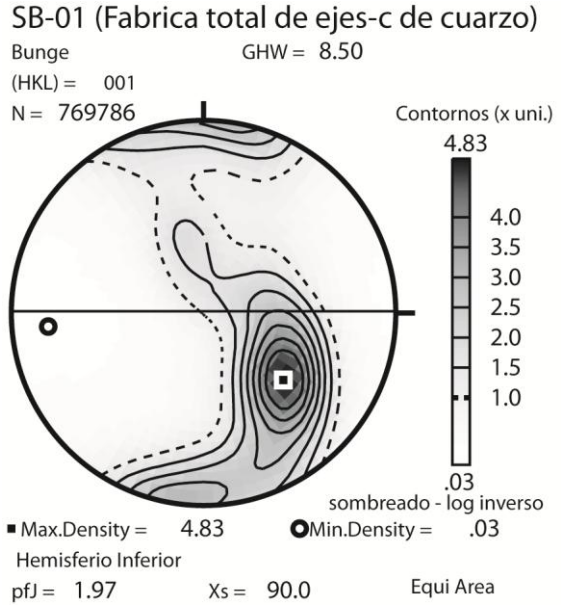


FIGURA 3. *Orientación cristalográfica preferente (OCP) del dominio cuarcítico en la facies milonitizada del granitoide varisco alcalino (muestra SB-01) en secciones perpendiculares al plano de foliación (marcado como una línea horizontal) y paralelas a la lineación (El N está a la izquierda). La proyección equiareal del ejes-c de cuarzo (indexados [HKL] como 001, es ligeramente oblicua con respecto a la lineación y foliación de la fábrica utilizada como sistema de referencia externo.*

La presencia de serpentinitas en la zona de falla pudo reducir la resistencia friccional de la falla de forma significativa, al igual que el incremento modal de filosilicatos tales como la clorita y sericita (p.e. Imber et al. 2001). La serpentinización de las rocas ultramáficas implica una reacción de alteración hidrotermal. Al igual que ocurre con las venas de turmalinas, formadas por una reacción entre fluidos hidrotermales ricos en Fe con minerales desestabilizados ricos en Ca, tales como la plagioclasa y la horblenda (p.e. Imber et al. 2001). La formación de cintas de clorita monocristalinas sobre venas cizalladas y de las venas rellenas de calcita también sugieren el reemplazamiento de anfíbol durante su cataclasis en condiciones saturadas de acuerdo con la reacción: 3Anfíboles + 2Epidotas + $10CO_2$ + $8H_2O$ = 3Cloritas + 10Calcitas + $21SiO_2$ (p.e. Imber et al. 2001).

La presencia de serpentinitas, la falta de evidencias de calentamiento friccional (episodios de deshidratación de serpentinitas), el aumento modal de los filosilicatos y la presumible elevada presión de fluidos sugieren un comportamiento "débil" de esta falla de escala cortical durante los últimos episodios tectónicos del Orógeno Varisco.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada con los proyectos de investigación del plan estatal de excelencia CGL2010-14890 y CGL2014-53388-P del Ministerio de Economía y Competitividad. A Ana Crespo-Blanc y Gabriel Gutiérrez Alonso por la revisión del manuscrito.

REFERENCIAS

Díaz García, F. (1983): Estratigrafía y estructura del Complejo de Órdenes y de la Unidad del Ollo de Sapo en el Sector Pantín-Cabo Prior (La Coruña, NW de España). Trabajos de Geología, 13, 129-138.

Hirth, G. y Tullis, J. (1992): Dislocation creep regimes in quartz aggregates. Journal of Structural Geology, 14, 145-160.

Imber, J., Holdsworth, R.E., Butler, C.A. y Strachan, R.A. (2001): A reappraisal of the Sibson-Scholz fault zone model: the nature of the frictional to viscous ("brittle-ductile") transition along a long-lived, crustal-scale fault, Outer Hebrides, Scotland. Tectonics 20 (5), 601-624.

Law, R.D. (1987): Heterogenous deformation and quartz crystallographic fabric transitions: natural examples from the Moine thrust zone at the Stack of Glencoul, northern Assynt. Journal of Structural Geology 9, 819-833.

Law, R.D. (1990): Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: Knipe, R.J., Rutter, E.H. (Eds.), Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics. Geological Society, London, Special Publications, vol. 54, pp. 335-352.

Llana-Fúnez, S. y Marcos, A. (2007): Convergence in a thermally softened thick crust: Variscan intracontinental tectonics in Iberian plate rocks. Terra Nova, 19, 1-8.

Ortega, L.A., Carracedo, M. Larrea, F.J. Y Gil Ibarguchi, J.I. (1994): Geoquímica del granito de dos micas de A Espenuca: origen y evolución. Cuaderno Xeolóxico de Laxe, 19, 319-333.

Parga-Pondal, I., Vegas, R. y Marcos, A. (1982): Mapa Xeolóxico do Macizo Hespérico. In: Publicacións da Área de Xeoloxía e Minería, Seminario de Estudos Galegos, A Coruña, Spain.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. y Schmid, S.M. (2002): The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 °C to 700 °C. Journal of Structural Geology 24, 1861–1884.

Caracterización de la transición estructural entre unidades metamórficas y no metamórficas en el Paleozoico del Noroeste de Andorra, parte central de la Zona Axial pirenaica

Characterization of the structural transition between metamorphic and non-metamorphic units in the Paleozoic of the northwest of Andorra, central part of the Pyrenean Axial Zone

P. Clariana[1] y J. García-Sansegundo[2]

1 Instituto Geológico y Minero de España. C/ Rios Rosas 23, 28003 Madrid. p.clariana@igme.es
2 Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo

Resumen: El análisis estructural ha permitido reconocer tres eventos principales de deformación varisca (D1, D2 y D3) en la sucesión paleozoica que aflora en el noroeste de Andorra. En las unidades metamórficas estudiadas predominan pliegues de dirección E-O, tumbados y/o vergentes al norte (D1) con una foliación asociada subhorizontal (S1). Las unidades no metamórficas están caracterizadas por pliegues de dirección E-O, derechos o vergentes al sur (D2) con una foliación de plano axial asociada S2 y cabalgamientos de dirección E-O dirigidos hacia el sur, enraizados, unos en la base del Silúrico y otros, fuera de secuencia, en niveles más profundos, dentro de la sucesión pre-Caradoc. Además, en las zonas de contacto con los domos gnéisicos de Astón y de L'Hospitalet se observan estructuras de cizalla tardi-variscas (D3). Se observa que existe una relación genética entre los pliegues D2 y algunas de las fallas y cabalgamientos más importantes de la zona que afectan a la sucesión pre-Caradoc, como por ejemplo la falla de Merens, cuyo nivel de despegue se situaría dentro o por debajo de esta. La existencia de dos niveles de despegue para los cabalgamientos de la segunda generación de estructuras produce una transición gradual desde zonas profundas con predominio de estructuras subhorizontales, a zonas superficiales donde existe un buen desarrollo de estructuras subverticales.

Palabras clave: Pirineos, Varisco, foliación, pliegues, cabalgamientos

Abstract: *The structural study allowed us to recognize three main variscan deformation events (D1, D2 and D3) in the paleozoic succession in the northwest of Andorra. In the metamorphic units studied, E-W trending, recumbent to inclined north vergent folds (D1) are dominant. A flat foliation (S1) is associated with these folds. As regards the no metamorphic units are characterized by E-W trending upright or south vergent folds (D2) with an axial plane foliation associated (S2) and E-W trending south-directed thrusts. Some of these thrusts merge into detachment levels located within the Silurian slate and others, out-of-sequence thrusts, with deeper detachment levels located within pre-Caradoc rocks. Moreover, late-variscan shear structures (D3) are observed in the contact areas with the Aston and L'Hospitalet gneissic domes. It is observed a genetic relationship between D2 folds and some of the most important faults and thrusts which affect pre-Caradoc succession, for example the Merens fault. The detachment level of this fault would be placed within or bellow pre-Caradoc rocks. The existence of two detachment levels for the D2 thrusts produce a gradual transition from deeper levels where subhorizontal structures are predominant to superficial levels characterized by subvertical structures.*

Key words: *Pyrenees, variscan, foliation, folds, thrusts.*

INTRODUCCION

La Zona Axial de los Pirineos está constituida principalmente por rocas precámbricas y paleozoicas intensamente deformadas y, a menudo, metamorfizadas durante la orogenia varisca. Estas rocas, durante la Orogenia Alpina fueron involucradas en un sistema de cabalgamientos de dirección general E-O, dirigidos hacia el sur, que provocaron su levantamiento y rotación, así como la reactivación de estructuras variscas previas (Gil-Peña, 2004). Los autores que han trabajado en la Zona Axial admiten que las estructuras variscas son el resultado de una deformación polifásica, sin embargo, no existe acuerdo en el número de fases de deformación ni en el contexto geodinámico en el que esta tuvo lugar. En la Zona Axial pirenaica se han diferenciado tradicionalmente dos dominios estructurales: *infraestructura* y *supraestructura* (Zwart, 1963) caracterizados por la posición de la foliación

principal y el grado metamórfico. La foliación principal se dispone subhorizontal en la *infraestructura* donde pueden alcanzarse condiciones de alto grado metamórfico, mientras que en la *supraestructura* la foliación principal es subvertical y se generó en condiciones de grado metamórfico bajo. La edad de las estructuras que caracterizan ambos dominios y cómo se produce el paso de un dominio a otro es aún motivo de controversia. En este trabajo se presenta un análisis estructural de un sector de la Zona Axial en el que pueden observarse diferentes unidades incluidas tanto en la *infraestructura* (domos gnéisicos del Aston y de L'Hospitalet) como en la *supraestructura* (sinclinal de Tor-Casamanya), así como en la zona de transición entre ambos dominios, situada en la sucesión pre-Caradoc del antiforme de La Pallaresa (Seguret y Proust, 1968) (Fig. 1). En el corte geológico de la figura 2 se observa que en dicha zona de transición existen cabalgamientos enraizados en dos niveles de despegue: uno situado en la base del Silúrico y otro en niveles más profundos.

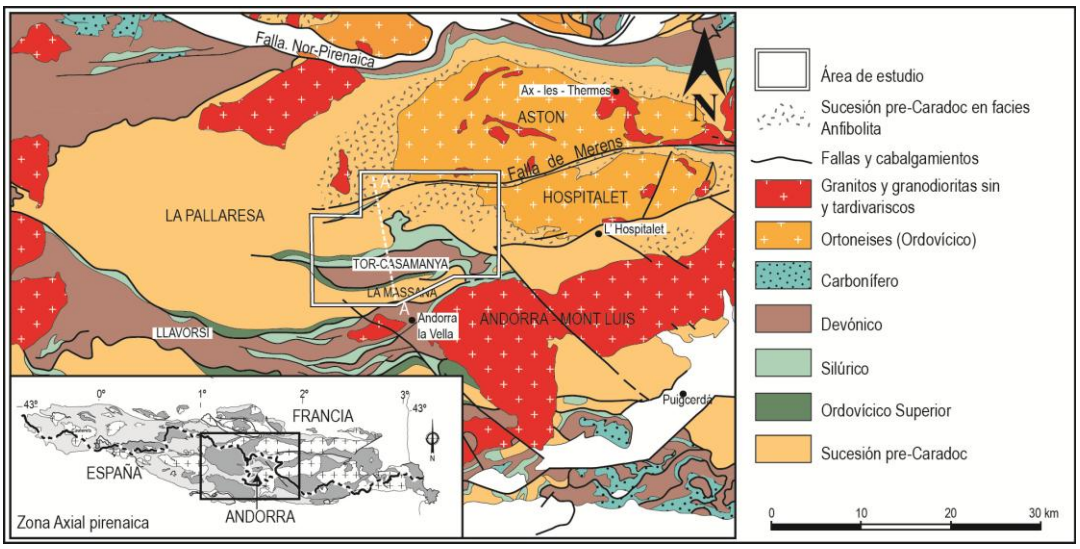


FIGURA 1. *Mapa geológico esquemático de la parte central de la Zona Axial con la situación del área de estudio y del corte A-A'.*

ESTRATIGRAFÍA

En el área estudiada afloran rocas sedimentarias que abarcan desde el límite Neo-proterozoico – Cámbrico hasta el Devónico Superior y ortogneises de edad ordovícica (Laumonier 2004). La sucesión pre-Caradoc consiste en una alternancia de lutitas y areniscas con algunas intercalaciones de calizas, cuarcitas o microconglomerados, equivalentes a las formaciones: Alos de Isil, Lleret-Bayau y Alins definidas por Laumonier (2004) para la parte central de la Zona Axial. Sobre la sucesión pre-Caradoc se dispone discordante el Ordovícico Superior, constituido por una serie esencialmente siliciclástica con una unidad carbonatada intermedia. Por encima, el Silúrico está representado por lutitas ampelíticas negras con algunas intercalaciones de calizas y el Devónico por series de carácter lutítico – carbonatado.

ESTRUCTURA

Al norte del área de estudio se encuentra el extremo oriental del antiforme de la Pallaresa y su transición hacia los domos gnéisicos del Aston y de L'Hospitalet. Al sur se sitúa el sinclinal de Tor-Casamanya y en el extremo más meridional el anticlinal de La Massana (Fig. 1). En las proximidades del domo del Aston, las rocas pre-caradocienses presentan una foliación tectónica subhorizontal bien desarrollada y están afectadas por un metamorfismo de alto grado (LP-HT) que aumenta de oeste a este, hacia los gneises (Alías, 1995). Al sur, junto a los gneises de L'Hospitalet y separadas por la falla de Merens, las mismas rocas están afectadas por un metamorfismo de grado bajo a medio. La falla de Merens, que atraviesa la zona estudiada, tiene dirección E-O y es inversa, aunque presenta cierta componente horizontal (Mezger *et al.* 2012; Van den Eeckhout y de Bresser, 2014). Al sur de la falla de Merens, abundan pliegues de escala hectométrica, de dirección E – O, tumbados y con vergencia norte a los que se asocia la foliación subhorizontal dominante en todo el sector septentrional. Hacia el sur son cada vez más abundantes los pliegues derechos o vergentes al sur, de dirección E – O que llevan asociada una foliación de crenulación subvertical, que deforma a la subhorizontal, lo cual hace más difícil reconocer los pliegues tumbados y la foliación subhorizontal dominante al norte. En sectores todavía más meridionales, como el sinclinal de Tor-Casamanya y el anticlinal de La Massana, los pliegues derechos y su foliación asociada pasan a ser las estructuras

dominantes. Por encima del Silúrico se observan pliegues derechos (pliegues de propagación de falla y despegados) asociados a cabalgamientos con sentido de movimiento hacia el sur, cuyo nivel de despegue se sitúa cerca de la base del Silúrico. Por otra parte, en el área restringida a las rocas colindantes con los gneises de L'Hospitalet, afectadas por metamorfismo de grado medio, se observan estructuras de deformación por cizalla que deforman a la foliación subhorizontal. En el área de estudio el desarrollo de pliegues y foliaciones tectónicas alpinas es muy limitado. Así, atendiendo a criterios de superposición de estructuras y al estudio detallado de pliegues y foliaciones, se han podido diferenciar las estructuras alpinas de las variscas y dentro de estas últimas tres eventos principales de deformación:

El *evento de deformación D1* está caracterizado por pliegues hectométricos, de dirección E – O, tumbados y vergentes al norte, cuya foliación de plano axial (S1) (Fig. 2) es la dominante en la parte septentrional del área de estudio. Cuando la S1 deforma a las series del Ordovícico Superior o más modernas corresponde a un clivaje pizarroso. Sin embargo, en las series del pre-Caradoc, la S1 es un clivaje de crenulación, resultado del microplegamiento de una fábrica previa. Un clivaje pre-varisco similar a este ha sido descrito en otros puntos de la Zona Axial como el domo del Garona (García-Sansegundo *et al*., 2011).

El *evento de deformación D2* está representado por pliegues derechos o vergentes al sur, de dirección E – O, reconocibles a todas las escalas. Al norte de la zona estudiada, estos pliegues son suaves y van siendo progresivamente más abundantes y apretados hacia el sur, hasta constituirse en las estructuras dominantes en el sinclinal de Tor-Casamanya y en el anticlinal de la Massana. Estos pliegues llevan asociada una foliación de plano axial (S2), que provoca el microplegamiento de la S1 y es la foliación dominante en el sector meridional de la zona estudiada. En el corte geológico de la figura 2 se observa que las estructuras D1, además de estar plegadas por las D2, se encuentran cortadas por fallas y cabalgamientos de dirección aproximada E – O y sentido de movimiento generalmente hacia el sur. En muchos casos, como ocurre con la falla de Merens antes mencionada, en las proximidades de estas fallas son numerosos los pliegues D2, cuya abundancia se reduce notablemente al alejarse de ellas. Por último, los cabalgamientos dirigidos al sur y despegados de la base del Silúrico que afectan a las formaciones silúrico – devónicas del sinclinal de Tor-Casamanya, también llevan pliegues D2 asociados.

El *evento de deformación D3* se caracteriza por estructuras de cizalla dúctil, cuyo desarrollo se restringe esencialmente a la zona de contacto entre el antiforme de la Pallaresa y el domo de L'Hospitalet. Las relaciones blastesis – deformación indican que este evento fue contemporáneo con el episodio metamórfico principal, el cual tendría lugar en etapas tardías de la orogenia varisca posiblemente en relación con la intrusión del granitos como el de Ax-les-Thermes datado en 306,2 ± 2,3 Ma (Denèle *et al*., 2014).

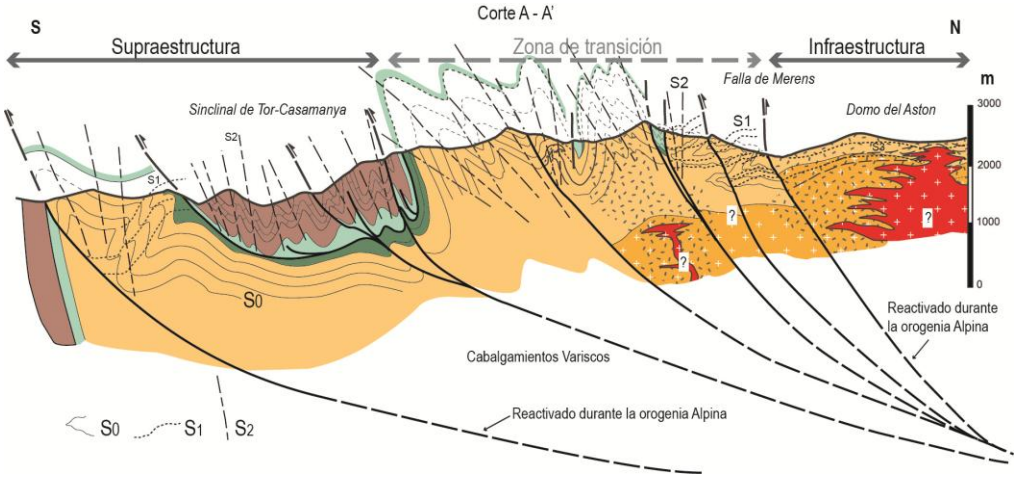


FIGURA 2. *Corte geológico del área de estudio, localización y leyenda en la figura 1*

RELACIONES ESTRUCTURALES: ZONA DE TRANSICIÓN

Al norte de la zona estudiada dominan las estructuras D1, mientras que al sur, por encima del nivel de despegue situado en la base del Silúrico, lo hacen los pliegues D2, observándose en la zona que separa la falla de Merens y el sinclinal de Tor-Casamanya un incremento gradual en la abundancia de los pliegues D2. En esta zona de transición los pliegues D2 son más abundantes en las proximidades de las fallas de dirección E-O que afectan a la sucesión pre-Caradoc, como ocurre con la falla de Merens, donde además de los pliegues D2 existe un buen desarrollo de pequeños cabalgamientos con la misma orientación y

sentido de movimiento que la propia falla. La coincidente orientación y el mejor desarrollo de pliegues D2 y pequeños cabalgamientos en las proximidades de las fallas E-O de escala kilométrica, permite interpretar que existe una relación genética entre estas estructuras. Además la actividad de la falla de Merens durante el evento de deformación principal varisco en esta zona, ha sido sugerida recientemente por Mezger *et al.* (2012). Por ello, en este trabajo se considera que las fallas de dirección E-O que se desarrollan entre la falla de Merens y el sinclinal de Tor-Casamanya corresponden a cabalgamientos D2 cuyo nivel de despegue se sitúa dentro de la sucesión pre-Caradoc, posiblemente por debajo de los gneises del Astón y de L'Hospitalet. De esta forma, se puede interpretar que los cabalgamientos desarrollados en la base del Silúrico constituyen una primera secuencia de cabalgamiento D2, mientras que los cabalgamientos enraizados dentro de la sucesión pre-Caradoc representan un sistema de cabalgamientos D2 fuera de secuencia. Esta interpretación de la zona estudiada, puede explicar de forma coherente la transición gradual entre zonas profundas, dominadas por estructuras subhorizontales (D1) y zonas superficiales, con predominio de estructuras subverticales o vergentes al sur (D2).

DISCUSION Y CONCLUSIONES

El análisis estructural realizado ha permitido establecer una secuencia de deformación varisca en la que las estructuras subhorizontales (D1) se desarrollarían en las primeras etapas de deformación, mientras que las estructuras subverticales y/o vergentes al sur (D2) lo hacen posteriormente, en relación con dos sistemas de cabalgamientos variscos. Durante las últimas etapas de deformación varisca tendría lugar el desarrollo de estructuras de cizalla (D3) restringidas esencialmente a las áreas colindantes al domo gnéisico de L'Hospitalet. Las estructuras que caracterizan los eventos de deformación D1 y D2 son típicas de un contexto tectónico compresivo, con desarrollo de pliegues y cabalgamientos que darían lugar al engrosamiento cortical en esta parte del orógeno varisco. Por otro lado, el hecho de que en el área de estudio existan dos niveles de despegue sobre los que se desarrollan las estructuras D2, permite dar una explicación a la tradicional diferenciación en dominios establecida para el Paleozoico de la Zona Axial pirenaica (Zwart, 1963). En diferentes puntos de los Pirineos centrales se han observado también cabalgamientos relacionados con pliegues D2 y desarrollados a diferentes niveles estructurales. Por ejemplo en el Domo del Garona el nivel de despegue se localiza en la base del Silúrico, mientras que en el macizo de Lys-Caillaouas estaría por debajo de la sucesión del Ordovícico Superior (García-Sansegundo *et al*., 2011). Por lo tanto, se puede concluir que, en la Zona Axial de los Pirineos, el paso de la *infraestructura* a la *supraestructura* coincide con la transición entre un cinturón de pliegues y cabalgamientos (localizable en la parte sur de la Zona Axial) y zonas relativamente próximas a su núcleo cristalino (domos del Astón y de L'Hospitalet) donde se desarrollan rocas metamórficas y plutónicas deformadas por cabalgamientos que exhuman rocas más profundas y donde diversas generaciones de pliegues producen complejas figuras de interferencia.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido cofinanciado por diferentes proyectos del IGME y del Institut d'Estudis Andorrans (IEA).

REFERENCIAS

Alías, G. (1995): *El metamorfisme regional herciniá de les metapelites del sector occidental dels macizos de l'Aston y de l'Hospitalet (Pirineu Central)*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. 214 pp.

Denèle, Y; Laumonier, B.; Paquette, J-L.; Olivier, Ph.; Gleizes, G. & Barbey, P. (2014): Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. *Geological Society of London, Special Publications*, 405: 265-287.

García-Sansegundo, J., Poblet, J., Alonso, J. L. & Clariana, P. (2011): Hinterland-foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif. *Geological Society of London, Special Publications*, 349: 169–184.

Gil-Peña, I. (2004): Estructura alpina de la Zona Axial. En: *Geología de España* (J. Vera, Ed.); SGE-IGME. Madrid. p. 241

Laumonier, B. (2004): Serie pre-Caradoc de la Zona Axial. En: *Geología de España* (J. Vera, Ed.); SGE-IGME. Madrid, pp. 241-244.

Mezger, J.E.; Schnapperelle, S. & Rölke, C. (2012): Evolution of the Central Pyrenean Mérens fault controlled by near collision of two gneiss domes. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, 34, pp. 11 – 29.

Seguret, M. & Proust, F. (1968): Contribution à l' étude des tectoniques superposées dans la chaïne hercynienne: l'allure anticlinale de la schistosité à l'Ouest du massif de l'Aston (Pyrénées Centrales) n' est pas originelle mais due à un replissement. *CR Acad. Sci. Paris*, 266, pp. 317-320.

Van den Eeckhout, B. & De Bresser, H. (2014). On the dextral offset of a Variscan shear zone across the Mérens fault in the central Pyrenees (Andorra, France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 185 (2), pp. 131 – 143.

Zwart, H.J. (1963): The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geologische. Rundschau*, 53: 170 – 205.

El pliegue de Llumeres: aplicación de los drones para el estudio geológico estructural 3D

The Llumeres fold: a 3D structural geology study approach based on drones

J. Fernández-Lozano[1] y G. Gutiérrez-Alonso[1,2]

1 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca (37008 Salamanca, Spain). jfl@usal.es
2 Geology and Geography Department, Tomsk State University, Lenin Street 36 (Tomsk 634050, Russian Federation).

Resumen: Los trabajos de análisis estructural demandan la necesidad de estudiar de forma precisa los afloramientos rocosos para la toma de información geológica de forma cualitativa y cuantitativa. Sin embargo, la posibilidad de acceder a las zonas de interés resulta en muchos casos difícil y costosa por la presencia de fuertes pendientes o excesiva vegetación que complica el estudio estructural. Gracias a las nuevas tecnologías geomáticas como los drones y la entrada en el mercado de sensores de captura de información digital se pueden realizar estimaciones precisas de elementos de interés geológico como pliegues y fallas. Este tipo de herramientas permite la digitalización tridimensional de información relevante para el análisis de deformación de los macizos rocosos. Además, gracias a los modelos fotorealísticos obtenidos se puede utilizar con fines educativos o de divulgación del patrimonio geológico. Presentamos el estudio estructural de un pliegue realizado mediante vuelo fotogramétrico con drone en la ensenada de Llumeres (Asturias).

Palabras clave: geología estructural, pliegues, drones, 3D, fotogrametría

Abstract: *The structural analysis of rocks and regions demands the detailed study of rock outcrops for an accurate acquisition of qualitative and quantitative geological information. However, the limitation to access areas of interest results difficult and expensive, in general, due to the presence of steep slopes or excessive vegetation that complicates the structural analysis. New technologies such as the drones, geomatic tools and sensors aim at digital acquisition of outcrop information, providing high resolution digital models of folds and faults. These type of tools provide accurate and relevant three-dimensional data for analysis of rock deformation. In addition, the recreation of 3D photorealistic models can be used for educational purposes and diffusion of geological heritage. We present the structural study of the Llumeres fold (Asturias) using UAV-assisted photogrammetry.*

Key words: *structural geology, folding, UAV, 3D, photogrammetry*

INTRODUCCIÓN

El pliegue de la ensenada de Llumeres representa un buen ejemplo de estructura tridimensional donde se reconocen los efectos de la deformación tectónica. Se trata de un pliegue tumbado situado en la Zona Cantábrica, en pizarras silúricas. El primer estudio estructural detallado fue realizado por Julivert (1976), en el que se precisaban aspectos geométricos, determinándose el contexto de formación de las estructuras menores que acompañan a estos pliegues menores.

El afloramiento constituye un laboratorio natural para el análisis estructural de rocas plegadas, observándose toda una diversidad de formas relacionadas con procesos de deformación longitudinal-tangencial, deslizamiento flexural, etc…

Debido al potencial riesgo de destrucción del afloramiento, afectado por la intensidad de las mareas y recientes tormentas del Cantábrico y el retroceso continuo de los acantilados, se hace necesario un método que permita su futura preservación. El uso de fotogrametría asistida por drones facilita la captura de información digital y el posterior procesamiento de los datos para la obtención de un modelo fotorealístico 3D. De esta forma se garantiza su preservación digital ante el aumento de los procesos erosivos que afectan el afloramiento.

En este trabajo presentamos el uso de nuevas tecnologías geomáticas para el análisis estructural y preservación de elementos del patrimonio geológico en peligro de desaparición.

MARCO GEOLÓGICO

El Cabo Peñas, ubicado en el extremo más septentrional la Zona Cantábrica (Unidad de Somiedo), entre las puntas de Peñas y Vidrias, representa una sucesión paleozoica ordovícico-carbonífera continua, parcialmente cubierta por rocas y sedimentos del Mesozoico y el Terciario. La ensenada de Llumeres se

sitúa en el extremo oriental del cabo y comprende una serie siliciclástica, principalmente compuesta por pizarras negras ampelíticas con abundantes cubos de pirita e intercalaciones arenosas. Se trata de la serie silúrica de las Pizarras de Formigoso (Barrois; 1882; Truyols y Julivert, 1976). Ésta se caracteriza por un metamorfismo de bajo grado (en facies de esquistos verdes), afectadas por una deformación varisca polifásica; marcada por una primera fase en la que se desarrolla un débil clivaje pizarroso y una segunda caracterizada por un clivaje de crenulación local donde pueden observarse pliegues de tipo *kink band* (Julivert, 1976; Brime y Pérez-Estaún, 1980). Los pliegues son en general inclinados, con vergencia este y, en muchos casos, pueden observarse figuras de interferencia con trazas axiales dobladas hacia la zona más occidental del cabo (Julivert, 1976). En la playa de la ensenada existe un cabalgamiento que superpone la Fm. Formigoso sobre las areniscas ferruginosas de la Formación Areniscas de Furada (Silúrico-Devónico inferior). La deformación alpina tiene un efecto en la zona significativamente menor, caracterizada principalmente por el reapretamiento de algunos pliegues y la reactivación de fracturas ocurridas entre el Eoceno y el Oligoceno (Alonso et al., 1996). En la actualidad, la Ensenada de Llumeres constituye una rasa costera de carácter subhorizontal con bloques levantados y hundidos, sobre la que se establecen terrazas cuaternarias colgadas (Arbizu et al., 1995).

MÉTODO

El origen de la fotogrametría se remonta a finales del año 350 A.C., cuando el filósofo griego Aristóteles estableció el proceso de proyección óptica de las imágenes. Sin embargo, el concepto técnico no surge hasta varios siglos después, con el desarrollo de la perspectiva y la proyección geométrica establecido por Leonardo da Vinci en 1492 (Macleish, 1977). La fotogrametría representa uno de los numerosos campos de la medida tridimensional de objetos en el campo de la geomática. Los avances realizados en el último siglo han facilitado la elaboración de cartografías a partir del tratamiento y restitución de imágenes tomadas desde el aire (Egels y Kasser, 2004).

Esta técnica se basa en la ortorectificación de las imágenes o pares estereoscópicos de manera que permita la realización de medidas precisas sin que exista distorsión. El avance en el estudio de las técnicas fotogramétricas ha supuesto el rápido desarrollo de nuevas aplicaciones digitales, conocidas como herramientas de captura de movimiento (*Structure from Motion*, SfM), que permite el cálculo de coordenadas 3D a partir de fotografías con puntos de referencia terrestre.

En este sentido, el fácil y económico acceso a la tecnología de los drones y los avances técnicos de cálculo informático ha supuesto un notable impulso, reduciendo los costes de la toma y procesado de las imágenes, así como de los procesos de tratamiento de las mismas (Nex y Remondino, 2004). La fotogrametría asistida por drones trabaja de forma similar a los procedimientos tradicionales, pero a diferencia de estas, se basa en la comparación de ventanas de búsqueda, segmentando las imágenes por sectores en los que se realiza la comparación de píxeles con las mismas características (i.e. índices de intensidades, RGB, etc.).

Para la elaboración del modelo 3D del pliegue de Llumeres se tomaron 48 imágenes a 30 m de altura y con un grado de solapamiento entre ellas por encima del 80%. Se realizaron tres pasadas con un ángulo de inclinación de la cámara próximo a los 45º. El valor medio de la distancia de muestreo del suelo fue de 1 pixel/0.9 cm. El tratamiento de las imágenes obtenidas se realizó con el software Pix4D, que permite la generación de nubes de puntos georreferenciadas con alta resolución (escasos cm/píxel), a partir de las cuales se puede llevar a cabo la interpolación por diferentes métodos de triangulación, para la generación final de los modelos digitales. A partir de estos modelos se pueden extraer las curvas de nivel por interpolado de la malla a diferentes resoluciones, en función de la calidad de la nube de puntos densificada y del objetivo del trabajo que se persiga.

Se trata de un método preciso para la elaboración de modelos fotorealísticos, ortoimágenes, modelos digitales y mapas topográficos que permiten realizar elaboradas cartografías con escasos recursos económicos. La resolución de la nube de puntos y por tanto de los modelos que obtengamos dependerá de la calidad de la cámara su distancia focal y la altura del vuelo, como en cualquier otro trabajo fotogramétrico.

LIMITACIONES

El método SfM no está exento de limitaciones, especialmente en su versión aerotransportada con drones. Además de las restricciones de uso de aeronaves no tripuladas impuestas por la normativa legal española, existen toda una serie de aspectos que deben ser considerados a la hora de realizar trabajos geológicos. Por ejemplo, las zonas con una densa vegetación son difíciles de cubrir pues, a diferencia del láser aerotransportado, los datos que obtengamos dependerán de la resolución de la cámara fotográfica y la visibilidad que tengamos del objeto. Por otro lado, las condiciones meteorológicas tienen una gran influencia sobre la calidad de vuelo. La lluvia o el viento juegan un papel importante en el control de la estabilidad del drone, condicionando la precisión en la geolocalización y la resolución de la imagen tomada. En zonas montañosas o acantilados con fuertes pendientes se pueden producir errores en la recepción

de los satélites que controlan la posición de la aeronave y el vuelo automático para captura de imágenes, dificultando la georreferenciación del aparato. Existen otros problemas derivados de la cámara fotográfica y las distorsiones que produce (e.g. distorsión radial, dómica, periférica, etc.) que dependerán del tipo de cámara y su resolución (Fernández-Lozano y Gutiérrez-Alonso, 2016).

Para minimizar errores durante el procesado de los datos es necesaria la toma de puntos de control en tierra (PCT) mediante GPS diferencial. En este trabajo se tomaron 6 puntos en tierra para el control eficiente del trabajo. De esta forma se minimizan los errores de procesamiento de las imágenes y se corrigen las posibles desviaciones causadas por turbulencias durante la realización del trabajo aéreo.

RESULTADOS

La restitución fotogramétrica permitió la generación de una nube de puntos goereferenciada. El proceso de densificación basado en la interporlación de los datos originales permite incrementar la resolución de la nube obtenida (Fig.1). A partir de la nube de puntos densificada se realiza la interpolación de una malla regular para generar el modelo digital. Esta operación permite cubicar volúmenes y estimar superficies sobre el objeto tridimensional creado. Así, el pliegue de Llumeres tiene un volumen de 420 m^3 y ocupa una superficie de 151 m^2. El procesado del modelo digital permite obtener la ortoimagen a partir del mosaico de fotografías realizadas (Fig.2). Esta imagen permite garantizar la textura final del modelo dando un mayor realismo a la estructura. Además, al estar georeferenciada se puede realizar la digitalización de las estructuras en 2D y 3D con elevada precisión y en ocasiones de forma automática.

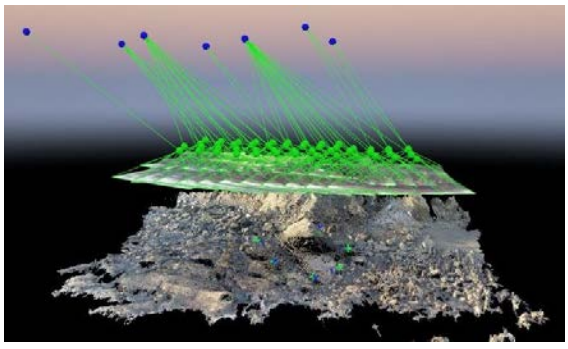


FIGURA 1. *Nube de puntos densificada y localización de las imágenes realizadas durante el vuelo. Las cruces azules sobre la nube de puntos indican la posición sin puntos de control sobre el modelo y las verdes la rectificación realizada con los puntos de control tomados en tierra.*

Los modelos obtenidos pueden ser fácilmente analizados mediante el uso de plataformas de información geográfica para la realización de cartografías y análisis estructural dada la resolución que se puede obtener que, en nuestro caso, es de 1 pixel imagen por 1 cm en la realidad. De esta manera, sobre el modelo fotorealístico se pudieron digitalizar las principales estructuras observadas a partir de la combinación de la ortoimagen y el modelo digital. También se calculó la dirección y buzamiento de las capas (N90E/39.7º) y se pudo medir el espesor de las mismas (6 a 7 cm).

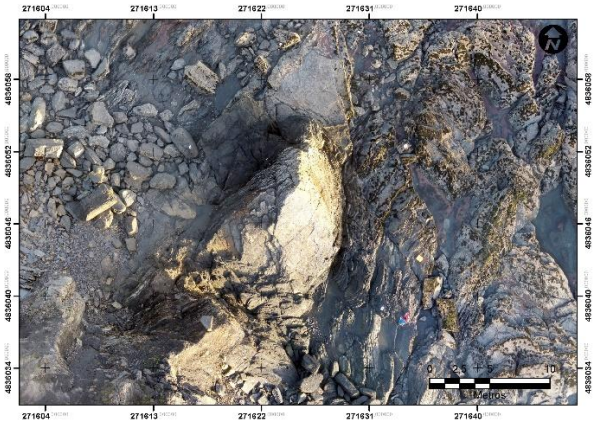


FIGURA 2. *Ortoimagen del afloramiento con resolución 1cm/pixel.*

Asimismo, con la información contenida en el modelo digital se puede realizar la extracción de curvas de nivel para generar un mapa topográfico. En la figura 3 se muestra un mapa de curvas de nivel con equidistancia 1 m para su mejor visualización sobre el modelo digital ráster obtenido.

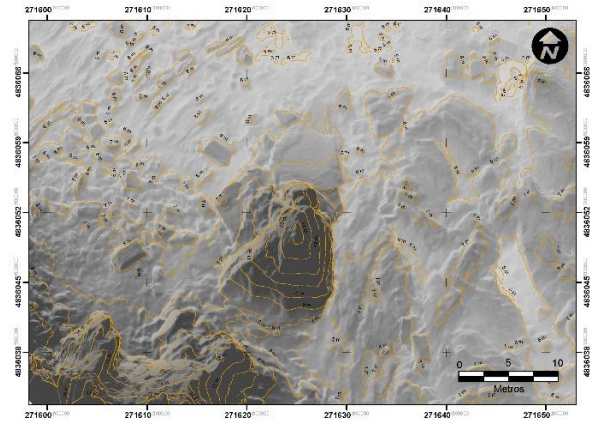


FIGURA 3. *Modelo digital y curvas de nivel topográficas con equidistancia 1 m.*

DISCUSIÓN

A partir de los modelos fotorealísticos tridimensionales se pueden calcular direcciones y buzamientos de las capas, así como los espesores de las mismas y hacer estudios estructurales (e.g. mapas de fracturación). La combinación de las ortoimágenes y el modelo digital 3D permite trabajar de forma georeferenciada en la digitalización de estructuras

identificables (Fig.4). Esto facilita la cartografía y es especialmente útil en zonas de difícil acceso como acantilados, cortas mineras o afloramientos de fuerte pendiente.

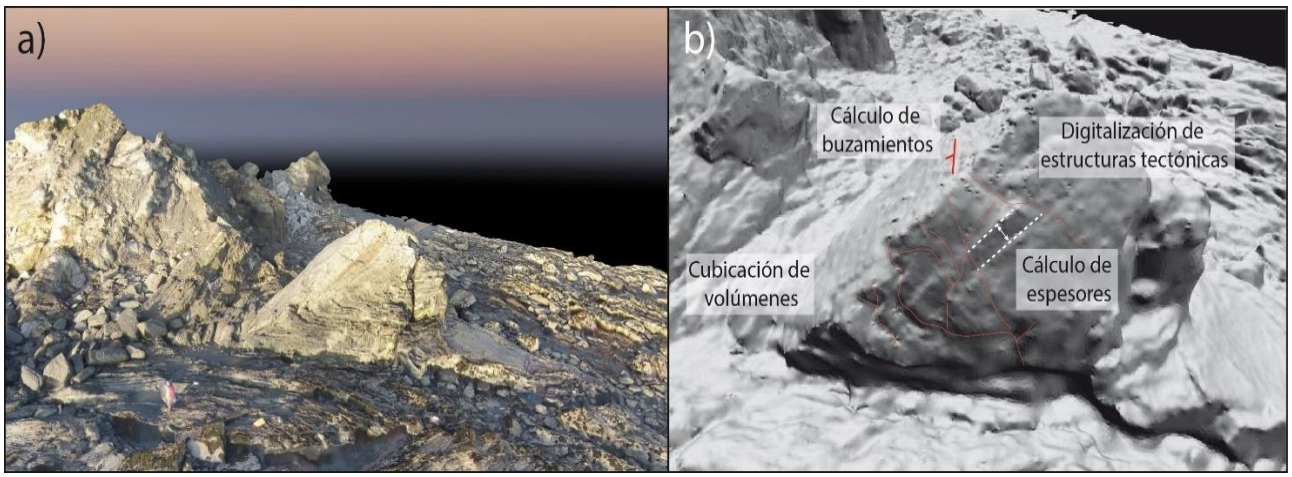


FIGURA 4. *A) Modelo fotorealístico 3D del pliegue de Llumeres B) Modelo digital 3D desde el que se pueden realizar medidas para análisis estructural como buzamientos, cálculo de espesores de capa, y cubicación de volúmenes. Además, la posibilidad de trabajar de forma georeferenciada facilita la digitalización de estructuras geológicas como pliegues menores y fallas.*

El cálculo de volúmenes y superficies permite la replicación de la estructura mediante el uso de impresoras 3D, simplificando los trabajos tradicionales de obtención de moldes de escayola y permitiendo así su preservación como pieza museística ante su posible destrucción por causas antrópicas o naturales (Fig.4).

CONCLUSIONES

La aplicación de fotogrametría asistida por drones permite la obtención de modelos 3D que pueden ayudar en la realización de trabajos geológicos en afloramientos de difícil acceso o con fuertes pendientes. La captura de información tridimensional permite el estudio cualitativo y cuantitativo mediante la digitalización de estructuras y la toma de medidas con interés geológico como dirección y buzamiento de capas, espesores y el cálculo de volúmenes de forma rápida y precisa. Además, la obtención de modelos fotorealísticos es de gran interés para la preservación digital de afloramientos en peligro de destrucción y la construcción de réplicas a escala con impresoras 3D para la divulgación científica.

REFERENCIAS

Alonso, J. L., Pulgar, J. A., García-Ramos, J. C. y Barba, P. (1996): *Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain)*. En: Tertiary basins of Spain:Tectonics, Climate and Sea-Level Changes (P. F. Friend y C. J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge: 214-227.

Arbizu, M., Aller, J., y Mendez-Bedia, I. (1995): *Rasgos geológicos de la región del Cabo Peñas*. Geología de Asturias, 231-246.

Brime, C., y Pérez-Estaún, A. (1980): La transición diagénesis-metamorfismo en la región de Cabo Peñas. *Cuadernos Lab. Geol. Laxe*, 1: 85-97.

Egels, Y. y Kasser, M. (2003): *Digital photogrammetry*. CRC Press, New York. 351pp.

Fernández-Lozano, J. y Gutiérrez-Alonso, G. (2016): Improving archaeological prospection using localized UAVs assisted photogrammetry: An example from the Roman Gold District of the Eria River Valley (NW Spain). *Journal of Archaeological Science: Reports*, 5: 509-520.

Hernández-Sampelayo, P. (1952): Minas de Llumeres. *Revista del Instituto del Hierro y del Acero*, 2, Abril-Junio, 1-7.

Julivert, M. (1968): La estructura de la región del Cabo Peñas. Geología de la región entre el anticlinorio del Narcea y la cuenca carbonífera central: Transversal de la costa asturiana. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 2: 203.

Julivert, M., y Truyols, J. (1976): *La sucesión paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero*. Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, 2:5-30.

Nex, F., y Remondino, F. (2014): UAV for 3D mapping applications: a review. *Applied Geomatics*, 6(1): 1-15.

Influencia de volcanes o altos submarinos en la deformación supra-sal en márgenes pasivos con tectónica gravitacional: Resultados experimentales y aplicación al Mediterráneo Occidental

Submarine volcanoes or seamounts influence on the supra-salt deformation of passive margins with gravitational tectonics: Experimental results and application to the Western Mediterranean

O. Ferrer[1], O. Gratacós[1], E. Roca[1] y J.A. Muñoz[1]

1 Geomodels Research Institute, Departament de Dinàmica de la Terra i l'Oceà , Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franquès s/n, 08028, Barcelona. joferrer@ub.edu

Resumen: Este trabajo analiza el papel de los volcanes o altos submarinos en la deformación supra-sal de márgenes pasivos con tectónica gravitacional mediante modelos analógicos utilizando el Mediterráneo occidental (Cuenca Provençal) como análogo natural. Los experimentos han permitido caracterizar que factores intrínsecos a los volcanes (forma, altura y/o orientación respecto al margen) controlan el desarrollo de estructuras menores superpuestas a la arquitectura general del margen. También se ha caracterizado la deformación interna de la sal, destacando como la presencia del volcán modifica el flujo de la sal por el efecto de contrafuerte que ejerce contra la tectónica gravitacional. Destacar finalmente que si bien estos volcanes y sus estructuras asociadas han sido interpretados a partir de datos sísmicos 2D, los experimentos permiten su caracterización tridimensional y proponer una evolución cinemática para los mismos.

Palabras clave: Mediterráneo occidental, margen pasivo, tectónica salina, volcanes submarinos, modelización analógica.

Abstract: *Using an experimental approach (analogue models) to reproduce some features of the Western Mediterranean (Provençal Basin), this research analyzes the role of former submarine volcanoes or seamounts in the overburden deformation during the gravitational failure of passive margins. The experiments have allowed characterize what factors related to the seamounts (orientation, shape and height) control the development of minor structures superimposed on the overall margin architecture. We also describe the internal deformation of salt highlighting how the seamounts modify the salt flow by buttressing. Finally note that while these seamounts have been interpreted from 2D seismic data, the experiments allow proposing their three-dimensional geometry and kinematic evolution.*

Key words: *Western Mediterranean, passive margin, salt tectonics, seamounts, analogue modeling.*

INTRODUCCIÓN

El colapso gravitacional de márgenes pasivos con sal post-rift por deslizamiento (*gliding*) y/o por aplastamiento gravitacional (*spreading*) genera típicamente sistemas de tectónica de piel fina con una zonación estructural. Ésta se caracteriza por amplios cinturones dominados por procesos extensivos en la parte proximal del margen y por procesos compresivos en la parte distal (Fig. 1; Rowan et al., 2004). Entre ambos y dependiendo de la características del margen, puede desarrollarse un cinturón en el que predomina la traslación de la cobertera a favor del pendiente. Esta zonación puede verse interrumpida por la presencia de "obstáculos" que dificultan el flujo de sal desde las áreas proximales hacia las distales. Estos "obstáculos" se relacionan con relieves previos a la deposición de la sal y pueden incluir desde fallas infra-sal a edificios volcánicos. Como resultado, se generan una serie de estructuras secundarias superpuestas a esta zonación estructural.

A partir de datos sísmicos 2D de la Cuenca Provençal (Mediterráneo Occidental), esta investigación analiza y muestra como estos relieves afectan a la tectónica gravitacional en márgenes pasivos. Utilizando esta cuenca como análogo natural se han realizado modelos analógicos que han permitido caracterizar la deformación interna de las

evaporitas en respuesta a estos edificios volcánicos y como su orientación, forma y altura constriñen el desarrollo de estructuras extensivas/contractivas así como el flujo de sal a través del margen. Los modelos también han permitido caracterizar tridimensionalmente estas estructuras mejorando la interpretación previa.

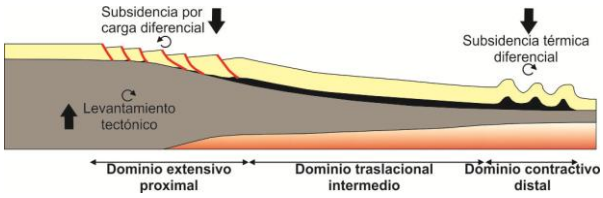


FIGURA 1. *Esquema sinóptico de un margen pasivo con un despegue salino buzando hacia cuenca responsable del colapso gravitacional del margen. Se indican los parámetros que controlan el basculamiento hacia cuenca así como la típica zonación del margen pasivo con un dominio extensivo proximal, uno contractivo distal y uno traslacional intermedio (modificado de Rowan et al., 2004.)*

TECTÓNICA GRAVITACIONAL EN LA CUENCA PROVENÇAL

La Cuenca Provençal (Mediterráneo occidental) incluye una potente secuencia salina formada por tres unidades evaporíticas (Unidades Inferior, Móvil y Superior de acuerdo a Lofi et al., 2011) depositadas en un ambiente de cuenca profunda durante el Messiniense (Mioceno Superior). La Unidad Inferior (UI) se caracteriza sísmicamente por un conjunto de reflectores continuos de elevada amplitud que onlapan a los materiales miocenos infra-yacentes (Fig. 2). La Unidad Móvil (UM) presenta facies sísmicas transparentes (Fig. 2) y está formada por halita. Finalmente, la Unidad Superior (US), que se caracteriza por reflectores paralelos, continuos y de elevada amplitud (Fig. 2), puede presentar importantes variaciones litológicas a lo largo de la cuenca incluyendo margas dolomíticas, margas y anhidrita (Lofi et al., 2011).

De estas unidades, la UM es el nivel que se deforma más fácilmente controlando fuertemente el estilo estructural así como la tectónica salina del margen. La base de esta unidad no muestra variaciones topográficas significativas y se caracteriza por una superficie que buza suavemente hacia cuenca. Esto favorece que actúe como despegue gravitacional facilitando el deslizamiento de los materiales de la cobertera margen abajo. Este proceso viene controlado por la combinación de deslizamiento y aplastamiento gravitacional (Dos Reis et al., 2008). Como resultado, el margen muestra un patrón estructural con extensión proximal (fallas lístricas enraizadas en la UM buzando hacia cuenca) y acortamiento distal (acumulación de sal, pliegues de despegue o diapiros estrangulados) que acomoda la extensión proximal (Dos Reis et al., 2008) (Fig. 1). Ambos dominios están separados por un dominio traslacional intermedio (Dos Reis et al., 2008) en el que la cobertera es transportada pasivamente sobre el nivel de despegue sin que se produzcan deformaciones importantes en la misma. Esta arquitectura estructural ha sido descrita en otros márgenes pasivos con sal post-rift (ej. márgenes Sud- Atlánticos de Brasil y Angola) (Fort et al., 2004).

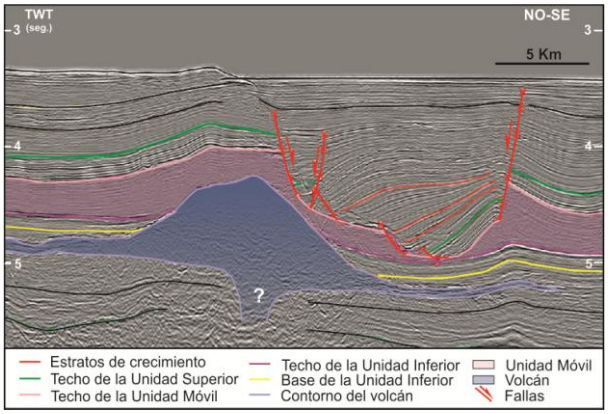


FIGURA 2. *Interpretación de un perfil de dirección NO-SE de la Cuenca Provençal mostrando la interacción entre un volcán (polígono azul oscuro) y la tectónica gravitacional generada por la Unidad Móvil (polígono rosado).*

Sin embargo, la secuencia de la Cuenca Provençal incluye diversos volcanes submarinos enraizados en la secuencia pre-sal, y localizados entre la parte baja del dominio extensional y el dominio plenamente traslacional. Estos relieves rompen el buzamiento regional hacia cuenca de la base de la UM dificultando el flujo de sal. Los volcanes, con una dirección NNE-SSO y previos a la deposición de la sal Mesiniense (Martí et al., 1992), actuaron como barreras pasivas durante el colapso gravitacional del margen, permitiendo la nucleación de una serie de estructuras secundarias. El perfil sísmico de la figura 2 muestra como el volcán actuó de contrafuerte dificultando la transmisión de la deformación extensiva de la parte proximal hacia la parte distal del margen. Como resultado se acumuló sal y se generaron estructuras contractivas en el flanco proximal (NO) del volcán (Fig. 2). Además parte de la extensión fue transmitida hacia la parte distal del margen favoreciendo el desarrollo de un sistema de fallas lístricas con su correspondiente *rollover* de bloque superior en el flanco distal (SE) del volcán (Fig. 2). Lamentablemente la poca cobertura de los datos sísmicos estudiados no permite caracterizar la geometría 3D de estas estructuras secundarias.

CONFIGURACIÓN EXPERIMENTAL

Utilizando el Mediterráneo Occidental como análogo natural se ha procedido a la realización de un programa experimental con modelos analógicos para determinar cuáles son los factores que controlan la formación, el estilo estructural y la cinemática de estas estructuras secundarias relacionadas con la presencia de volcanes submarinos. Para ello se han realizado seis modelos analógicos en los que se varían diferentes parámetros tales como la forma, la altura o la orientación de los volcanes respecto al buzamiento general del margen.

En los modelos presentados en este trabajo los volcanes se han construido con plastilina para permitir el seccionado final de los mismos. El volcán se fija a la base del modelo permaneciendo inmóvil a lo largo del experimento. En el estadio inicial de los modelos se depositan 4 niveles de arena de 2.5 mm de grosor de varios colores para simular los materiales pre-evaporíticos y se construye una cuña proximal para simular la terminación de los niveles evaporíticos hacia la parte proximal del margen (Fig. 3a). Posteriormente se añaden los niveles de silicona equivalentes a la UI (polímero rosa) y a la UM (polímero transparente) con propiedades mecánicas diferentes tal y como ocurre con sus análogos reales. La US se modela con arena de sílice verde y blanca. Los modelos finalmente se cubrieron con una capa de arena azul pre-tectónica gravitacional.

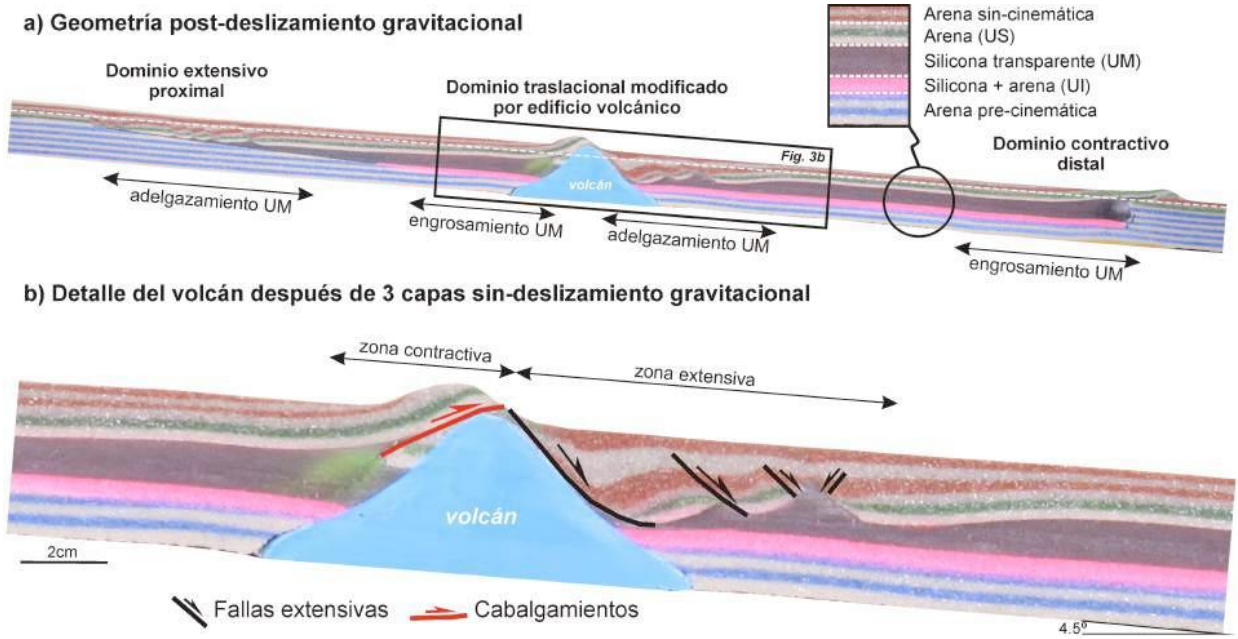


FIGURA 3. *a) Sección longitudinal de un modelo mostrando la estructura general del margen con un dominio extensivo proximal con fallas lístricas y un dominio contractivo distal con el desarrollo de cabalgamientos. b) Detalle del dominio traslacional de la figura a) en donde se ilustra como el volcán controla la formación de estructuras secundarias extensivas y contractivas en cada uno de sus flancos.*

Posteriormente, la mesa de modelación se bascula 4,5º para iniciar el flujo de silicona hacia la cuenca y por tanto, la estructuración del margen. Durante el colapso gravitacional se añaden diferentes niveles sin-cinemáticos de arena roja y blanca a intervalos constantes de dos horas, realizando también escáneres de la topografía del modelo. Al final, el modelo se cubre con una capa de arena post-cinemática para prevenir movimientos indeseados de la silicona y se preserva con agua para proceder a su corte en secciones longitudinales de 3 mm de grosor. Destacar que durante la realización del modelo se toman fotografías laterales y cenitales para registrar la evolución del mismo, así como fotografías de cada una de las secciones longitudinales del modelo final con cámaras digitales de alta resolución.

RESULTADOS

El análisis de los resultados experimentales pone de manifiesto que en el modelo de referencia (sin volcán) se generan los tres dominios estructurales típicos descritos en los análogos naturales (Rowan et al., 2004). En el dominio proximal extensivo se desarrollan una serie de fallas lístricas buzando hacia cuenca y despegadas en el nivel de silicona transparente (análogo a la Unidad Móvil Mediterránea) con *rollovers* asociados en su bloque superior y remanentes de silicona conocidos como *rollers* en el inferior (Fig. 3a). El acuñamiento y terminación del nivel de silicona transparente hacia tierra coincide con la localización de la falla lístrica más proximal. La extensión producida en la parte proximal del margen se transmite margen abajo y es

absorbida por estructuras contractivas en la parte distal. Inicialmente se generan pliegues con una gran longitud de onda que posteriormente evolucionan a cabalgamientos (Fig. 3a). En los experimentos con más extensión proximal, se llega a desarrollar un sistema de cabalgamientos imbricados emplazados fuera de secuencia en el límite distal de la silicona.

Además de esta zonación estructural a lo largo del margen, en los modelos con volcanes también se desarrollan estructuras secundarias diferentes a ambos flancos de los volcanes considerados (Fig. 3b). Los modelos muestran que tanto la altura como la geometría de los volcanes son críticas en el desarrollo de las estructuras secundarias durante el colapso gravitacional del margen. Así, cuando el volcán no supera el grosor del polímero transparente se produce un pequeño anticlinal por hinchamiento de silicona sobre el volcán.

Localmente se pueden desarrollar paredes salinas pasivas en la charnela del *rollover* cuando la extensión es importante. Las propiedades mecánicas del polímero rosado (menos dúctil que el transparente) inhiben su condición de despegue, llegando a fluir únicamente durante las etapas finales de deformación posteriormente al agotamiento del polímero transparente y a la consiguiente formación de soldaduras primarias.

Los marcadores pasivos fabricados con polímeros de diferentes colores incluidos en el nivel transparente y que se sitúan alrededor del volcán, han permitido determinar cómo éste obstaculiza el flujo del polímero en la parte proximal del margen obligándolo a rodear el volcán durante el colapso gravitacional. En cambio, en el flanco distal se aprecia como el flujo es mucho mayor debajo del *rollover* que aparece en las áreas adyacentes más alejadas del volcán en las que no se genera cuenca.

DISCUSIONES/ CONCLUSIONES

La interpretación de los datos sísmicos de la Cuenca Provençal ha permitido caracterizar una zonación regional para el margen pasivo, controlada por la presencia de evaporitas post-rift relacionada con el colapso gravitacional del margen. Se ha interpretado la zonación típica de estos márgenes con tres dominios estructurales (extensivo, traslacional y contractivo). El dominio extensivo y el traslacional pueden presentar estructuras secundarias debido a la presencia de edificios volcánicos previos al depósito de las evaporitas mesinienses. Éstos dificultan el deslizamiento gravitacional del margen sobre el despegue salino.

Los resultados experimentales han permitido caracterizar tridimensionalmente las estructuras que se generan en la cobertera sedimentaria en relación a la presencia de estos edificios volcánicos así como la cinemática del margen. Además de las estructuras contractivas y extensivas interpretadas en la sísmica, en los modelos analógicos también se han desarrollado diapiros en la charnela del *rollover* del flanco distal del volcán. Aunque no hayan sido cubiertos por la sísmica 2D, no se descarta su existencia en la zona de estudio, lo que otorga a los modelos analógicos un carácter predictivo muy importante y que completa la información existente.

REFERENCIAS

Dos Reis, A.T., Gorini, C., Weibull, W., Perovano, R., Mepen, M. y Ferreira, E. (2008): Radial gravitational glidding indicated by sub-salt relief and salt-related structures: the example of the Gulf of Lions, Western Mediterranean. *Revista Brasileira de Geofisica*, 26, 347-365.

Fort, X., Brun, J-P. y Chauvel, F.(2004) : Salt tectonics on the Angolan margin, syn-sedimentary deformation processes. *AAPG Bulletin*, 88, 1523-1544.

Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F., y Thinon, I. (2009) : Atlas of the Messinian seismic markers in the Mediterranean and Black Seas. Geological French Society, World Geological Map Commission, *Mémoires de la Société Géologique de France*, 179, 72 p, 1CD.

Martí, J., Mitjavila, J., Roca, E. & Aparicio, A. (1992): Cenozoic magmatism of the Valencia Trough (western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics*, 203, 145-165.

Rowan, M.G, Peel, F.J. y Vendeville, B.C. (2004): Gravity-driven fold belts on passive margins. En: *Thrust tectonics and hydrocarbon systems* (K.R. McClay ed.). AAPG Memoir, 82, 157-182.

Modelizando el control de las evaporitas y la geometría de falla en desarrollo de cuencas sinclinales y en su posterior inversión: Aplicación a cuencas ibéricas

Modeling the control of evaporites and fault geometry in the development of synclinal basins subsequently inverted: Application to Iberian basins

O. Ferrer [1], K. McClay[2], N.C. Sellier[2], M. Roma[1], E. Roca[1]y J.A. Muñoz[1]

1 Geomodels Research Institute, Departament de Dinàmica de la Terra i l'Oceà, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franquès s/n, 08028, Barcelona.joferrer@ub.edu

2 Fault Dynamics Research Group, Department of Earth Sciences, Royal Holloway University of London, Egham, Surrey, TW20 0EX, Reino Unido.

Resumen: En los sistemas de rift con evaporitas, la sal juega un papel clave durante la extensión desacoplando la deformación de los materiales infra- y suprayacentes. Si posteriormente estas cuencas son invertidas, la compresión inicial está fuertemente condicionada por la arquitectura extensiva heredada así como por la continuidad del nivel evaporítico. A partir de una serie de modelos analógicos esta investigación se centra en el papel que juega la sal en sistemas de rift y en su posterior inversión. Se analizan también otros parámetros clave en la deformación como la geometría de la falla principal, la potencia del nivel evaporítico y la tasa de extensión/inversión.Los resultados experimentales muestran que independientemente de la geometría de la falla principal, la presencia de un nivel dúctil potente o una tasa de deformación lenta favorecen el desacople entre los materiales infra- y supra-silicona desarrollándose dos estilos estructurales claramente diferentes.Mientras la formación de fallas es común en los materiales infrayacentes al nivel dúctil, la cobertera mimetiza la geometría de estos mediante amplios pliegues. Estos resultados se comparan con diversas cuencas sinclinales ibéricas con diferentes grados de inversión.

Palabras clave: Cuencas sinclinales, extensión e inversión tectónica, tectónica salina, modelos analógicos**.**

Abstract: *In rift systems with evaporites, salt plays a key role during extension because it decouples the supra- and sub-salt deformation. If these basins are then inverted, the initial compression will be strongly conditioned by the inherited rift architecture as well as the continuity of evaporitic layer. Using scaled analogue models this research focuses on the role of salt in rift systems subsequently inverted. Other key factors as the main fault geometry, the thickness of the evaporitic unit and the extension/inversion rates have been also analysed. The experimental results show that regardless the main fault geometry, the presence of a thick ductile layer or a slow deformation rate favour the decoupling between supra- and sub-polymer units developing two different structural styles. While faulting is common in the materials underlying the viscous layer, the cover mimics their geometry developing broad folds. These results are compared with several Iberian synclinal basins with different degrees of inversion.*

Key words: *Syncline basins, extension andinversion, salt tectonics, analogue modeling.*

INTRODUCCIÓN

En los sistemas de rift la extensión generalmente se acomoda por la propagación de las fallas hacia arribaa lo largo del relleno de la cuenca (Fig. 1a) (ej. McClay, 1989, Withjack y Callaway, 2000). En cambio, si presentan evaporitas, la sal, mecánicamente más débil que el resto de rocas sedimentarias, localiza los esfuerzos despegando la deformación supra- e infra-sal (ej. Jackson y Vendeville, 1994; Withjack y Callaway, 2000). Como resultado, el estilo estructural de la cobertera es considerablemente diferente al de los materiales infra-sal. Los materiales de la supra-sal mimetizan la geometría de las fallas desarrolladas en las unidades infra-sal generandocuencas sinclinales en el bloque superior de la falla principal (Soto et al., 2007, Ferrer et al., 2014). Lageometría de estas cuencas está controlada por la potencia y la deformación de la unidad salina y de lacobertera así como por la forma de las fallas extensivas, su magnitud y su tasa de movimiento(Withjack y Callaway, 2000).

Si posteriormente estas cuencas se invierten, tal y como ocurre en muchos orógenos alpinos, la estructura extensiva heredada y la continuidad del nivel evaporítico, controlan de forma dramática la deformación contractiva (Ferrer et al., 2016). Durante la inversión tiene lugar la reactivación de las principales fallas extensivas heredadas del rift. En la inversión de cuencas sin evaporitas las fallas principales se propagan hacia arriba produciendo anticlinales asimétricos, estructuras en arpón y retrocabalgamientos de bloque superior o *short-cuts* de bloque inferior (Fig. 1b) (McClay, 1989). Por el contrario, en las cuencas con evaporitas la presencia de un nivel salino puede producir el desacople parcial o total de la deformación entre los materiales supra- e

infra-sal. Pero, ¿qué factores controlan la inversión de una cuenca con evaporitas? ¿cuál es el papel que juega la sal durante la inversión?

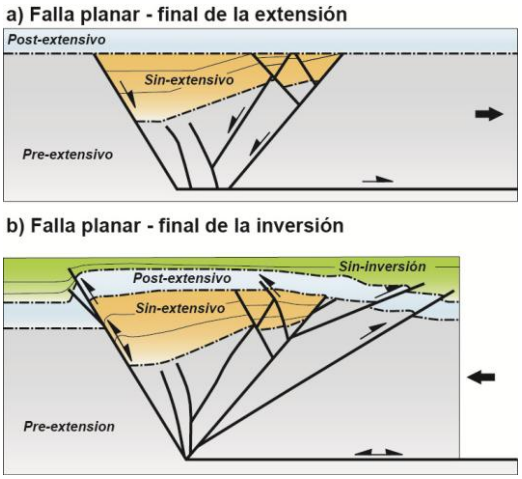


FIGURA 1. *Modelos sinópticos de la extensión a) e inversión b) de una falla planar buzando 60º (modificado de McClay, 1995).*

Para responder a estos interrogantes, esta investigación utiliza modelos analógicos a escala para analizar la interacción entre las estructuras infra-sal y las unidades supra-sal durante la extensión y lainversión. Los resultados experimentales se comparan con diversas cuencas sinclinales ibéricas con diferentes grados de inversión, incluyendo ejemplos de cuencas ligeramente invertidas (ej. Cuenca de Parentis) a cuencas totalmente invertidas e incorporadas en un orógeno (ej. Cuenca de Cameros).

CONFIGURACIÓN EXPERIMENTAL

Los modelos se han construido en una caja con tres paredes fijas (dos cristales laterales y una pared demetal) y una pared móvil a la que se fijó un bloque rígido con diferentes geometrías de falla (lístrica simple, lístrica compleja, planar simple y planar con dos paneles con diferente buzamiento). Como despegue entre el bloque rígido y los materiales del bloque superior se ha utilizado un film de plástico fijado a la pared fija del modelo (Fig. 2a). El relleno sedimentario del bloque superior se ha construido con niveles de arenas de 2.5 mm de grosor de colores blanco, azul y negro con propiedades mecánicas similares (análogos a los materiales frágiles de la corteza superior) y un nivel de silicona en la parte superior del modelo (5 o 10 mm de grosor dependiendo del modelo) recubriendo tanto el bloque superior como el inferior (análogo a la sal en la naturaleza). La unidad preextensiva termina con 4 niveles más de arena blanca, azul y negra (Fig. 2a).

Durante la realización de los modelos (Fig. 2) se aplican diferentes grados de estiramiento y acortamiento considerando también dos velocidades diferentes. La más lenta (3mm/hora), permite que la silicona actúe como un despegue muy efectivo, ya que puede migrar a lo largo del modelo durante ladeformación. Con la más rápida (15mm/hora) el polímero tiene un comportamiento más frágil y la migración a lo largo del modelo queda tan favorecida. Durante la extensión se añaden niveles de arena cada 5 mm de extensión levantando la regional 1mm para cada nuevo nivel (polígono de color rojo en la figura 2b). Posteriormente a la etapa extensiva, los modelos se han invertido sobrepasando el punto nulo y entrandoen contracción pura (Fig. 2c). Con esto se favorece que la silicona actúe de despegue contractivo transfiriendo parte de la deformación a los materia-les que se encuentran sobre el bloque inferior (Fig. 2c). Durante la inversión y dependiendo del modelo se consideró sedimentación sin-contractiva. Del mismo modo, en algunos de los modelos, se aplica erosión con una aspiradora durante la inversión para testear el efecto de la erosión en la naturaleza.

La monitorización durante la deformación de los modelos se realiza mediante escáneres de la topografíaasí como con fotografías cenitales y laterales con cámaras de alta resolución. Al final de la deformación,el modelo se cubre con una capa de arena postcinemática para prevenir movimientos indeseados de lasilicona y se empapa con agua para proceder a su corte en secciones longitudinales de 3mm de grosor. Durante el seccionado del modelo se realizan fotografías de cada una de las secciones longitudinales que serán utilizadas para construir modelos digitales 3D y proceder al aná-lisis de las estructuras.

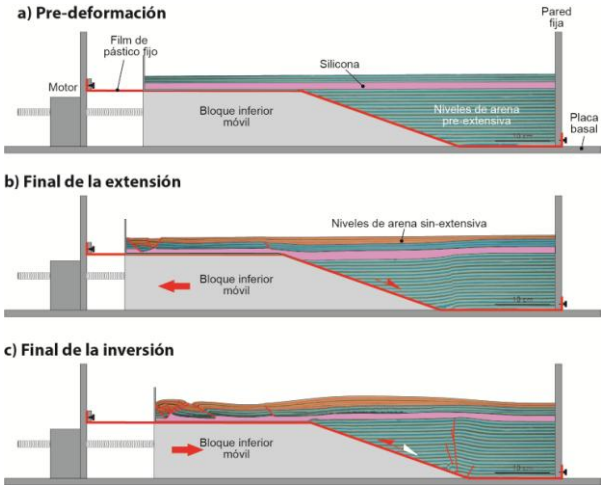


FIGURA 2. *Configuración experimental y relleno sedimentario para cada episodio de deformación: a) geometría pre-deformación, b) configuración al final de la extensión, y c) configuración al final de la inversión (modificado de Ferrer et al., 2016).*

Finalmente, destacar que si bien la mayor limitación de esta configuración experimentales que el bloque rígido no se puede deformar durante la inversión tal y como ocurre en la naturaleza (Bonini et al., 2012), es la única opción de modelar el papel que juega la geometría de la falla y como ésta afecta a la deformación del bloque superior ya que se mantiene invariable a lo largo de todo el experimento.

RESULTADOS

Por razones de espacio, en este apartado no se mostraran los resultados de todo el programa experimental, ilustrando la explicación con el experimento más representativo que incluye una falla planar buzando 60º (Fig. 3). En este experimento, al igual que en el resto, se aprecia claramente que la deformación extensiva en el bloque superior de la falla forma típicamente estructuras desacopladas con un sinclinal extensivo sobre la silicona y fallamiento en los materiales infrayacentes (Fig. 3a). El desacoplamiento junto con el flujo de silicona durante la extensión controla la formación de un monoclinal de bloque superior durante las primeras fases de extensión. La silicona del bloque superior de la falla principal migra desde el depocentro hacia los márgenes de la cuenca desarrollando zonas ligeramente levantadas por su acumulación. Dependiendo de la geometría de la falla principal y del grosor del nivel de silicona, esta migración puede favorecer el desarrollo de soldaduras primarias por agotamiento del nivel de silicona sobre los márgenes de la cuenca infra-silicona (Fig. 3a). A partir de este momento la deformación en este punto pasa a ser totalmente acoplada y las estructuras de los materiales infra-silicona se propagan hacia los materiales supra-yacentes. En los modelos con menos extensión los materiales pre-extensivos suprayacentes a la silicona no llegan a desconectarse (Fig. 3a). En cambio a mayor extensión los materiales preextensivos por encima de la silicona son estirados fuertemente sobre el plano de falla principal desarrollándose un conjunto de fallas normales despegadas en el nivel de silicona. A medida que la extensión avanza estas fallas rotan hacia el bloque superior adquiriendo una forma curvada. En los márgenes de la cuenca se pueden desarrollar estructuras extensivas buzando hacia cuenca que enraízan en el techo de la silicona (Fig. 3a). Es común también el desarrollo de estructuras salinas entre las que destacan diapiros y paredes salinas. En la parte distal de los modelos, justo sobre el bloque inferior se desarrollan grabens con fallas despegadas en el nivel de silicona (Fig. 3a).

Durante la inversión se produce la reactivación contractiva de la falla principal que conlleva el levantamiento, plegamiento y despegue de la cuenca sinclinal sobre el nivel de silicona (Fig. 3b). Tal y como ocurre durante la extensión, la presencia del nivel de silicona produce un desacople entre la unidad infra- y supra-silicona. También tiene lugar una reducción de la potencia del nivel dúctil por migración de silicona. La presencia de soldaduras primarias en algunos modelos al final de la extensión, controla de forma dramática el estilo estructural al final de la inversión (Fig. 3b). Las soldaduras primarias inhiben además que el polímero pueda actuar de despegue favoreciendo el levantamiento de la unidad precinemática infrayacente. Del mismo modo, favorecen la propagación de las estructuras hacia los materiales supra-silicona tal y como ocurre con la falla principal. Las fallas normales desarrolladas en los márgenes de las cuencas sinclinales pueden invertirse o bien desarrollarse fallas de atajo en el bloque inferior de las mismas (Fig. 3b).

Del mismo modo, los diapiros y/o paredes de silicona desarrolladas a ambos márgenes de la cuenca durante la etapa extensiva son estranguladas durante la inversión disparando la extrusión de silicona sobre el modelo, lo que genera glaciares de silicona. Parte de la deformación contractiva se transmite también a través de la silicona sobre el bloque inferior que actúa de despegue provocando la inversión de los grabens existentes en la parte distal del modelo (Fig. 3b).

CUENCAS IBÉRICAS INVERTIDAS CON NIVELES SALINOS

Entre las cuencas mesozoicas ibéricas es común la presencia de grandes sinclinales desarrollados sobre unnivel de evaporitas de edad Triásico Superior (Keuper) (ej. Cameros, Organyà, Columbrets, Parentis…). Si bien el origen de todas estas cuencas es durante la etapa de rift Jurásico Superior–Cretácico Inferior relacionada con la apertura del Atlántico Sud, muchas de ellas fue-ron posteriormente modificadas contractivamente durante la Orogenia Alpina (Cretácico tardío–Cenozoi-co) cuando se invirtieron parcial- (cuencas de Parentis y Columbrets) o totalmente llegando incluso a ser incorporadas a diversos cinturones de pliegues y cabalgamientos como los Pirineos (Cuenca de Organyà) o la Cordillera Ibérica (Cuenca de Cameros). Los datos de campo obtenidos en estas cuencas en combinación con la sísmica existente (muchas veces de insuficiente calidad para constreñir una buena interpretación) han permitido determinar su geometría. Sin embargo, la geometría de las fallas extensivas que las originaron se ha propuesto en general utilizando criterios geométricos a partir de la arquitectura de los materiales pre- y sincinemáticos sin tener en cuenta que la presencia de evaporitas desacopla la deformación entre basamento y cobertera (tectónica de piel gruesa vs. tectónica de piel fina).

La comparación de estas cuencas con los resultados del programa experimental pone de manifiesto que, dependiendo de la cuenca, su estructura es compatible con la inversión de fallas con diversas geometríascomo las estudiadas en nuestros experimentos. Tal y como ocurre en los modelos, todas estas cuencas están rellenas de potentes sucesiones sin-extensivas que muestran diferentes geometrías sinclinales en función de la geometría de la falla maestra que las generó. Los modelos analógicos muestran una variación en la posición de los depocentros durante la extensión que puede ser aplicable a los ejemplos naturales para determinar con mayor exactitud la geometría de las fallas extensivas que los originaron.

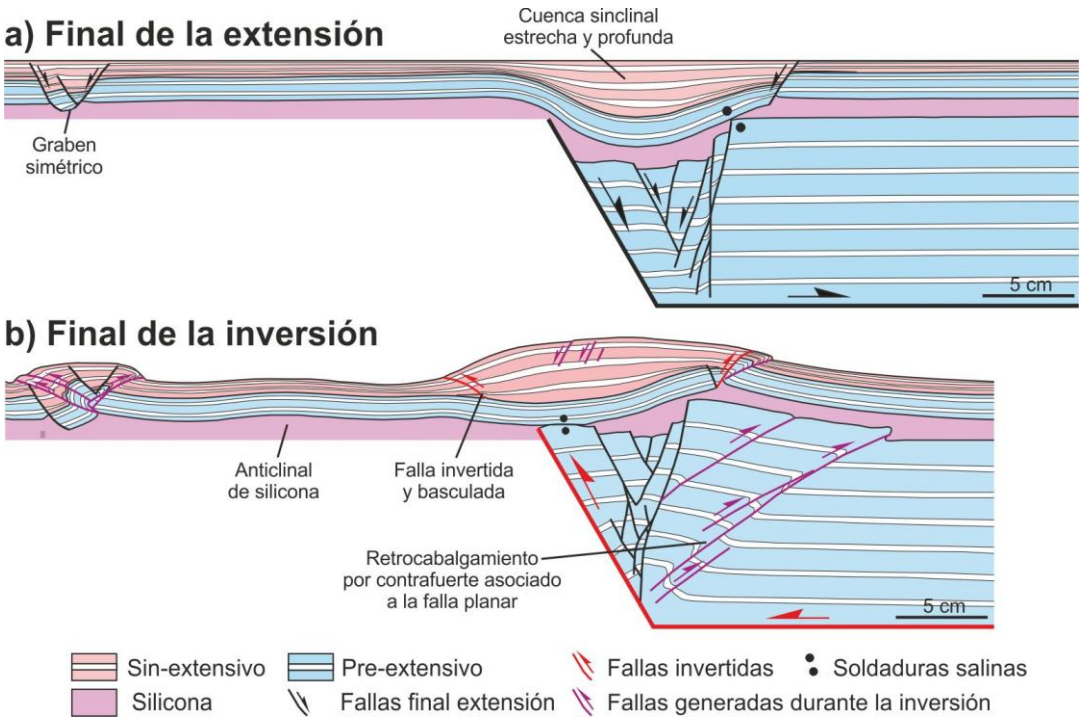


FIGURA 3. *Secciones longitudinales del modelo con una falla planar buzando 60º y un nivel de silicona de 12 mm de grosor después de 3 cm de extensión (a) y después de 5 cm de inversión (b) (modificado de Ferrer et al., 2016).*

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se inscribe en el proyecto SALTECRES (CGL2014-54118-C2-1-R) así como en el Grup de Recerca Consolidat de Geodinàmica i Anàlisi de Conques (2014SGR467). Se agradece a SMT, Paradigm y Midland Valley por permitir el uso de su programario (*The Kingdom Suite*, *gOcad*® y *Move*® respectivamente). El laboratorio de modelización analógica de Geomodels ha sido construido gracias a una Infraestructura Científica (UNBA08-4E-006) co-financiada con Fondos Europeos para el Desarrollo Regional del Ministerio de Ciencia e Innovación del Gobierno de la Nación y Statoil. Los autores agradecen los comentarios y sugerencias de E. Druguet y A. Crespo que han enriquecido el texto final.

REFERENCIAS

Bonini, M., Sani, F. y Antonielli, B. (2012): Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: a review based on previous and new experimental models. *Tectonophysics*, 522-523, 55-88.

Ferrer, O., Roca, E. y Vendeville, B.C. (2014): The role of salt layers in the hanging wall deformation of kinked-planar extensional faults: insights from 3D analogue models and comparison with the Parentis Basin. *Tectonophysics*, 636, 338-350.

Ferrer, O., McClay, K. y Sellier N.C. (2016): Influence of fault geometries and mechanical anisotropies on the growth and inversion of hanging-wall synclinal basins: insights from sandbox models and natural examples. En: *The Geometry and Growth of Normal Faults* (C. Childs, R.E. Holdsworth, C.A.L. Jackson, T. Manzocchi, J.J. Walsh y G. Yielding eds.). Geological Society, London, Special Publications, 439, http://doi.org./10.1144/SP439.8

Jackson, M.P.A. y Vendeville, B.C. (1994): Regional extension as a geological trigger for diapirism. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 57-73.

McClay, K. (1989): Analogue models of inversion tectonics. En: *Inversion Tectonics* (M.A. Cooper y G.D. Williams eds.). Geological Society, London, Special Publications, 44, 41-59.

McClay, K. (1995): The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue models studies. En: *Basin Inversion* (J.G. Buchanan y P.G. Buchanan, eds.). Geological Society, London, Special Publications, 88, 97-118.

Soto, R., Casas-Sainz, A.M. y Del Rio, P. (2007): Geometry of half-grabens containing a mid-level viscous decollement. *Basin Research*, 19, 437-450.

Withjack, M.O. y Callaway, S. (2000): Active normal faulting beneath a salt layer: an experimental study of deformation patterns in the cover sequence. *AAPG Bulletin*, 84, 627-651.

Corte geológico compensado del sur de Andorra: aportaciones a la estructura varisca del Pirineo central

Balanced cross-section of southern Andorra: Insights into the Variscan structure of the Central Pyrenees

A. Margalef[1] y J.M. Casas[2]

1 Centre d'Estudis de la Neu i de la Muntanya d'Andorra, Institut d'Estudis Andorrans, Av. Rocafort 21-23, 3ª planta, AD-600 Sant Julià de Lòria (Andorra). amargalef.cenma@iea.ad.
2 Dept. de Geodinàmica i Geofísica-Institut de Recerca Geomodels, Universitat de Barcelona, c/Martí Franquès s/n 08028 Barcelona. casas@ub.edu.

Resumen: Se ha realizado un corte geológico compensado N-S en el sur de Andorra (Zona axial del Pirineo central), en una zona con deformación polifásica. Para ello se han utilizado datos cartográficos y estructurales georreferenciados, proyectados en el corte según los distintos vectores de proyección definidos en cada área. El corte se ha restituido varias veces hasta conseguir que fuera geométricamente posible y que correspondiera con la geología de superficie. Se diferencian dos episodios de deformación: en el primero se generan pliegues de dirección E-W con vergencia norte y una foliación de plano axial asociada S1; estas estructuras son deformadas en el episodio 2, que se divide en cuatro fases, y en el que se generan pliegues de dirección E-W con vergencia sur, dos familias de cabalgamientos con sentido de transporte hacia el sur, y una foliación de plano axial S2 que buza hacia el norte. Durante este segundo episodio se ha detectado una partición de la deformación a nivel del Silúrico. Se ha estimado una tasa de acortamiento máximo durante estos episodios del 62%.

Palabras clave: Pirineos, corte compensado, deformación varisca**.**

Abstract: *A N-S balanced cross section has been realized in the southern part of Andorra (Axial zone of the Central Pyrenees), in a polyphasic deformation region. We have used cartographic and structural georeferenced data, which have been projected on the cross-section according to the different plunge lines defined for each zone. The cross section has been restored several times until achieving a valid geometry that matches with surface geology. Two deformational episodes can be distinguished: the first one causes E-W trending north-verging folds and an S1 axial plane foliation associated. These structures have been deformed during the second episode, which can be divided into four phases. In this second episode, E-W trending south-verging folds, two south-directed thrusting systems and a north dipping axial plane foliation S2 are generated. During the second episode, we have detected a strain partitioning through Silurian slates. A maximum shortening rate of 62% has been estimated during these episodes.*

Key words: *Pyrenees, Balanced cross-section, Variscan deformation.*

CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de estudio se encuentra en el Pirineo central y está formada por rocas metasedimentarias prevariscas, con edades comprendidas entre el Cámbrico superior y el Devónico medio, de bajo grado metamórfico y afectadas, tanto por la orogénesis varisca cómo por la alpina (Fig.1). La primera de ellas es la responsable de la formación de la mayor parte de estructuras de deformación observadas, mientras que la segunda, en este sector, se limita a la rotación y/o a la traslación de las rocas deformadas anteriormente.

En este trabajo se presenta un corte compensado de dirección N-S que se ha realizado a partir de la nueva cartografía a escala 1:25.000 del sur de Andorra (Margalef, 2015) (Fig. 2).

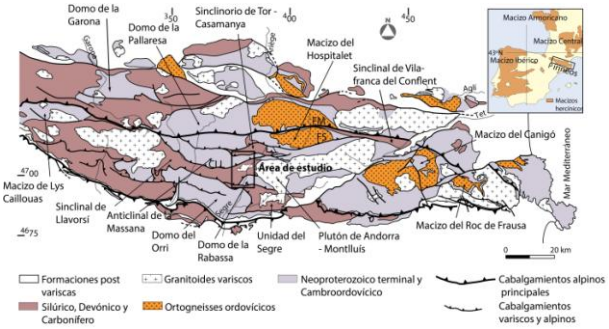


FIGURA 1. *Esquema geológico de los materiales variscos de los Pirineos y sus principales estructuras (Casas y Fernández, 2007).*

DESCRIPCIÓN DEL CORTE

En la zona de estudio se han distinguido los siguientes episodios de deformación:

Un episodio varisco D1 anterior al episodio principal, en el que se generan pliegues de dirección E-W con vergencia norte y una foliación de plano axial S1 asociada que se desarrolla localmente y que actualmente se encuentra plegada.

Un episodio de deformación principal D2 que genera estructuras típicas de contextos compresivos de dirección E-W y con vergencia hacia el sur. Se trata de un episodio varisco, ya que afecta rocas devónicas y las estructuras generadas se encuentran cortadas por las intrusiones tardivariscas. Durante este episodio de deformación principal se desarrollan 4 fases de deformación. En las fases 2a y 2b se forman cabalgamientos enraizados en el Silúrico y pliegues asociados en las rocas silúricas y devónicas. En las rocas presilúricas probablemente se produce una reactivación como cabalgamientos de antiguas fallas normales presilúricas. Durante la fase 2c se forman pliegues vergentes al sur a todas las escalas, que afectan a toda la serie, y una foliación S2 asociada. Por último, durante la fase 2d se forman los grandes cabalgamientos enraizados al menos en las rocas cambroordovícicas que cortan todas las estructuras anteriores.

La forma cartográfica de las grandes estructuras (el domo de la Rabassa al sur y al anticlinal de la Massana al norte) (Fig. 3) se debe a la superposición de pliegues quilométricos del episodio 1 con los pliegues quilométricos generados durante el episodio 2. Estas estructuras presentan en general una vergencia hacia el sur, pero su flanco norte presenta a menudo buzamientos hacia el norte elevados similares a los del flanco sur.

Separando los dos anticlinales se encuentra el sinclinal de Llavorsí, que es una estructura sinformal compleja que merece especial atención. Está formada por varias láminas cabalgantes de materiales silúricos y devónicos, con dirección de transporte hacia el sur, arraigadas en las pizarras del Silúrico y plegadas posteriormente. En este sinclinal los afloramientos de pizarras silúricas tienen formas alargadas de dirección E-W a NE-SW, y se encuentran en contacto con distintas formaciones devónicas tanto a la base como al techo. En el corte y en la cartografía, estos cabalgamientos enraizados en el Silúrico están representados con líneas azules.

Se observa también la intrusión del batolito de Santa Coloma, de edad Carbonífero superior (Romer y Soler 1995, Solé et al. 1997), que corta tanto los cabalgamientos del episodio de deformación principal cómo las foliaciones S1 y S2.

Por último, se puede observar la existencia de algunas fallas normales con buzamientos elevados hacia el norte y que cortan todas las estructuras anteriores. Localmente se ha podido observar cómo estas fallas también cortan el batolito de Santa Coloma.

No se han encontrado evidencias directas de deformaciones importantes de edad alpina en este sector.

Debido al carácter polifásico de la deformación, para la realización del corte se han extraído varios vectores de proyección. A través de estos vectores se han proyectado las medidas estructurales georeferenciadas en el mapa sobre el corte. Finalmente, el corte ha sido restituido y vuelto a deformar varias veces hasta conseguir que en el estado deformado fuera coherente con la geología de superficie, y en el estado restituido fuera geométricamente válido.

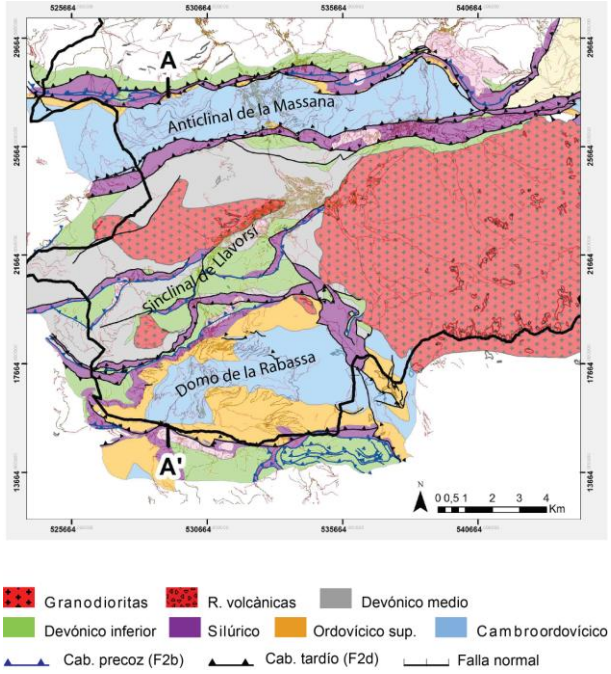


FIGURA 2. *Mapa geológico simplificado del sur de Andorra (Margalef, 2015).*

RESTITUCIÓN DEL CORTE

Debido a la partición de la deformación a nivel del Silúrico, la restitución se ha realizado para dos horizontes de referencia distintos: el primero es el contacto entre el Ordovícico superior y el Silúrico; y el segundo el contacto entre el Silúrico y el Devónico inferior. Se ha seguido el orden inverso de las deformaciones, combinando los métodos de *rigid body restoration* para restituir fallas y cabalgamientos, y *flexural slip restoration* para restituir pliegues.

En una primera fase se han restituido las fallas normales y los grandes cabalgamientos vergentes al sur. A continuación, se han restituido les pliegues de fase 2 vergentes al sur junto con los grandes pliegues vergentes al norte de fase 1, ya que afectan a las mismas rocas y no ha sido posible separar el efecto de una u otra fase. En tercer lugar se han restituido los

cabalgamientos de fase 2 enraizados en el Silúrico y con sentido de desplazamiento hacia el sur, y por último los pliegues precoces de fase 2 que afectan a los materiales silúricos y devónicos (Fig. 4).

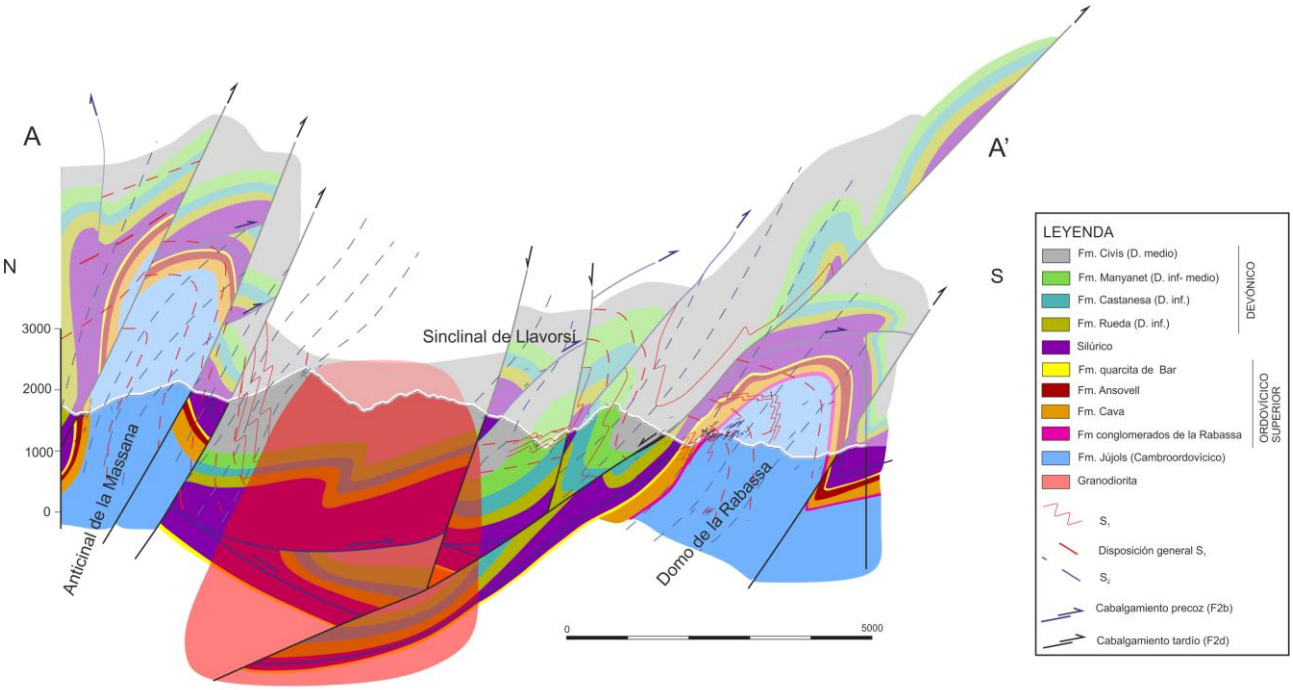


FIGURA 3. *Corte geológico A-A' del sur de Andorra (Margalef, 2015). Situación en la figura 2.*

CONCLUSIONES

La restitución del corte ha permitido, por una parte, evidenciar la diferencia de longitud entre los materiales pre y post Silúrico en el estadio no deformado; y por otra parte, y relacionado con el hecho anterior, ha permitido calcular el acortamiento en cada uno de estos paquetes de materiales. Para los materiales presilúricos el acortamiento se ha estimado aproximadamente en un 49%, mientras que para los materiales postsilúricos se ha estimado en un 62%. Estos datos indican que parte del acortamiento no ha sido detectado en los materiales presilúricos y tiene que acomodarse en alguna estructura que no ha sido descrita en este trabajo. Una opción es la existencia de fallas normales en los materiales cambroordovícicos, que afecten a sólo a las rocas presilúricas, generadas en alguna fase de deformación anterior al Silúrico, tal y como propone Casas (2010) en la Cerdaña. Estas fallas normales podrían haberse reactivado como cabalgamientos en estos episodios de deformación compresivos, y podrían ser difíciles de detectar debido a la falta de niveles guía de referencia.

La restitución del corte ha permitido estimar un acortamiento máximo de aproximadamente un 62% en las rocas del Silúrico y del Devónico, resultado en su mayor parte de las deformaciones variscas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2010-21298 y el programa Consolider-Ingenio 2010 a través del proyecto CSD2006-00041 (Topoiberia). A.M. ha recibido financiamiento del Institut d'EStudis Andorrans y de la ayuda ACTP020-AND/2013 del Gobierno de Andorra.

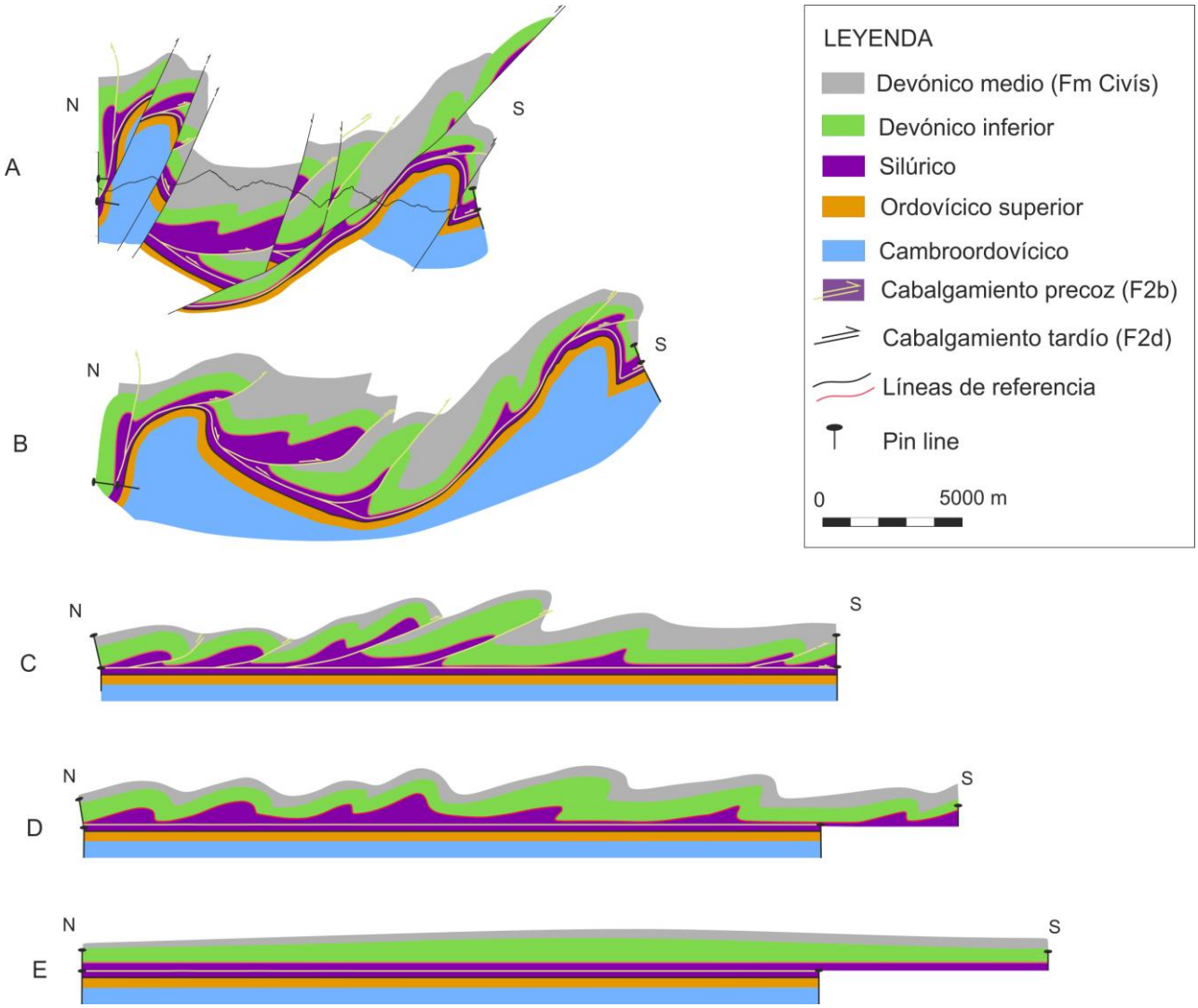


FIGURA 4: *Restitución del corte A-A'. A: Estado final deformado (se ha suprimido el batolito de Sta. Coloma). B: Restitución de las fallas normales y cabalgamientos tardíos de fase 2d. C: Restitución de pliegues de fase 1 y pliegues tardíos de fase 2c. D: Restitución de cabalgamientos precoces de fase 2b. E: Restitución de pliegues precoces de fase 2a. Estado final no deformado.*

REFERENCIAS

Casas, J. M. (2010): Ordovician deformations in the Pyrenees: new insights into the significance of pre-Variscan ('sardic') tectonics. *Geological Magazine,* 147.05: 674-689.

Casas, J.M. y Fernández, O. (2007): On the Upper Ordovician unconformity in the Pyrenees: New evidence from the La Cerdanya area. *Geologica Acta,* 5.2: 193-198.

Margalef (2015): *Estudi estructural i estratigràfic del sud d'Andorra*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 172 p.

Romer, R. L., y A. Soler (1995): U-Pb age and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related to the Andorra granite (Central Pyrenees, Spain). *Mineralium Deposita*, 30.5: 374-383.

Solé, J., Soler, A., Palau, J., Espínola, M. R., y Delgado, J. (1997): Geocronología K/Ar de los skarns mineralizados en As-Au y de las alteraciones intragraníticas asociadas en el hercínico de los pirineos centrales. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 20-A: 77-78.

Influencia de los niveles evaporíticos sin-orogénicos en la geometría del frente surpirenaico central: Anticlinales de Sanaüja y de La Sentiu – Almenara

Influence of syn-orogenic evaporitic levels in the geometry of central South Pyrenean front: Sanaüja and La Sentiu – Almenara anticlines

O. Pla[1], O. Ferrer[1], O. Gratacós[1], J. A. Muñoz[1] y E. Roca[1]

1 Institut de recerca GEOMODELS, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. oriolpla@ub.edu.

Resumen: En cinturones de pliegues y cabalgamientos con niveles evaporíticos es típico el desarrollo de pliegues de adaptación de falla y de despegue. La geometría de estas estructuras, su cinemática, y sus propiedades mecánicas han sido ampliamente analizadas. Sin embargo, gran parte de la literatura existente se ha centrado en el estudio de los niveles evaporíticos pre-cinemáticos sin discutir el rol de los niveles evaporíticos depositados durante la deformación contractiva cuando, en realidad, son comunes en cuencas de antepaís deformadas (p.e., Cuenca de Tarim o Zagros, o Cuenca del Ebro entre otras).

Este trabajo se centra en la caracterización de la estructura de una zona del frente surpirenaico central mediante la realización de una cartografía geológica de detalle apoyada en un corte geológico compensado. El objetivo es mostrar el papel que han tenido los niveles evaporíticos sin-orogénicos (Paleogeno) en la geometría y evolución cinemática del frente surpirenaico central. Los resultados muestran que la terminación meridional de la sal sin-orogénica de la Fm. Cardona controla la posición del pliegue de despegue de Sanaüja. Y en la terminación meridional de los yesos sin-orogénicos de la Fm. Barbastro se forma una estructura tipo *cola de pez* que en superficie se corresponde con el pliegue de adaptación de falla de La Sentiu – Almenara.

Palabras clave: niveles evaporíticos sin-orogénicos, frente surpirenaico central.

Abstract: *Detachment folds and fault-bend folds are common structures in fold-and-thrust systems containing evaporitic layers. The geometry of these structures, their kinematics, and their mechanical features have been widely analyzed. However, almost all the literature has considered pre-kinematic evaporites and practically not attended the rol of syn-kinematic evaporites during the contractional deformation when, in fact, they are common in deformed foreland basins (i.e., Tarim, Zagros or Ebro basins among others).*

This work is focused in the structure characterization of an area of central South Pyrenean by means of a detailed geological mapping supported by a balanced geological cross section. The aim is to show the role played of syn-orogenic evaporitic levels (Paleogene) in the geometry and kinematic evolution of central South Pyrenean front.
The results show that the southern pinch-out of the syn-orogenic Cadona salt unit controls the position of the Sanaüja detachment fold. And in the southern pinch out of syn-orogenic Barbastro gypsum unit it developes a fish tail structure which surface expression is the La Sentiu – Almenara fault-bend fold.

Key words: *syn-orogenic evaporitic leyers, central South Pyrenean front.*

INTRODUCCIÓN

El sistema de pliegues y cabalgamientos de la Cuenca del Ebro Oriental está controlado por la geometría del nivel de despegue, que en gran medida depende de la localización de los niveles evaporíticos en la serie autóctona del antepaís. En la cuenca de antepaís surpirenaica se depositaron tres niveles evaporíticos (Fm. Beuda, Fm. Cardona, y Fm. Barbastro) que condicionaron fuertemente el estilo estructural regional (Fig. 1A). Éste es similar al observado en otros sistemas de pliegues y cabalgamientos despegados en evaporitas como en los Apalaches, o la *salt range* en Pakistán entre otros (Vergés et al., 1992).

En este trabajo se muestra como los niveles evaporíticos sin-orogénicos (Paleógeno) influencian en la geometría y evolución cinemática del frente surpirenaico central gracias a la caracterización de la estructura de la zona de estudio. Para alcanzar los objetivos se ha realizado una cartografía geológica detallada y un corte geológico apoyado en los datos de campo, datos sísmicos de ocho perfiles, y los datos del pozo Guisona-1.

CONTEXTO GEOLÓGICO

El margen septentrional de la cuenca de antepaís surpirenaica, en su sector oriental, estuvo controlado por el movimiento de las unidades alóctonas del Pirineo meridional (Serra et al., 1994). Estas unidades (manto del Cadí), incorporan ocasionalmente parte del margen de la cuenca y están cabalgadas por los mantos superiores, formados principalmente por series mesozoicas y paleógenas muy reducidas. En el sector central pirenaico los mantos superiores (Boixols, Montsec y Sierras Marginales) cabalgan a las series paleógenas del autóctono, poco deformadas y en continuidad con la cuenca del Ebro.

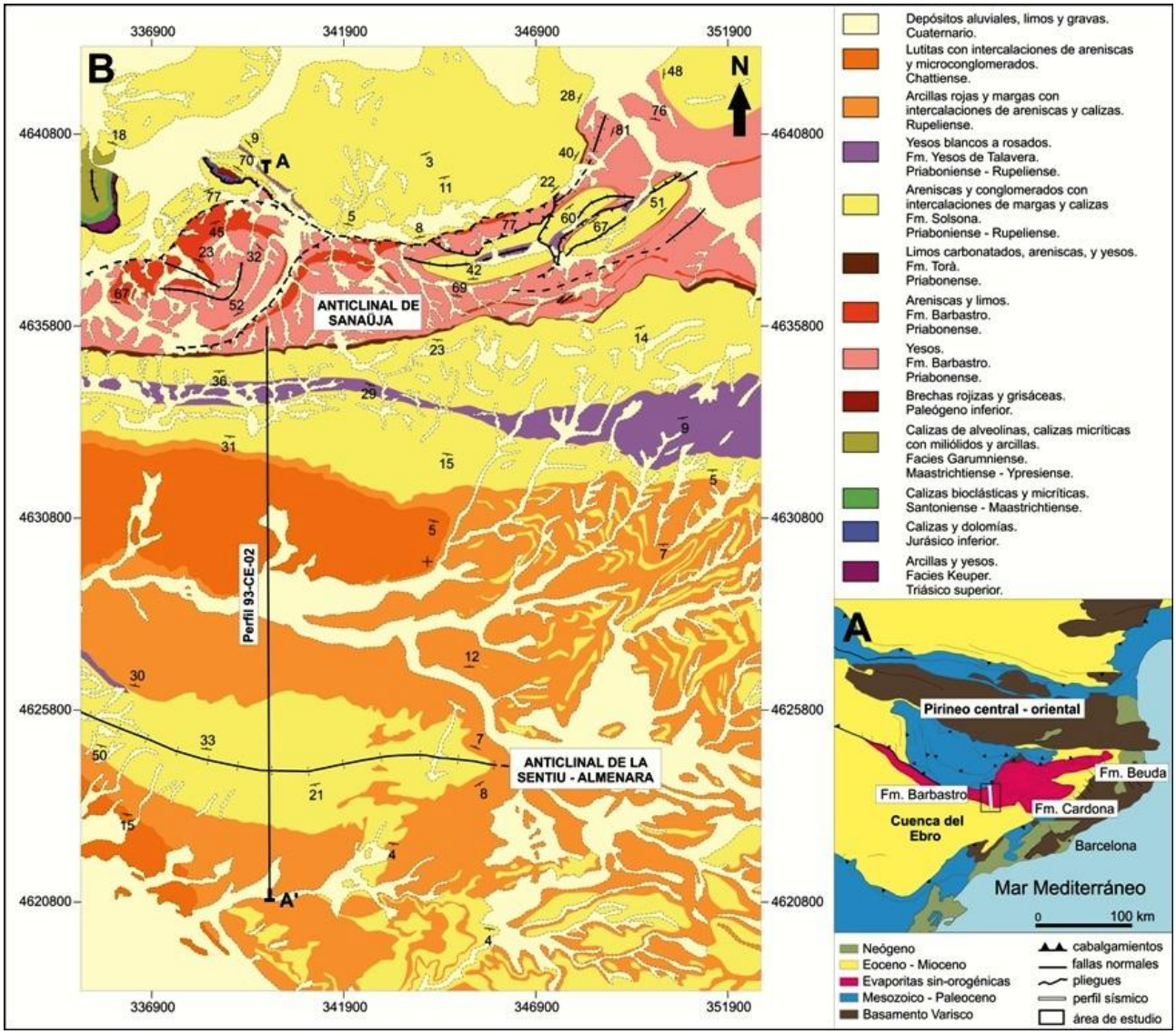


FIGURA 1. (A) *Mapa de situación del Pirineo Central – Oriental y las diferentes formaciones de evaporitas sin-orogénicas. Modificado de Sans (2003).* (B) *Cartografía geológica de la zona de estudio donde se sitúa el corte geológico A – A' y el perfil sísmico 93-CE-02 en una línea negra continua.*

La zona estudiada se localiza en las estructuras frontales del orógeno pirenaico central que deforman los materiales de la cuenca de antepaís al sur del cabalgamiento frontal surpirenaico (Figs. 1A y B). La geometría del frente de deformación surpirenaico varía de Este a Oeste y no coincide siempre con el frente de cabalgamientos emergentes (Vergés et al., 1992). En el Pirineo Central la Cuenca del Ebro está deformada por pliegues fallados y cabalgamientos. En esta zona, el frente de deformación se caracteriza en superficie por la existencia de antiformes que separan las capas subhorizontales e indeformadas de la cuenca de antepaís de la cuenca deformada. En los casos de los antiformes de Sanaüja y el de La Sentiu – Almenara (Fig. 1B), a partir del despegue basal se forma un retrocabalgamiento dirigido hacia el Norte que constituye la estructura más frontal desarrollada en el antepaís. La geometría de estos antiformes ha contribuido a definir una zona triangular (Sans et al., 1996) entre el frente de cabalgamientos emergentes y la estructura frontal dirigida hacia el retropaís de manera similar a la zona triangular definida por Gordy et al. (1977) en la Rocky Mountains de Alberta.

ESTRATIGRAFÍA

La serie afectada del autóctono del Ebro comienza con los yesos y lutitas de la Fm. Yesos de Barbastro (Priaboniense) que presentan varias intercalaciones detríticas continuas. Sobre los yesos se apoyan los materiales lacustres formados por limos carbonatados, areniscas finas y yesos de la Fm. Torà (Priaboniense). Por encima se encuentran la sucesión fluvial de areniscas y conglomerados de la Fm. Solsona (Priaboniense – Rupeliense) que intercala los yesos de la Fm. Yesos de Talavera (Priaboniense – Rupeliense). Los materiales más modernos corresponden a arcillas rojas y margas con intercalaciones de areniscas (Rupeliense – Chattiense) (Fig. 1B).

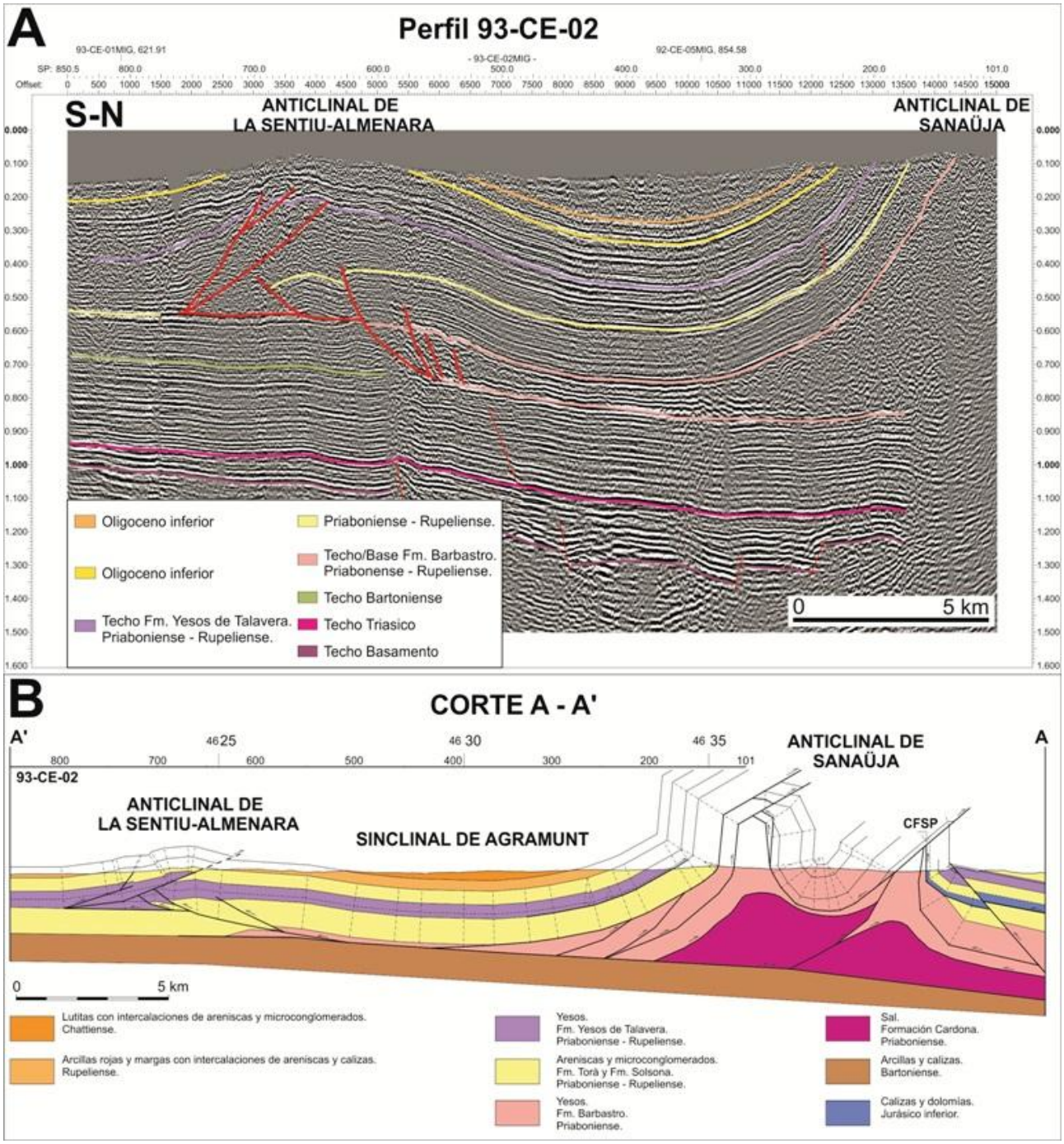


FIGURA 2. (A) *Perfil sísmico 93-CE-02 de dirección S-N (ver situación en las figuras 1B) que muestra las principales características del Anticlinal de La Sentiu – Almenara y la relación con la distribución de los niveles evaporíticos de la Fm. Yesos de Barbastro y la Fm. Yesos de Talavera. (B) Corte Geológico A – A' de dirección S-N (ver situación en figura 1B). La parte meridional del corte coincide con el perfil sísmico 93-CE-02. CFSP: Cabalgamiento Frontal Surpirenaico.*

RESULTADOS

A partir de la cartografía de campo realizada en la zona así como del estudio de los datos sísmicos y de pozo se constata que la sal de Cardona (Fm. Cardona) y los yesos de Barbastro (Fm. Barbastro) son los niveles evaporíticos sin-orogénicos principales que constituyen el despegue basal de la zona triangular que desarrolla una geometría en rellanos y rampas. Los rellanos se desarrollan en los niveles evaporíticos y las rampas coinciden con sus límites meridionales. La situación de las rampas en profundidad corresponde con los cambios de orientación de los pliegues y cabalgamientos en superficie (Figs. 2A y B).

El anticlinal de La Sentiu – Almenara es la estructura frontal. Esta estructura está dominada por un antiforme suave cuya geometría se corresponde a grandes rasgos con un pliegue de adaptación de falla. La terminación meridional de los yesos de Barbastro genera una rampa que conecta el techo de estos yesos con los yesos de Talavera. Esta rampa enlaza con un corto rellano y finaliza con el sistema de retrocabalgamientos frontal dibujando una estructura tipo *cola de pez* (Fig. 2B).

El anticlinal de Sanaüja se presenta en esta transversal como una estructura compleja constituida a grandes rasgos por dos anticlinales separados por un sinclinal (Fig. 2B). La geometría de estos pliegues esta en parte determinada por cabalgamientos, tanto dirigidos hacia el antepaís como retrocabalgamientos que cortan el cabalgamiento frontal surpirenaico (CFSP) (Fig. 2B). Un aspecto que destaca a primera vista, es la deformación intensa de los yesos de los núcleos de los dos anticlinales que contrasta con la estructura más ordenada de los yesos del sinclinal y de los yesos y la serie detrítica del flanco Sur del antiforme de Sanaüja. En el núcleo de los anticlinales y en profundidad se ha interpretado la existencia de acumulaciones de sal de Cardona.

CONCLUSIONES

La estructura de los antiformes de La Sentiu-Almenara y de Sanaüja está controlada por la posición de las rampas del despegue basal y por la terminación meridional de las facies evaporíticas.

Los antiformes de La Sentiu-Almenara y Sanaüja presentan en la actualidad una geometría y una estructura interna diferente. El antiforme de la Sentiu-Almenara corresponde a un pliegue de adaptación de falla. Su rampa superior define una cuña de cabalgamientos típica de una zona triangular frontal.

El antiforme de Sanaüja corresponde, en su conjunto, a un pliegue de despegue levantado. Presenta una estructura interna compleja dominada por la interferencia de cabalgamientos y pliegues asociados en su núcleo conjuntamente con una deformación intensa de los yesos. Este pliegue se superpone a cabalgamientos y pliegues desarrollados anteriormente tanto dirigidas hacia el Norte como dirigidas hacia el Sur. Además, durante el crecimiento del pliegue se forman retrocabalgamientos y despegues entre los yesos y la cobertera detrítica entre los yesos y las acumulaciones de sal en profundidad.

Las principales estructuras observadas deforman a todas las secuencias que afloran, por lo tanto su edad puede acotarse como post-Oligocena.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se ha financiado por el proyecto SALTCRETES (CGL2014-54118-C2-1-R) y el “Grup de Recerca de Geodinàmica i Anàlisi de Conques” (2014SGR-467). La investigación de O. Pla tiene el soporte económico de una beca APIF (31501) concedida por la Universitat de Barcelona. Se agradece a Seismic Micro-Technology y Midland Valley por permitir el uso de su programario (Kingdom Suite y Move).

REFERENCIAS

Gordy, P.L., Frey, F. R. y Norris, D. K. (1977): Geological guide for the Waterton-Glacier Park field conference, Canadian Society of Petroleum Geologist. 93p.

Sans, M., Muñoz, J.M. y Vergés, J. (1996): Triangle zone and thrust wedge geometries related to evaporitic horizons (southern Pyrenees). Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v.44 (2), 375-384.

Sans, M. (2003): From thrust tectonics to diapirism. The role of evaporites in the kinematic evolution of the Eastern South Pyrenean front. Geologica Acta, vol.1, Nº3, p. 239-259.

Serra, J., Maestro, E. y Capdevila, J. (1994): La cubeta deposicional de Artesa de Segre (provincia de Lleida). Relaciones de la ciclicidad con la tectónica y el clima (Eoceno Superior y Oligoceno Inferior del NE de la depresión del Ebro). *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2): 75-89.

Vergés, J., Muñoz, J.A. y Martínez, A. (1992): South Pyrenean fold-and-thrust belt: role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. *In*: McClay, K.R. (ed). Thrust tectonics. Chapman&Hall, London, 255-264.

Caracterización espacial de la deformación frágil en las islas de Tenerife y Lanzarote (Islas Canarias, España)

Spatial characterization of the brittle strain in Tenerife and Lanzarote islands (Canary Islands, Spain)

M.A., Rodríguez-Pascua[1], N., Sánchez[2], R., Pérez López[1], M,A., Perucha[1], I., Galindo[2] y C., Romero[3]

1 Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas 23, 28003-Madrid. ma.rodriguez@igme.es; r.perez@igme.es; ma.perucha@igme.es
2 Instituto Geológico y Minero de España, Unidad Territorial de Canarias. C/ Alonso Alvarado 43, 2ºA, 35003-Las Palmas de Gran Canaria. n.sanchez@igme.es; i.galindo@igme.es
3 Universidad de la Laguna. Departamento de Geografía. Campus de Guajara s/n, 38071-La Laguna. mcromeroruiz@gmail.com

Resumen: Uno de los parámetros que controla la geodinámica de una determinada zona geográfica es el campo de deformación. Los estudios de deformación frágil en las Islas Canarias son escasos, por esta razón este trabajo está centrado en el estudio de microfallas en las islas de Lanzarote y Tenerife, mediante técnicas de análisis poblacional de fallas. Los resultados obtenidos después del análisis indican la presencia de dos campos de deformación perpendiculares entre sí. Uno de dirección NO-SE asociado con la apertura de la Dorsal Centroatlántica, al cual hemos denominado Campo Atlántico y otro perpendicular que hemos nombrado como Campo Local.

Palabras clave: Análisis de la deformación frágil, análisis poblacional de fallas, campo de deformación, Islas Canarias.

Abstract: *One of the parameters that control the dynamics of a zone in the crust is the strain field. The studies of brittle strain in Canary Islands are scarce, for this reason this paper is focussed in the study of microfaults by means of fault population analysis in Tenerife and Lanzarote islands. The results of the fault analysis show two perpendicular strain fields in both islands. The NW-SE field is associated to the extension of the middle Atlantic dorsal, named the Atlantic Field. The other strain field has a mean direction which is perpendicular to the Atlantic Field, and has been named Local Field.*

Key words: *Brittle strain analysis, fault population analysis, strain field, Canary Islands.*

INTRODUCCIÓN

Uno de los parámetros que controla la geodinámica de una zona de la corteza es la orientación del campo de esfuerzos con respecto a las principales estructuras. Para poder establecer la orientación de los campos de deformación generados por los esfuerzos se pueden utilizar técnicas de "análisis poblacional de fallas" (APF) aplicadas al estudio de la microfracturación. El conocimiento de los tensores de deformación en una zona intraplaca es una herramienta necesaria para establecer qué fallas están orientadas preferentemente ante este campo de deformación y por tanto son susceptibles de ser activas. En el caso de las Islas Canarias tiene una aplicación directa al tectovolcanismo y las erupciones recientes. En este trabajo se presentan los resultados preliminares del APF realizado en las islas de Tenerife y Lanzarote, utilizando métodos geométrico-cinemáticos.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

Las islas de Tenerife y Lanzarote son islas volcánicas intraplaca ubicadas a unos 100 km del borde noroccidental africano (Fig. 1). Tras la fase inicial de *seamount* submarino, la evolución geológica de ambas

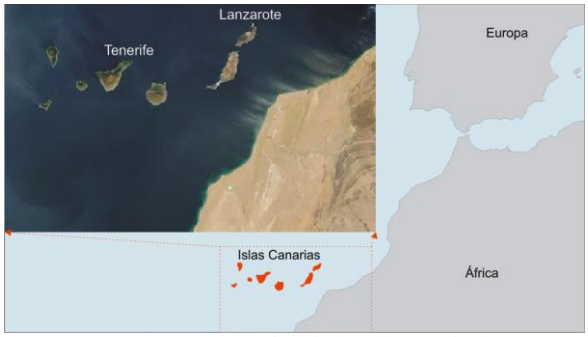


FIGURA. 1: Situación geográfica de las islas estudiadas en este trabajo: Tenerife y Lanzarote (archipiélago de Canarias).

islas está caracterizada por la formación de escudos volcánicos miocenos. Durante esta etapa, se construyen los edificios de Ajaches y Famara en Lanzarote (15.5-3.8 Ma) y los de Roque del Conde al sur, Teno al NW, y Anaga al NE, en Tenerife (11.6-3.6 Ma) (Ancochea et al., 1990).

En el Plio-Pleistoceno y después de un periodo de calma eruptiva, la actividad continúa, en Lanzarote, con la formación de múltiples erupciones basálticas fisurales, con un máximo en el Pleistoceno Inferior (Ancochea et al., 1996). En Tenerife, el volcanismo fonolítico central que dio lugar a la formación de los conjuntos de Cañadas (profundamente afectado por

procesos de colapso) y del Teide (que prolonga su actividad hasta tiempos históricos) coexiste con la actividad de las dorsales NO y NE, y con la formación de múltiples edificios monogenéticos basálticos distribuidos por toda la isla.

ANTECEDENTES

Los trabajos sobre deformación frágil en Canarias quedan fundamentalmente ligados al estudio de diques. En general son escasos pudiendo citar, entre otros, los estudios en La Palma y Fuerteventura (Fernández et al., 2006), los trabajos de Galindo (2005) en Tenerife o Marinoni y Gudmundsson (2000) que realizan un estudio de paleoesfuerzos en los Macizos antiguos de Anaga y Teno en el que además de diques utilizan fallas con estría. Estos autores ponen de manifiesto la necesidad de realizar este tipo de estudios en el archipiélago para tener una mejor comprensión de la estructura de las islas.

METODOLOGÍA

Mediante el análisis mecánico de fallas con estría se puede obtener el campo de deformación en un área o región geográfica. Los métodos de análisis poblacional de fallas utilizados en este trabajo son los siguientes:

- Método de los Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977) (geométrico-cinemático).

- Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988).

El método base sobre el que se ha trabajado es el Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988), por su clara representación gráfica y por tratarse de un método directo. Esto permite separar subpoblaciones de fallas compatibles con diferentes direcciones de máximo acortamiento en la horizontal (D_{ey}). Se pueden deducir también los sentidos de movimiento en las fallas en las que no se hayan podido observar en el campo (De Vicente, 1988; Capote et al., 1991). Este método establece una serie de ecuaciones que permiten calcular la forma del elipsoide de deformación K´:

$$K' = e_y/e_z$$

Donde e_z es el eje de deformación dispuesto siempre en la vertical y e_y es el eje de máximo acortamiento en la horizontal.

El Método de los Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977), se ha utilizado en todas las estaciones y, especialmente, para determinar la orientación de direcciones de D_{ey} en subpoblaciones. Estas subpoblaciones se obtienen al dividir, por el Modelo de Deslizamiento, poblaciones de estaciones polifásicas. El Modelo de Diedros Rectos, como está definido, no permite solucionar el problema de eliminar fallas pertenecientes a diferentes etapas de deformación. Por tanto, se ha utilizado en estaciones monofásicas, y en polifásicas separadas en subpoblaciones monofásicas.

FIGURA. 2: Estrías en plano de falla normal, desarrollada sobre un dique sienítico (San Miguel de Abona, Tenerife).

Para el APF es necesario contar con el par datos plano de falla – estría (Fig. 2), en la actualidad se han medido 444 fallas en Tenerife (en 38 estaciones) y 188 en Lanzarote (en 20 estaciones) (Fig. 3).

Una vez realizado el análisis poblacional de fallas y calculado el tensor de deformación para cada estación de medida, se pasará a la elaboración de mapas de trayectorias de deformación para cada campo deducido. La distribución espacial de K´ va a dar idea de la caracterización espacial de la deformación frágil en cada una de las islas estudiadas. Con el K´ se pueden

FIGURA. 3: Estación de medida de fallas normales en la Montaña de los Dolores (Pleistoceno) (Mancha Blanca, Lanzarote).

clasificar las fallas en función de la forma de su elipsoide de deformación (Fig. 4), lo cual se ha utilizado para la cartografía espacial de las áreas caracterizadas por un determinado tensor de deformación (Figs. 5 y 6). Estos datos, junto con la geometría de las fallas indicarán qué fallas son compatibles o no con las trayectorias de deformación que también se han calculado. Para el cálculo de las trayectorias de deformación se ha utilizado el método de interpolación de tensores locales desarrollado por Lee y Angelier (1994) en su programa TRAJECT. Así, se ha podido determinar la evolución del campo de deformación regional que ha estructurado la zona

durante el Mioceno superior-Cuaternario. De esta manera, se obtienen las características locales (estación a estación) y regionales del campo de esfuerzos al realizar la interpolación de los tensores locales. Estos métodos han sido ampliamente utilizados en diferentes áreas del mundo para el cálculo del tensor de deformación (Olaiz et al., 2009).

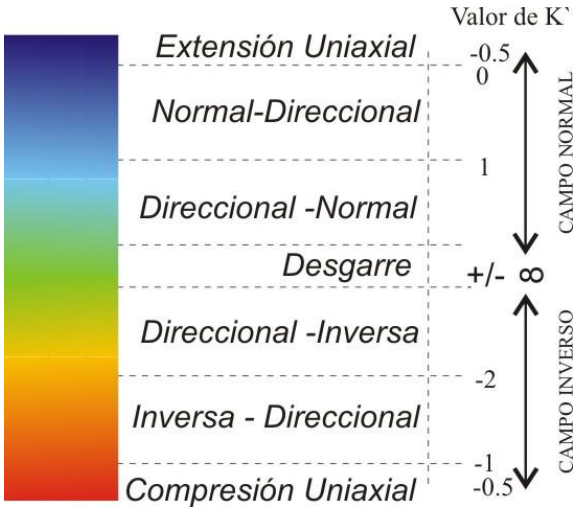


FIGURA. 4: Clasificación de fallas según el Modelo de Deslizamiento. La escala de colores para K´ es la que se ha utilizado para las figuras 5 y 6.

DISCUSIÓN

Una vez analizados los datos mediante los métodos de APF se han obtenido las direcciones de D_{ey} para cada estación, habiendo diferenciado para su representación las que corresponden a una componente principalmente inversa, normal y en dirección o desgarres (Fig. 4). En la mayoría de las estaciones de medida analizadas se observan dos campos de deformación superpuestos, que muestran una dirección de D_{ey} perpendicular entre sí, uno de dirección media NO-SE y otro NE-SO (Figs. 5 y 6). Si se tiene en cuenta la dirección de apertura de la Dorsal Centroatlántica el campo NO-SE quedaría influenciado por esta apertura, por lo que lo hemos denominado Campo Atlántico, mientras que el NE-SO se ha denominado Campo Local. Las fallas se han separado en subpoblaciones en función de si su orientación de ey pertenecía a una orientación media del Campo Atlántico o Local, siguiendo la metodología propuesta por De Vicente (1988).

En el caso de Lanzarote el Campo Atlántico queda peor definido que el Campo Local, con 7 estaciones con esta orientación media (Fig. 5A). La distribución del K´ en la isla es fundamentalmente de carácter extensivo, con una zona compresiva en el S-SO. Esta zona S correspondería con macizos antiguos y con la zona de playas levantadas en esta zona de la isla. Sin embargo, el Campo Local tiene más puntos repartidos en la superficie de la isla, estando presente en 16 estaciones (Fig. 5B). Las trayectorias de deformación de este Campo Local muestran una traza sigmoidal,

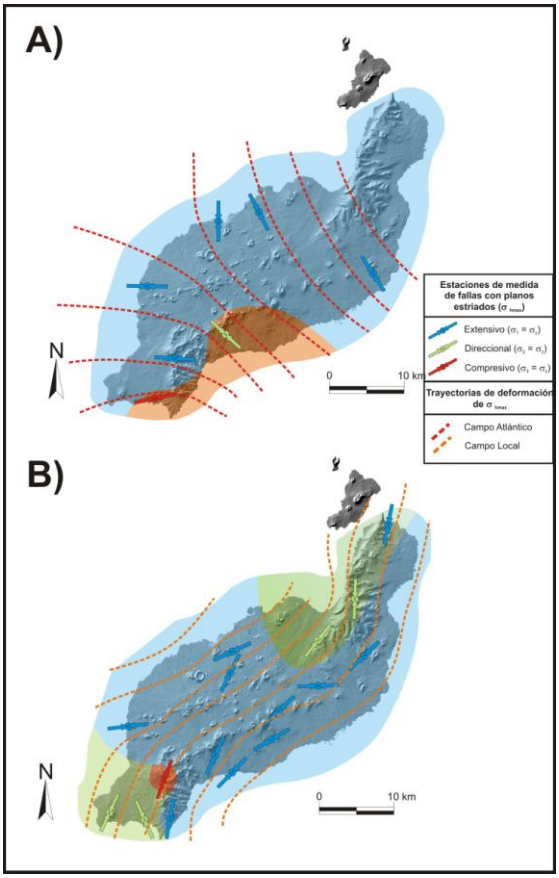


FIGURA. 5: Estaciones de medida de APF y resultados preliminares para la isla de Lanzarote de las direcciones de D_{ey} y trayectorias de deformación obtenidas: A) Campo Atlántico y B) Campo Local. Los colores del mapa corresponden al valor de K´ (ver fig. 4).

tendiendo a ser N-S en los macizos antiguos, situados en los extremos norte y sur de la isla, y NE-SO en las zonas centrales, caracterizadas por un volcanismo Plio-Pleistoceno e Histórico. En esta zona central el tensor de deformación tiende a ser fundamentalmente extensivo pasando a direccional en la zona norte al llegar a los macizos antiguos (Fig. 5B).

Para Tenerife se obtiene un resultado muy similar (Fig. 6), aunque en este caso ambos campos de deformación quedan bien definidos por un número significativo de estaciones. El trabajo de Marinoni y Gudmundsson (2000) también indica la presencia de estos dos campos de deformación, tanto para el Macizo de Anaga (en el NE), como el de Teno (en el NO). El Campo Atlántico presenta una dirección media NO-SE al igual que en Lanzarote, sin tener distorsiones importantes (Fig. 6A). En este caso la distribución de las zonas sometidas a compresión son mayores y se encuentran en el centro de la isla y la zona oeste, con una pequeña área en el macizo de Anaga (NE). El resto de la isla está sometida a extensión para este campo, a excepción de la zona SE, en la que predominan los tensores direccionales. Las estaciones que se han medido en el material deslizado del macro-deslizamiento de Abona, en la parte centro-meridional de la isla, no tienen peso en el cálculo de las

trayectorias de deformación. Se han incluido por presentar coherencia con el resto de estaciones sin que se haya podido discriminar por el momento si son consecuencia del propio deslizamiento o son fracturas posteriores a dicho evento. El Campo Local también tiene una distribución sigmoidal, como en Lanzarote, de dirección NE-SO en la zona noreste, oeste y sur, tendiendo a ser E-O en la zona central de la isla. Las zonas sometidas a compresión se concentran en el Macizo de Anaga exclusivamente. Para este Campo Local, predominan las zonas en extensión para dos terceras partes de la zona NE de la isla y el macizo antiguo del Roque del Conde. El resto, el tercio SO, correspondería a zonas dominadas por los tensores de desgarre (Fig. 6B).

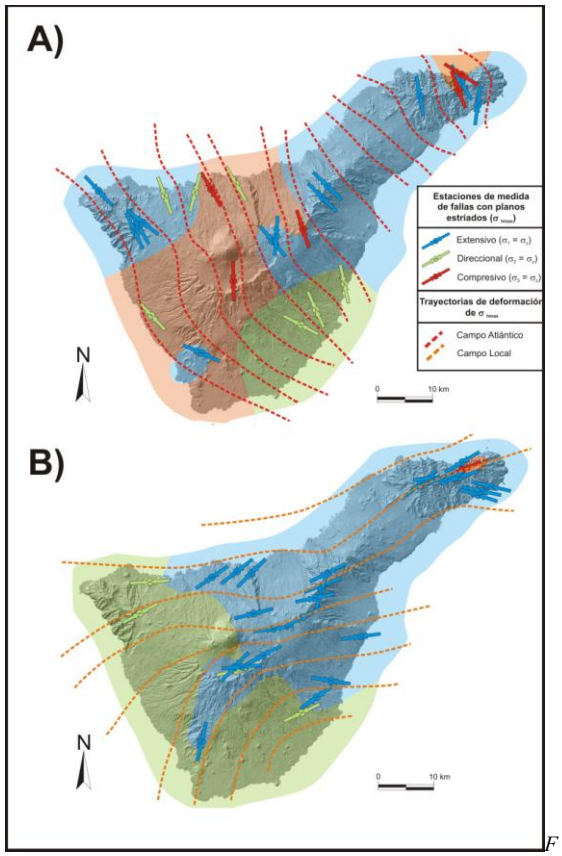


FIGURA. 6: Estaciones de medida de APF y resultados preliminares para la isla de Tenerife de las direcciones de D_{ey} y trayectorias de deformación obtenidas: A) Campo Atlántico y B) Campo Local. Los colores del mapa corresponden al valor de K´ (ver fig.4).

Estos son resultados preliminares de los datos tomados hasta el momento. Con esta información podemos inferir que ambos campos han coexistido desde el inicio del volcanismo que generó el archipiélago de Canarias, ya que las dos poblaciones de datos se observan desde materiales pertenecientes a los macizos antiguos hasta en los materiales más modernos. El Campo Atlántico estaría ligado a la apertura de la dorsal y al arrastre de la corteza oceánica, mientras que el local estaría condicionado por las grandes líneas de debilidad de dirección NE-SO generadas por la apertura de la dorsal en la corteza oceánica. Su disposición sigmoidal correspondería al giro sufrido por el archipiélago desde su origen hasta la actualidad al irse desplazando por la apertura del Atlántico y girando con respecto al polo euleriano situado al N.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto VOLTEC-3T del Organismo Autónomo de Parques Nacionales (MAGRAMA) (Ref. 569/2012). A las revisiones realizadas por S. Llana-Fúnez

REFERENCIAS

Ancochea, E., Fúster, J., Ibarrola, E., Cendreros, A., Coello, J., Hernan, F., Cantagrel, M., y Jamond, C. (1990): Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44: 231–249.

Angelier, J. y Mechler, P. (1977): Sur une metode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droites. *Bull. Soc. Geol. France*, 7: 1309-1318.

Capote, R., De Vicente, G. y González-Casado, J.M. (1991): An application of the slip model of brittle deformations to focal mechanism analysis in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics*, 191: 399-409.

De Vicente, G. (1988): *Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica.* Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, Publ. Univ. Compl. Madrid, Madrid: 317 p.

Fernández, C.; Casillas, R.; García Navarro, E.; Gutiérrez, M.; Camacho, M. A. y Ahijado, A. (2006): Miocene rifting of Fuerteventura (Canary Islands), *Tectonics*, 25: TC6005, doi:10.1029/2005TC001941.

Galindo, I. (2005): *Estructura volcano-tectónica y emisión difusa de gases de Tenerife (Islas Canarias).* Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 350 p.

Lee, J.C. y Angelier, J. (1994): Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the "lissage" program. *Computers and Geosciences*, 20 (2): 161-191.

Marinoni, L.B. y Gudmundsson, A. (2000): Dykes, faults and palaeostresses in the Teno and Anaga massifs of Tenerife (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103: 83-103.

Olaiz, A.J., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Vegas, R. y Cloetingh, S. (2009): European continuous active tectonic strain–stress map. *Tectonophysics*, 474: 33-40.

Pegoraro, O. (1972): *Applicattion de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse IIIème cycle, U.S.T.L. Montpellier: 41 p.

Formación e inversión de cuencas sinclinales con sal pre-cinemática. Resultados experimentales aplicados a la Cuenca de las Columbrets (Mediterráneo Occidental)

Formation and inversion of extensional syncline basins with pre-kinematic salt. Experimental results and application to the Columbrets Basin (Western Mediterranean)

M. Roma[1], E. Roca[1], O. Ferrer[1], O. Pla[1] y M. Butillé[1].

1 Institut de Recerca GEOMODELS – Grup de Geodinàmica i Anàlisis de Conques. Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona (UB), C/ Martí i Franqués s/n, 08028, Barcelona. mariaroma@ub.edu

Resumen: La extensión Jurásico – Cretácico Inferior que tuvo lugar en Europa y en el Atlántico Norte dio lugar a la formación de varios sistemas de rift. Asociados a estos y a la presencia de evaporitas en la parte basal de su relleno sedimentario,es común el desarrollo de cuencas sinclinales en el bloque superior de las fallas principales. Posteriormente, algunas de estas cuencas fueron parcialmente invertidas e incorporadas a cinturones de pliegues y cabalgamientos durante el Cretácico tardío y Cenozoico. A partir de una aproximación experimental basada en modelos analógicos y utilizando la Cuenca de las Columbres como análogo natural, el objetivo de esta investigación es doble: 1) determinar el papel que juega la sal en el desarrollo de esta cuenca sinclinal, y 2) caracterizar la posterior inversión de esta cuenca sinclinal considerando diferentes espesores del nivel salino.

Palabras clave: Cuencas sinclinales, extensión, inversión, modelos analógicos, Cuenca de las Columbrets.

Abstract: *The widespread extensional deformation that took place during Jurassic to Cretaceous times in the Western Europe and the North-Atlantic resulted in the formation of several rift systems. Associated with them and related to the presence of evaporites on the lower part of their sedimentary infill, is usual the development of synclinal basins in the hangingwall of the major faults. Later on, some of these basins were partially inverted and often incorporated into thrust-and-fold belts during late Cretaceous – Cenozoic times. Based on analogue models and using the Columbrets Basin as a case study, the objective of this research is twofold: 1) to determine the role of a pre-kinematic salt layer in the development of these synclinal basin; and 2) to characterize the subsequent basin inversion considering different salt thicknesses.*

Key words: *Syncline basin, extension, inversion, analogue models, Columbrets Basin.*

INTRODUCCIÓN

En los sistemas de rift de Europa Occidental y del Atlántico Norte es común la presencia deamplias cuencas sinclinalescomo resultado del periodo extensivo que tuvo lugar entre el Jurásico tardío y el Cretácico Inferior.Estas cuencas suelen presentarun nivel salino sin- opre-rift (sal Pérmica, facies Zechtein osal Triásica Superior, facies Keuper)cerca de la base del relleno sin-rift (Ziegler, 1988; Clark et al., 1998). Posteriormente a su formación algunas de estas cuencas sinclinales fueron afectadas por un episodio de deformación contractiva durante la orogenia Alpina (Cretácico Superior–Cenozoico) provocando su inversión en diferentes grados (ej. cuencas del *Mid-PolishTrough*, *BroadFourteens*, Parentis o de las Columbrets) e incluso en algunos casos, como por ejemplo en las cuencas de Organyà y Cameros, que fueron incorporadasa un cinturón de pliegues y cabalgamientos.

Actualmente los datos sísmicos y de campo, permiten precisar la geometría de la mayor parte de estas cuencas sinclinales, pero no la de las fallas extensionales o zonas de cizalla que las originaron. En la literatura, la forma y la cinemática de las fallas extensivas se ha establecido usando la geometría de los materiales pre- y sin-cinemáticos más superficiales asumiendo un completo acoplamiento entre basamento y cobertera (Tankard yWelsink, 1989). Sin embargo existen pocas interpretaciones que consideren el papel que juega un nivel salino profundo desacoplando la deformación entre basamento y cobertera. Esto contrasta con los datos de las cuencas sinclinales comentadas previamente que muestran que la sal actúa como un nivel dedesacople efectivogenerando dos dominios estructurales claramente diferenciados: uno de piel gruesa que involucra al basamento y otro de piel fina involucrando la cobertera (Soto et al., 2007; Ferrer etal., 2016).

Este trabajo pretende descifrar el papel que desempeña la sal pre-cinemática en el desarrollo

einversión de un sinclinal generado por una falla extensiva de bajo ángulo formada por tres paneles que generan un pliegue de falla superior cóncavo y uno inferior convexo.

Para lograr estos objetivos, y utilizando la Cuenca de las Columbrets (Mediterráneo Occidental) como análogo natural, se ha diseñado un programa experimental de modelos de arena considerado diferentes espesores de silicona (material análogo de la sal en la naturaleza), dejando fija tanto lageometría de la falla de basamento como la cantidad y velocidad de extensióneinversión.

LA CUENCA DE LAS COLUMBRETS

La Cuenca de las Columbrets se encuentra en la parte suroeste del Surco de Valencia en el Mediterráneo Occidental, y es una Cuenca intra-continental desarrollada durante el Mesozoico, en el margen noroeste del Tethys (Fig. 1). Está formada por un relleno sedimentario de más de 8.5 km de potencia, de edades comprendidas entre elTriásico Superior y el CretácicoSuperior (Roca, 2001). La parte inferior del relleno sedimentario yace sobre una corteza muy delgada (menos de 4 km de espesor).

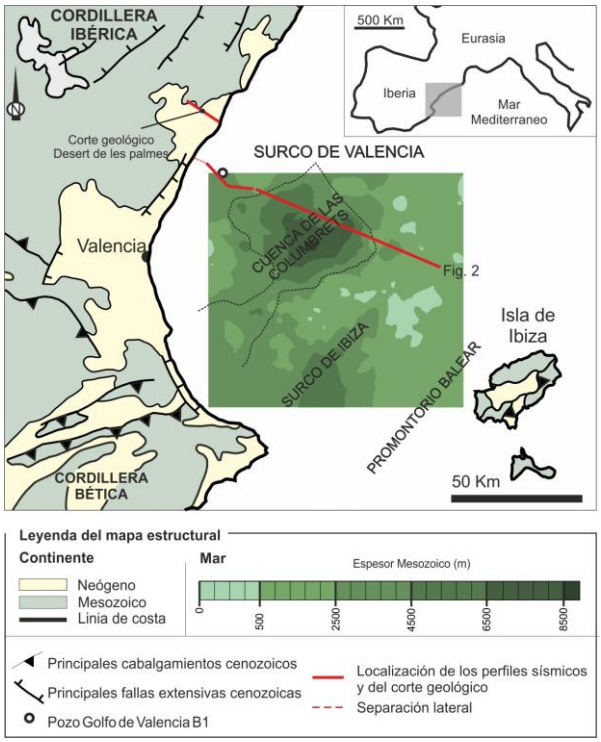


FIGURA 1. Mapa estructural del suroeste del Surco de Valencia y de sus alrededores. La posición de la Cuenca de las Columbrets aparece resaltada por el mapa de espesores de la sucesión mesozoica (modificado de Roca, 2001).

La Cuenca de las Columbrets describe un amplio sinclinal afectado por fallas extensivas y contractivas (Fig. 2), despegadas a techo de las evaporitastriásicas que actúan como un nivel de desacoplamiento regional entre el basamento y la cobertera sedimentaria. El grosor de este nivel es variable a lo largo de la cuenca. Así, bajo el sinclinal seencuentra muy delgado llegando a desarrollar soldaduras primarias, pero también se encuentra engrosado a lo largo de los márgenes del sinclinal donde se desarrollan diapiros y paredes salinas. Por debajo del sinclinal, la parte superior del basamento y las rocas de edad Pérmico-Triásico Inferior que lo recubren, definen la misma geometría sinclinal, pero estás están afectadas por un sistema de fallas extensivas de piel gruesa. Estas fallas no atraviesan el nivel de sal Triásica, excepto en el margen noroccidental de la cuenca, concretamente en el área del Desert de les Palmes (Fig. 2).El desarrollo del sinclinal de la Cuenca de las Columbrets, se puede relacionar con una zona de cizalla o una falla extensiva intra-basamento de bajo ángulo con cambios de buzamiento y dirigida hacia el sureste. Esta falla muestra un desplazamiento de unos 80 km (Fig. 2).

La presencia de una discordancia erosiva pre-Mioceno Medio en la parte superior de la cuenca, así como algunos cabalgamientos presentes en los márgenes de la cuenca que afectan al Paleógeno y a los materiales del Mioceno Inferior, denotan que la cuenca sufrióinversióntectónica durante el Paleógeno hasta el Mioceno temprano.

PROGRAMA EXPERIMENTAL

Se realizaron 7modelos de arena (Tabla. I) que se llevaron a cabo en una caja de deformación de 85 cm de largo, 50 cm de ancho y 12 cm de alto. Dos cristales laterales y dos paredes de metal al extremo del modelo, ortogonales a los cristales, hacen que el experimento sea un sistema cerrado. Los cristales y una de las paredes se mantuvieron fijas durante el experimento, mientras que la otra pared se movía mediante un servomotor a una velocidad constante de 4 mm/hora tanto para la extensión como la inversión (Fig. 3). La geometría de la falla principal se reproduce mediante un bloque de madera rígido e incluye un rampa superior de 30 cm de largo con un buzamiento de 5º y una rampa inferior de 20 cm de longitud con un buzamiento de 20º (Fig. 3). La placa basal de la mesa de modelización reproduce el tercer panel horizontal de la falla principal.

Como materiales análogos se utilizó, arena de sílice seca, con un ángulo de fricción interna de 34º, una densidad de 1500 kg/m^3, una cohesión de 60 Pa, y un tamaño de grano medio de 213 micras, el cual es un material excelente para simular las rocas frágiles de la corteza superior. Por otro lado, se utilizó un polímero de silicona con un comportamiento de fluido Newtoniano (PDMS - Rhodosil GUM de Bluestar Silicones) con una densidad de 972 kg/m^3, una viscosidad de $1.18 \cdot 10^4$Pa·s, calculada a 20ºC, para simular la sal dúctil (Weijermars, 1986). Los modelos que se presentan están escalados con un factor de proporción para la longitud de 10^{-5} (1cm en el

laboratorio representa 1km en la natura).El relleno del bloque superior es el que se muestra en la Fig. 3, con 10,7cm de columna pre-cinemática, formada por capas de arena blanca y coloreada de 3mm de espesor cada una. Cubriendo este paquete pre-cinemáticoy dependiendo del experimento, se depositaron 0.5cmde un nivel de arena verde para los experimentos 1 y 2. En los experimentos 3 y 4 se substituyó este nivel verde por un nivel de 0,5 cm de silicona y 1cm de silicona en los experimentos 5 y 6. Finalmente, en todos ellos se depositaron 3 niveles de arena de 3 mm de espesor que representan la cobertera. Por regla general se aplicaron 20 cm de extensión (excepto en el experimento 7 que fueron 10cm), y se sedimentócada 1cm de extensión (2h50') rellenado solamente las zonas con subsidencia (sin subir el nivel regional) e erosionando los levantamientos provocados por las inflaciones del polímero. Finalmente se aplicaron 9cm de inversión, sin sedimentación sin-tectónica.

Experimento	Espesor de silicona (cm)	Cantidad de inversión (cm)
1	-	-
2	-	9
3	0.5	-
4	0.5	9
5	1	-
6	1	9
7	0.5	-

TABLA I: *Tabla resumen de las principales características del programa experimental*.

RESULTADOS

Los resultados experimentales muestran que durante la extensión de los modelos con silicona, los sedimentos sin-cinemáticos describen una geometría sinclinal asociada a la rampa de la falla (Fig. 4A y C).

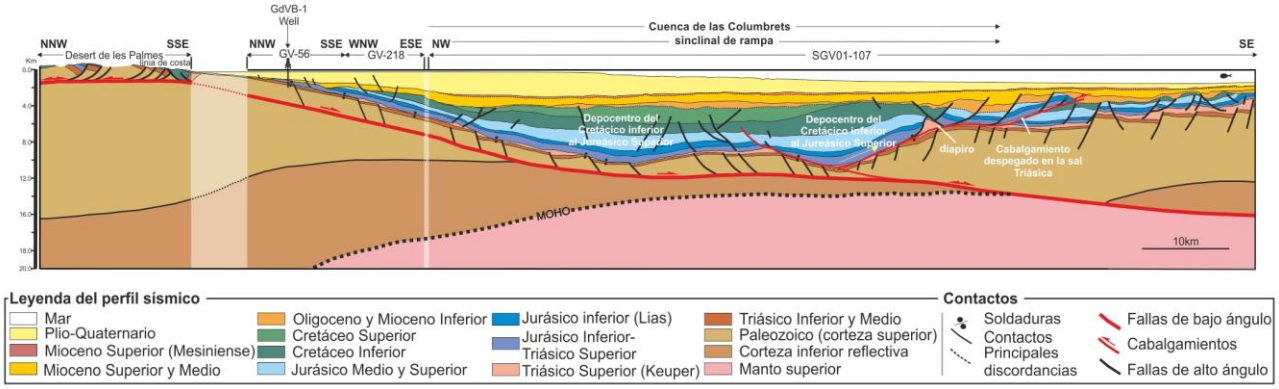


FIGURA 2. Corte geológico regional a través de la Cuenca de las Columbrets. Compuesto por un corte estructural en continente (área del Desert de les Palmes, basado en Roca et al., 1994), y tres perfiles sísmicos utilizados para definir la estructura en mar.

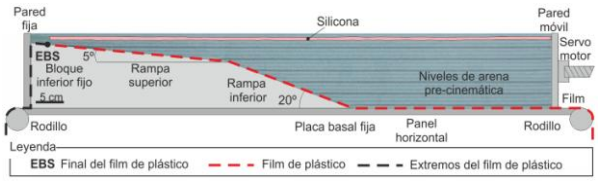


FIGURA 3. Esquema conceptual del aparatoexperimental utilizado, así como los materiales análogos.

Como estructura secundaria, relacionada con el límite del film de plástico (EBS en Fig. 3), se genera un semi-graben. La geometría de este sinclinal varía dependiendo de la cantidad de desplazamiento extensivo aplicado y está fuertemente condicionada porel nivel pre-cinemático de silicona, no solo porque se produce una migración de la silicona, así como el desarrollo de estructuras "salinas", sino porque la silicona actúa como un nivel muy efectivo de desacople.Los experimentos muestran que la silicona migra preferentemente hacia el margen del sinclinal asociado al panel con menor buzamiento ya que la unidad sin-cinemática tiene un espesor menor (Fig. 4A y C). Es por este motivo que el desarrollo de las estructuras "salinas"en todos los experimentos es en el margen de la cuenca situado encima del panel horizontal. Por otro lado, a mayor grosor de silicona, más desarrolladas estarán las estructuras "salinas" y estás también se desarrollarán en el otro margen de la cuenca (Fig. 4C).

La reactivación contractiva de la falla principal muestra la formación de una doble cuña cabalgante (inversión del semi-graben) controlada por la terminación frontal del nivel de polímero y por las fallas de colapso de los diapiros pre-existentes en los modelos con mayor espesor de silicona. El transporte pasivo del bloque superior, se pliega formando un anticlinal muy laxo (Fig. 4 B y D).La cantidad de desplazamiento contractivo, determina la geometría resultante del anticlinal, alcanzando su cota máxima (charnela del anticlinal) en el panel de la falla más verticalizado. La inversión de estos sinclinales de rampa, también se caracteriza por la presencia de estructuras contractivas de piel fina (despegadas en la silicona) que se desarrollan cuando el sinclinal se desplaza por encima de este panel intermedio, donde tiene lugar una disminución de la amplitud del pliegue y un acortamiento de las áreas plegadas involucradas.

La comparación entre la Cuenca de las Columbrets y los resultados experimentales muestran claramente que la estructura de esta cuenca es compatible con un sinclinal de rampa invertido que; 1) involucra un nivel de sal dúctil pre-cinemática; 2) se ha desarrollado encima de una falla de bajo ángulo que incluye, al menos, tres paneles, separados por un pliegue de falla superior convexo y uno inferior cóncavo.

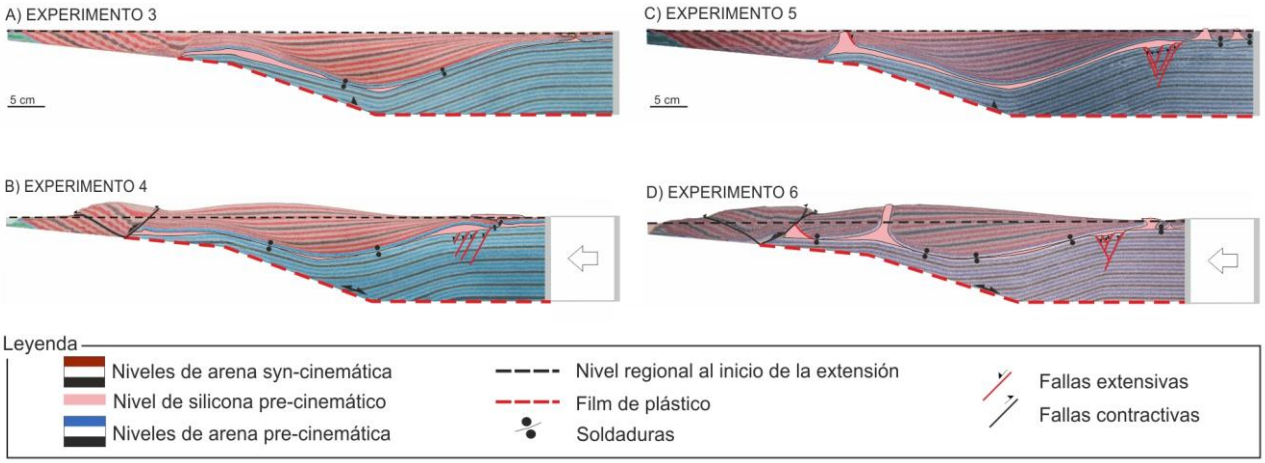


FIGURA 4. Secciones longitudinales de los experimentos 3, 4, 5 y 6; (A) al final de 20 cm de extensión con 0.5cm de silicona, (B) después de 9 cm de inversión, (C) al final de 20 cm de extensión con 1cm de silicona, y (D) después de 9 cm de inversión.

Las estructuras diapíricas están poco desarrolladas al noreste de la Cuenca de las Columbrets (Fig. 2). Aunque, hacia al suroeste estás se desarrollan en los dos márgenes de cuenca, indicando un aumento del espesor de la sal Triásica. En el Desert de les Palmes se desarrolla, coetáneamente a la Cuenca de las Columbrets, un sistema de fallas lístricas despegadas en la corteza superior, sin la presencia de sal Triásica. El desarrollo del semi-graben sería el equivalente a las estructuras observadas en el Desert de les Palmes (Fig. 2).

Los experimentos aportan también un modelo para explicar cómo se produce la inversión de estas cuencas sinclinales, si bien no contemplan la deformación del basamento.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha financiado con el proyecto SALTCRETES (CGL2014-54118-C2-1-R) y el "Grup de Recerca de Geodinàmica i Anàlisi de Conques" (2014SGR-467). El Laboratorio de Modelización Analógica GEOMODELS, es parte de un proyecto de infraestructura científica (UNAB08-4E-006) cofinanciado por el Fondo Europeo de Desarrollo Regional del "Ministerio de Ciencia e Innovación" del gobierno español y por StatOil.

REFERENCIAS

Clark, J.A., Steward, S.A. y Cartwright, J.A.(1998): Evolution of the NW margin of the North Permian Basin, UK North Sea. *Geological Society of London*, 155(4): 663-676.

Ferrer, O., McClay, K. y Sellier, N.C. (2016): Influence of fault geometries and mechanical anisotropies on the growth and inversion of hanging-wall synclinal basins: insights from sandbox models and natural examples. En: The Geometry and Growth of Normal Faults (C. Childs, R.E. Holdsworth, C.A.L. Jackson, T. Manzocchi, J.J. Walsh y G. Yielding eds.). *Geological Society of London*, Special Publications, 439:http://doi.org./10.1144/SP439.8.

Roca, E., Guimerà, J. y Salas, R. (1994): Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geologycal Magazine*, 131(2): 155-168.

Roca, E. (2001): The Northwest Mediterranean Basin (Valencia Trough, Gulf of Lions and Liguro-Provençal basins): structure and geodynamic evolution. En: Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench basins and Passive Margins (P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson y S. Crasquin-Soleaueds). *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*, 186: 671-706.

Soto, R., Casas-Sainz, M y Del Río, P. (2007): Geometry of half-grabens containing a mid level viscous décollement. *Basin Research*, 19: 437-450.

Tankar, A.J. y Welsink, H.J.(1989): Mesozoic extension and styles of basin formation in Atlantic Canada. En: *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Artlantic margins* (A.J. Tankard y Balkwill, H.R. eds.). *AAPG Memoir*, 46: 175-195.

Weijermars, R.(1986): Flow behavior and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophysics*, 123: 325-358.

Ziegler, P.A.(1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *AAPG Memoir*, 43: 164-196.

Nuevas aportaciones sobre la estructura de la terminación occidental del anticlinal de Barbastro-Balaguer

New contributions about the structure of the western end of the Barbastro-Balaguer anticline

P. Santolaria[1,2], P. Calvín[3], R. Soto[2], A.M. Casas[1], A. Luzón[1] y E. Pueyo[2]

1 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza 50009 Zaragoza. psotin@unizar.es , acasas@unizar.es, aluzon@unizar.es
2 Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza 50006 Zaragoza. unaim@igme.es, r.soto@igme.es
3 Dpto. de Física, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Burgos, Avda. Cantabria, s/n 09006 Burgos, Spain. pcalvin@ubu.es

Resumen: En este trabajo se presenta el estudio estructural de la terminación occidental del anticlinal de Barbastro-Balaguer. Con base en una síntesis cartográfica, nuevos datos estructurales, la interpretación de perfiles de sísmica de reflexión y la reinterpretación parcial de varios sondeos profundos de la zona, se han elaborado dos cortes geológicos. Éstos, más un tercer corte de autores previos, permiten describir la estructura de la terminación occidental del anticlinal en tres sectores distintos. En el sector oriental, o de Calasanz, el anticlinal se desdobla en dos ramas, individualizando un sinclinal laxo entre ambas. En el sector central, o del Cinca, el flanco sur del anticlinal lo componen los materiales autóctonos de la Cuenca del Ebro y el flanco norte, la lámina basal de las Sierras Marginales se dispone sobre los yesos de la Fm. Barbastro y sus equivalentes terrígenos laterales. En el sector occidental, o de Bierge, un retrocabalgamiento enraizado en la Fm. Barbastro caracteriza la estructura. A pesar del control estructural, ciertas interpretaciones de la geología en profundidad tendrán que precisarse mediante la aplicación futura de técnicas geofísicas.

Palabras clave: Pliegue de despegue, nivel de despegue, Sierras Marginales, evaporitas.

Abstract: *In this work we present a structural study of the western end of the Barbastro-Balaguer anticline. We elaborated two new cross sections based on a geological map synthesis, new structural data, seismic reflection profiles interpretation and the reinterpretation of well log data. These two cross sections together with an already published one allow to describe the subsurface structure in three different sectors. In the eastern or Calasanz sector, the anticline splays into two branches that individualize a gentle syncline in between. In the central or Cinca sector, the southern flank is composed by Ebro Basin deposits whereas in the northern flank the basal Sierras Marginales thrust sheet lies onto the equivalent terrigenous facies of the Barbastro Fm. In the western or Bierge sector a backthrust rooted on the Barbastro Fm. characterizes the structure. Despite the proper structural control, several interpretations of the subsurface geology can be further constrained by means of the application of different techniques.*

Key words: *Detachment fold, décollement, Marginales Sierras, evaporites.*

INTRODUCCIÓN

El anticlinal de Barbastro-Balaguer (ABB) es la estructura más meridional del Pirineo Central e involucra a las unidades más septentrionales de la Cuenca del Ebro en esta zona (Martínez-Peña y Pocoví, 1988). Las evaporitas eocenas (Fm. Barbastro) que componen su núcleo constituyen parte de un nivel de despegue regional al frente de las Sierras Marginales. Esta zona es clave para estudiar la relación entre el ABB y la transición entre las Sierras Marginales al este y las Sierras Exteriores al oeste. Se analiza la estructura en profundidad de la terminación occidental del ABB mediante tres cortes geológicos compensados. Conocer la estructura en profundidad es esencial para estudiar la geometría y cinemática del frente surpirenaico en esta zona y además, supone el punto de partida para la aplicación futura de métodos geofísicos (p.e., gravimetría o paleomagnetismo).

Se presentan dos nuevos cortes geológicos (CSab1, CSab2) que atraviesan el ABB por el sector de Bierge (sector occidental) y del Cinca (sector central), y se analizan conjuntamente con un corte previo (sector oriental) (CSab3, Senz y Zamorano, 1992).

CORTES GEOLÓGICOS

La elaboración de los cortes se ha realizado con base en la síntesis de diversas cartografías geológicas (Martínez-Peña y Pocoví, 1998; Senz y Zamorano, 1992; Luzón, 2001; Rodríguez-Pintó, 2013), la interpretación de siete perfiles de sísmica de reflexión y tres sondeos profundos (Ebro-3, Huesca-1 y Monzón-1). Los datos disponibles del subsuelo, si bien no son de gran calidad, son claves a la hora de dilucidar la estructura en profundidad al norte del ABB, dada la extensa cobertera de molasas de la Fm. Sariñena que fosiliza las estructuras infrayacentes. La conversión de tiempos a profundidades se ha realizado con base en

los modelos de velocidad elaborados a partir de *logs* sónicos de los sondeos Ebro-3 y Huesca-1. Uno de los puntos novedosos es la reinterpretación parcial de las edades de los materiales de estos dos sondeos (ver discusión). La base del sondeo Ebro-3 corta una secuencia terrígena de casi 800 metros atribuida a las facies Garumn que en este trabajo se ha interpretado como depósitos terrígenos equivalentes laterales de la Fm. Barbastro hacia el Norte. Los materiales del sondeo Huesca-1 sobre el Paleozoico, interpretados como Cretácico superior previamente, se han reinterpretado como Cretácico-Paleoceno en facies Garumn, y las calizas que aparecen por encima como Ilerdiense. Por último, los materiales etiquetados como Eoceno por encima de las calizas anteriores se atribuyen, en este trabajo, a los materiales terrígenos equivalentes a la Fm. Barbastro antes mencionados.

ESTRATIGRAFÍA

En este apartado se describen únicamente los materiales a los que afecta el ABB. Sobre un nivel de margas del Eoceno superior, se apoyan los materiales de la Fm. Barbastro, de edad Priaboniense superior-Oligoceno (Martínez-Peña y Pocoví, 1988; Senz y Zamorano, 1992), constituida mayoritariamente por yeso blanquecino con intercalaciones de lutitas y pasadas de areniscas, margas y muy localmente de calizas; estos materiales representan un lago salino efímero. La parte inferior de los yesos pasa gradualmente hacia el Norte a lutitas, areniscas y carbonatos, con intercalaciones de los propios yesos, de origen fluvio-lacustre, pertenecientes a la Fm. Salinar. La parte superior de los yesos en la misma zona representa un cambio lateral de la Fm. Peralta constituida por conglomerados calcáreos, areniscas y lutitas de origen aluvial. En superficie, estos cambios laterales tan solo se observan en el sector de Calasanz y en profundidad se reconocen en los sondeos reinterpretados Ebro-3 y Huesca-1. Por encima de estos materiales una barra carbonatada marca el límite entre las formaciones anteriores y las lutitas con paleocanales de conglomerados y areniscas de la Fm. Peraltilla, del Rupeliense, sobre la cual se apoya la Fm. Sariñena, del Chatiense-Aquitaniense, (Luzón, 2001) que presenta una asociación litológica similar y cuyo límite con la formación anterior viene marcado por una ruptura sedimentaria.

CARTOGRAFÍA

La variabilidad lateral en términos estructurales en la zona estudiada es patente en la cartografía. En el sector más occidental (sector de Bierge), las capas de las Fm. Peraltilla presentan un buzamiento constante de entre 45° y 60° en el flanco sur del anticlinal, con la excepción de la existencia de un pequeño repliegue. Hacia el Sur, la Fm. Sariñena se apoya concordantemente sobre la Fm. Peraltilla y sus capas van perdiendo buzamiento progresivamente hasta que se disponen horizontales. Sin embargo, en el flanco norte y hacia el Oeste, los materiales de la Fm. Sariñena cubren discordantemente la Fm. Peraltilla y hacia el Este la Fm. Sariñena es retrocabalgada

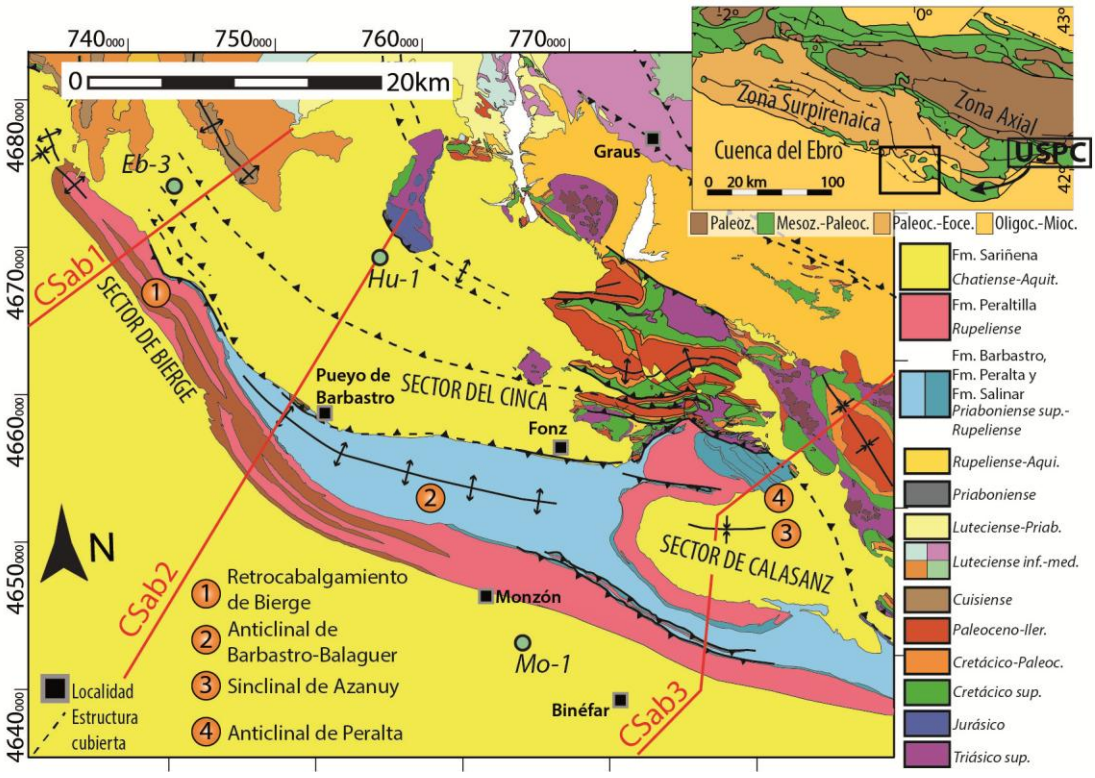


FIGURA 1. *Cartografía geológica y estructural de la zona de estudio (y su situación arriba-derecha).*

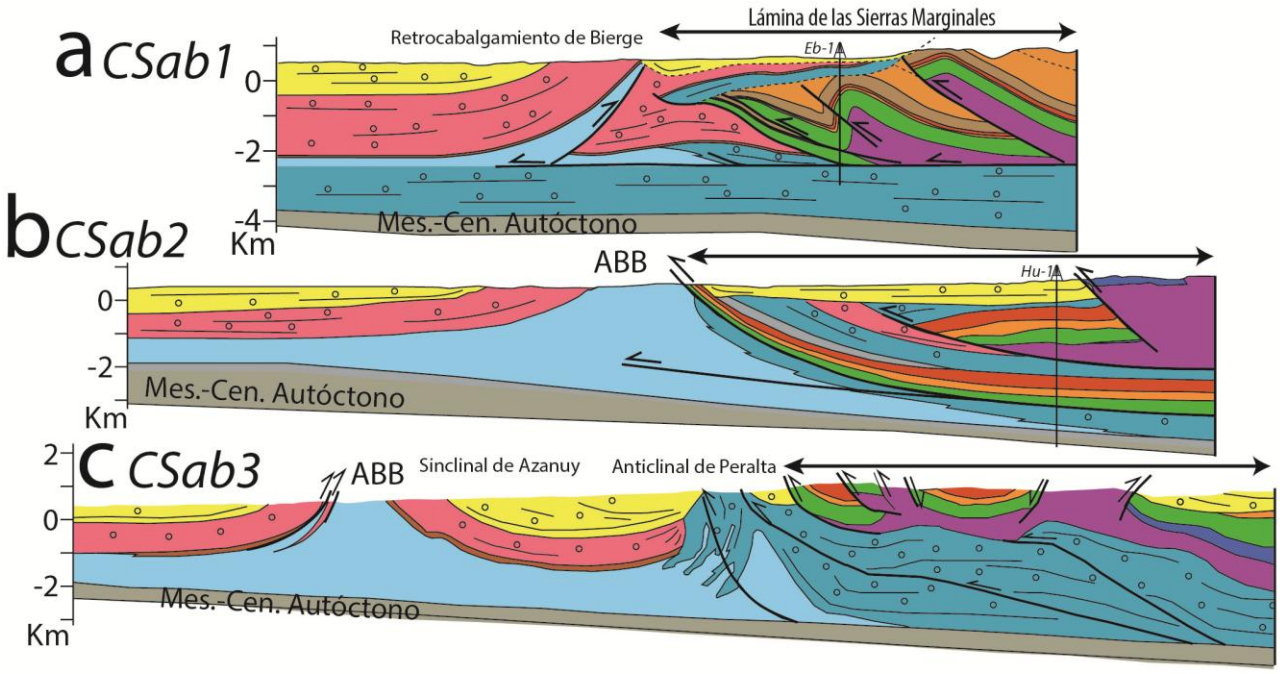


FIGURA 2. *Cortes geológicos: sector occidental (a, CSab1), central (b, CSab2) y oriental (c, CSab3, modificado de Senz y Zamorano, 1992)*

por los materiales de la Fm. Peraltilla. Hacia el cierre periclinal del ABB (sector de Bierge), en su extremo más occidental, el tránsito entre las formaciones Peraltilla y Sariñena dibuja una discordancia progresiva cartográfica que pasa a concordancia en el flanco sur (Luzón, 2001). En dicha zona, y adosado al borde de la cuenca, los materiales de la Fm. Peraltilla quedan bajo la Fm. Sariñena que dibuja una serie de pliegues menores (Fig. 1).

Entre el sector de Bierge y el sector del Cinca, la orientación del anticlinal varía de N150E a N120E. En este último las areniscas y lutitas de la Fm. Peraltilla son concordantes en el flanco sur sobre los yesos de la Fm. Barbastro; lo mismo ocurre con la Fm. Sariñena sobre la Peraltilla. Al Norte, el contacto entre la Fm. Barbastro y la Fm. Peraltilla queda cubierto por la Fm. Sariñena que aparece plegada y puntualmente cabalgada por los yesos eocenos en el entorno de Fonz. En contacto directo con los yesos y de forma localizada aflora una serie carbonatada Cretácica-Ilerdiense (afloramiento del Pueyo de Barbastro) que tradicionalmente se ha relacionado con una lámina de cabalgamiento con vergencia sur (Martínez-Peña, 1991). Dentro del núcleo del anticlinal, los niveles de yesos aparecen muy deformados y en general verticalizados. Hacia el Este, la anchura del núcleo del anticlinal aumenta paulatinamente.

En el sector más oriental (sector de Calasanz), el anticlinal se desdobla en dos ramas: un retrocabalgamiento al Norte y el propio anticlinal al Sur. Entre estas dos estructuras los sedimentos de la Fm. Peraltilla y la Fm. Sariñena dibujan un sinclinal laxo, el sinclinal de Azanuy (Senz y Zamorano, 1992). La anchura del ABB puede alcanzar hasta los 13 Km. Al Norte de este sector, los materiales terrígenos de las Fms. Salinar y Peralta, afloran en contacto con el frente de deformación de las Sierras Marginales y se ven afectados por una serie de cabalgamientos menores con vergencia sur. En el flanco sur del anticlinal se reconocen dos estructuras retrocabalgantes que individualizan un estrecho afloramiento de la Fm. Peraltilla.

ESTRUCTURA PROFUNDA

En el sector de Bierge (Fig. 2a), la configuración anticlinal pasa lateralmente hacia el NW a un retrocabalgamiento enraizado en los yesos eocenos, adelgazados con respecto a lo que se observa hacia el Este. El bloque inferior de esta estructura incluye la parte superior de dichos yesos y sus equivalentes laterales (Fm. Barbastro) y la Fm. Peraltilla que aparecen ligeramente deformados y son cabalgados a su vez y desde el Norte por el frente de deformación de las Sierras Marginales. El bloque superior de este cabalgamiento (que constituiría el frente de deformación de la Sierras Marginales, equivalente al afloramiento del Pueyo de Barbastro) lo componen una serie de láminas que presentan una superficie de erosión en su parte superior sobre la cual se depositaron terrígenos equivalentes a la parte superior de la Fm. Barbastro y posiblemente, de la Fm. Peraltilla. La Fm. Sariñena cubre este conjunto y dibuja un sinclinal donde los materiales *onlapan* las calizas lutecienses del anticlinal del Balzes, al Norte, y llegan a verticalizarse hacia el Sur cubriendo la traza del

retrocabalgamiento. En el flanco sur, los materiales de la Fm. Sariñena se disponen concordantes sobre los de la Fm. Peraltilla.

La estructura profunda en el sector del Cinca se reduce al propio anticlinal de Barbastro-Balaguer (Fig. 2b), caracterizado por un flanco sur buzando alrededor de 50° al Sur y un flanco norte compuesto por las unidades terrígenas equivalentes a la Fm. Barbastro, sobre las que cabalga la lámina basal de las Sierras Marginales. Por encima de ésta se apoyan, discordantemente, unidades terrígenas equivalentes a la parte superior de la Fm. Barbastro y, posiblemente, la base de la Fm. Peraltilla. Cubriendo prácticamente todo este conjunto aparecen, discordantes, los materiales de la Fm. Sariñena.

Por último, en el sector de Calasanz, el anticlinal de Peralta aparece como un pliegue apretado con núcleo evaporítico-lutítico inmediatamente al Sur del frente de deformación de las Sierras Marginales que cabalgan el flanco norte de este anticlinal (Fig. 2c, Senz y Zamorano, 1992). Su flanco sur llega incluso a invertirse. El anticlinal de Peralta se asocia a un cabalgamiento que queda fosilizado por la Fm. Sariñena en el flanco norte del sinclinal de Azanuy, localizado al Sur del anterior. Éste se presenta como un pliegue laxo que da paso, hacia el Sur, al propio ABB, cuyo flanco sur presenta una reducida escama de la Fm. Peraltilla en relación a los retrocabalgamientos descritos en la cartografía.

DISCUSIÓN: CUESTIONES ABIERTAS

Los criterios adoptados para reinterpretar el sondeo Ebro-3 son: i) la similitud litológica entre los materiales terrígenos de este sondeo que se atribuyen tradicionalmente a las facies Garumn, y materiales equivalentes a las Fm. Salinar y Peralta así como su posición dentro del autóctono de la Cuenca del Ebro y ii) el drástico aumento de potencia que las facies Garumn presentan en el sondeo (10 veces más de lo que se observa en superficie en la zona de estudio) considerando que la serie se dispone subhorizontalmente como indican los reflectores en la sísmica. Esta reinterpretación elimina la necesidad de interpretar una segunda lámina de cabalgamiento por debajo de la que ya se ha considerado (Millán, 1996). Otra cuestión asociada a este sondeo es la interpretación de los materiales atribuidos al Oligoceno e involucrados en la lámina de las Sierras Marginales por encima del nivel de erosión. Estos pueden corresponder tanto a la Fm. Barbastro en su totalidad o al tránsito entre las Fm. Barbastro y Peraltilla, que estarían separadas por una barra carbonatada que atraviesa dicho sondeo igual que ocurre en el sector occidental (Luzón, 2001).

La disponibilidad de información del subsuelo, además de la geología de la superficie, permite un mayor control de la estructura en profundidad. A pesar de ello, existen una serie de grados de libertad que quedan abiertos a la interpretación. En los perfiles de sísmica de reflexión, la conversión de tiempos a profundidades se ha llevado a cabo con cierta cautela dada la variabilidad litológica que existe en la zona y la diferencia entre los modelos de velocidad derivados de los sondeos Ebro-3 y Huesca-1.

La variación de la estructura y el cambio de orientación en el sector de Bierge pueden tener relación con la transición entre las Sierras Marginales y las Sierras Exteriores cuyo frente queda marcadamente desplazado. Otra posibilidad sería considerar el acuñamiento del nivel de despegue hacia el oeste, hecho que queda patente comparando los cortes CSab2 y CSab3 con el corte CSab1.

La diferencia existente entre la potencia de los yesos eocenos entre los cortes CSab1 y CSab2 radica en la incertidumbre sobre la profundidad y continuidad de los mismos bajo el ABB a partir de la señal sísmica.

Estas incógnitas pueden ser abordadas mediante otras técnicas como la gravimetría y la modelización gravimétrica, perfiles magnetotelúricos y modelización 3D de la estructura.

AGRADECIMIENTOS Trabajo financiado con el Proyecto DR3AM- CGL2014-55118 del MINECO (Proyecto coordinado del proyecto SALTACRES).

REFERENCIAS

Millán, H. (1996). *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento Surpirenaico, Sierras Exteriores aragonesas*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza.

Luzón, A. (2001). Análisis Tectosedimentario de los materiales Terciarios continentales del sector central de la Cuenca del Ebro (provincias de Huesca y Zaragoza.) Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza,

Martínez Peña, B., y Pocoví, A. (1988). El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera Surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geológica Hispánica*, 23, 81-94.

Martínez Peña, M. B. (1991). La estructura del límite occidental de la unidad surpirenáica central. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 380 pp.

Rodríguez-Pintó, A. (2012). *Magnetoestratigrafía del Eoceno inferior y medio en el frente Surpirenaico (Sierras Exteriores): Implicaciones cronoestratigráficas y cinemáticas*. Tesis doctoral, Univ- de Zaragoza.

Senz, J.G. y Zamorano, M. (1992). Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales Occidentales. *Acta Geológica Hispánica*, 27, 1-2, 195-209

WSW-ENE extension in Mallorca, key for integrating the Balearic Promontory in the Miocene tectonic evolution of the western Mediterranean

Extensión WSW-ENE en Mallorca, deformación clave para integrar el Promontorio Balear en la evolución tectónica del Mediterráneo occidental

G. Booth-Rea[1,2], J.M. Azañón[1,2], F.J. Roldán[3], L. Moragues[4], V. Pérez-Peña[1] and RM. Mateos[3]

1 Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Granada 18071
2 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Granada. gbooth@ugr.es
3 Instituto Geológico y Minero de España, Alcázar del Genil, 18006 Granada
4 Societat d´Història Natural de Balears. C/ Margarida Xirgu 16, 07011 Palma

Abstract: Mallorca forms part of the external thrust belt of the Betics. However, presently, it is surrounded by thin crust of the Valencia Trough and the Algero-balearic basin and is disconnected from the Internal Betic domains. The main tectonic structures described in the island correspond to thrusts that structured the Tramuntana and Llevant Serres during the Late Oligocene to Middle Miocene. Meanwhile, normal faults with NW-SE transport determined the development of Serravallian to Tortonian basins. Here we present a preliminary tectonic model for Mallorca after revising the contacts between supposed thrusts in Tramuntana and Serres de Llevant. This analysis shows the existence of important low-angle extensional faults with WSW-ENE transport, older than the high-angle NW-SE directed extensional system. Extensional deformation is more pervasive towards the Serres de Llevant where normal faults represent most of the contacts between units. This extensional gradient is favored by ENE-WSW strike-slip transfer faults, and probably, by the faults that bound the southeastern margin of Mallorca. These faults produced the extensional collapse of Mallorca during the Late Langhian-Serravallian, dismembering the external from the internal zones, which now occupy a more westerly position in the core of the Betics.

Key words: Betics, Mallorca, extension, transfer faults.

Resumen: *Mallorca forma parte de las zonas externas Béticas, sin embargo, se encuentra rodeada de corteza adelgazada del Golfo de Valencia y de la Cuenca Argelino-Balear, desconectada de los dominios Béticos internos. La mayor parte de las fallas descritas en la isla de Mallorca son cabalgamientos que estructuraron las sierras de Tramuntana y de Llevant desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno medio. Mientras que fallas extensionales de alto ángulo con transporte NW-SE han configurado la geometría de cuencas del Serravalliense y Mioceno superior. Aquí presentamos un modelo preliminar para la evolución tectónica de Mallorca después de haber revisado algunos de los contactos entre supuestos cabalgamientos en las sierras de Tramuntana y Llevant. Este análisis muestra la existencia de fallas normales de bajo ángulo con transporte WSW-ENE previas al sistema extensional con transporte NW-SE. La penetratividad de estas estructuras aumenta hacia las Serres de Llevant dónde fallas normales forman la mayor parte de los contactos tectónicos. Este gradiente extensional está compartimentado por fallas transfer de orientación ENE-WSW, y probablemente, por las fallas que configuran el borde SE de la isla. Estas fallas produjeron el colapso extensional WSW-ENE de Mallorca durante el Langhiense superior-Serravalliense, desmembrando las zonas externas de las zonas internas, que actualmente ocupan posiciones más occidentales en el núcleo de las Béticas.*

Palabras clave: *Béticas, Mallorca, extensión, fallas transfer.*

INTRODUCTION

Mallorca represents a key area to understand the tectonic evolution of the western Mediterranean. It has been classically interpreted to form part of the external Betic thrust belt; however it lacks the Internal Betic hinterland backstop region, being surrounded by highly extended domains, including the oceanic Algero-Balearic basin to the southeast (e.g. Sàbat et al., 2011). Most tectonic models explaining the evolution of the western Mediterranean fail to integrate the geology of Mallorca that requires the existence of a backstop domain to the southeast of it during the Burdigalian-Langhian, main period of WNW-directed thrusting in the island (e.g. Gelabert, 1998). Here we propose a preliminary tectonic model for the evolution of Mallorca after revising the contacts between tectonic units in the Serres de Tramuntana and Llevant and evaluating the importance of WSW-ENE directed extension during the Late Langhian-Serravallian.

EXTENSIONAL STRUCTURES IN MALLORCA

A close evaluation of the contacts between thrusted units in the Sierras de Tramuntana and Llevant shows clear extensional deformation (Figs. 1, 2, 3). Two extensional systems have been observed, a younger one formed by high-angle faults with mostly SE-directed hanging-wall transport, and an older system with ENE-WSW directed transport. These data are coincident with paleostress analysis (Céspedes et al., 2001). The older extensional faults are characterized by meter to decametre thick cataclastic shear zones with WSW-ENE slicken lines that cut through the previous contractive structures, like folds and thrusts with WNW-directed transport. These shear zones are frequently tilted by younger faults with the same kinematics, indicating out-of-sequence faulting (Fig. 3C). The shear zones show abundant porphyroclasts from cartographic to outcrop scale within fault breccias with foliated cataclasites and extensional S-C´structures (Fig. 3A-D).

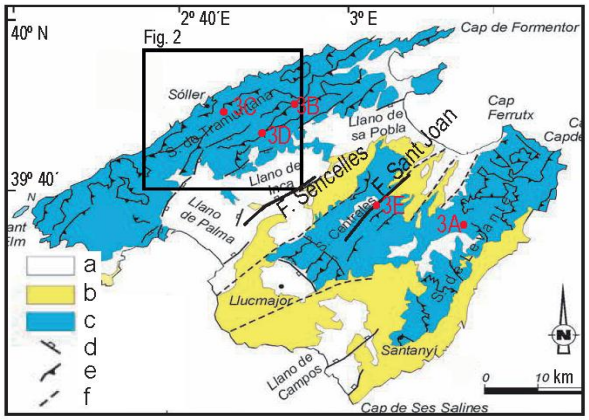


FIGURE 1. *Geological sketch of Mallorca with the location of Fig. 2 and photos in Fig. 3. The Sant Joan and Sencelles transfer faults are shown too: a) Quaternary, b) Late Miocene, c) Mesozoic-Early Miocene, d) normal fault, e) supposed thrust, f) inferred fault Modified from Gelabert, 1998.*

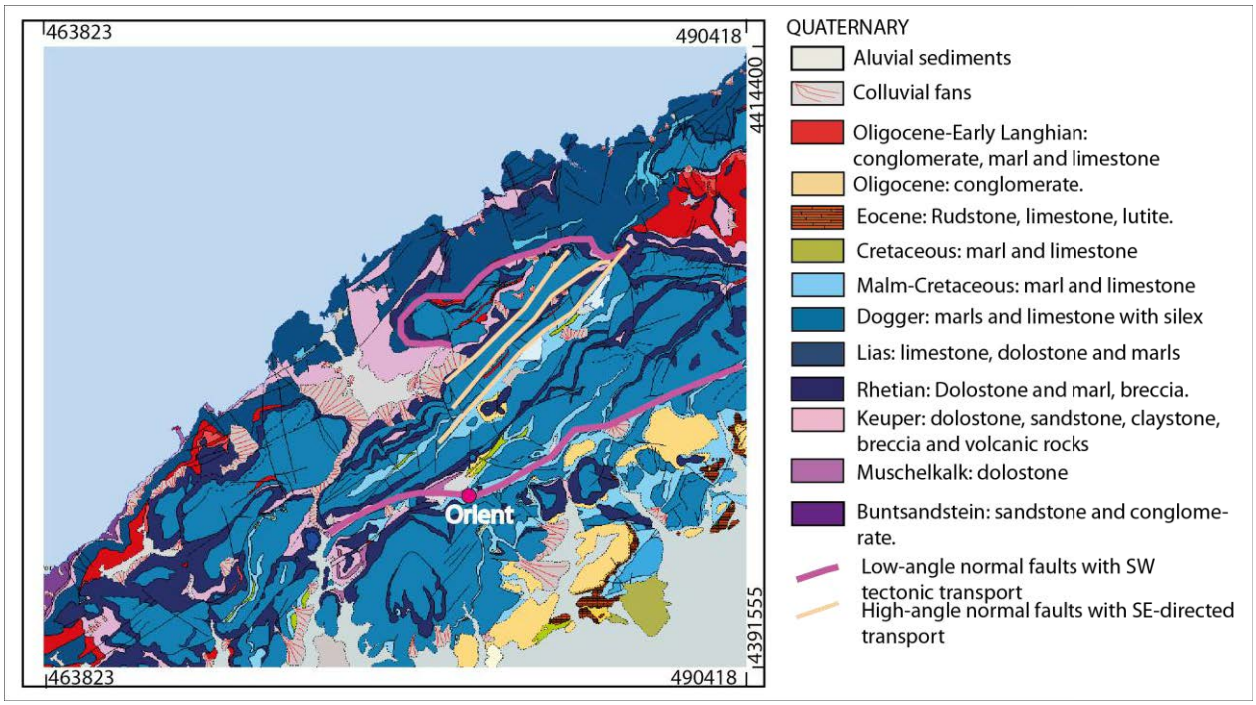


FIGURE 2. *Geological map of the central sector (Sóller) of Serra de Tramuntana showing low-angle normal faults cutting through the nappe stack. See Fig. 1 for the location of this map. Modified from ITGE, 1991.*

At cartographic scale the shear zones cut down into the thrust pile omitting different thrust sheets towards the movement sense. For example, the Orient detachment to the south of Serra de Tramuntana omits up to three thrust sheets in the direction of transport. This structure dips approximately 30º towards the SE and shows tectonic transport towards the SW, thus having dextral transtensive kinematics (See Orient, Fig. 2). The Orient detachment probably roots in a SE-dipping reflector observed in seismic reflection line 10 of G.E.S.A at 1.5 s TWT under the central region of Mallorca (Gelabert, 1998). The extensional detachments show ramp-flat type geometries typical of structures that cut through a heterogeneous rheological pile with alternating carbonate and pelitic rocks, stacked during the previous thrusting stage (Booth-Rea et al., 2004). This results in multiple extensional detachments developed in the most plastic materials,

corresponding to Triassic red-beds and gypsum or Late Jurassic to Cretaceous pelagic series. These ENE-WSW transport faults affect Burdigalian marls and turbidites and are partly sealed by Serravallian-early Tortonian lacustrine sediments.

Strike-slip faults with NE-SW orientation also occur in Mallorca, for example the sinistral Sencelles fault that bounds the south of the Inca basin (Mas-Gornals et al., 2014) or the dextral Sant Joan fault that cuts through the Central ranges of Mallorca (Fig. 1). These faults show the same orientation but contrary kinematics and bound sharply several basins and the borders of the Alcùdia and Palma bays in Mallorca. This is manifested by the isopachs of Late Miocene to Quaternary materials of the island (e.g. Sabat et al., 2011), indicating that these strike-slip faults have continued their activity during the Late Miocene and Pliocene.

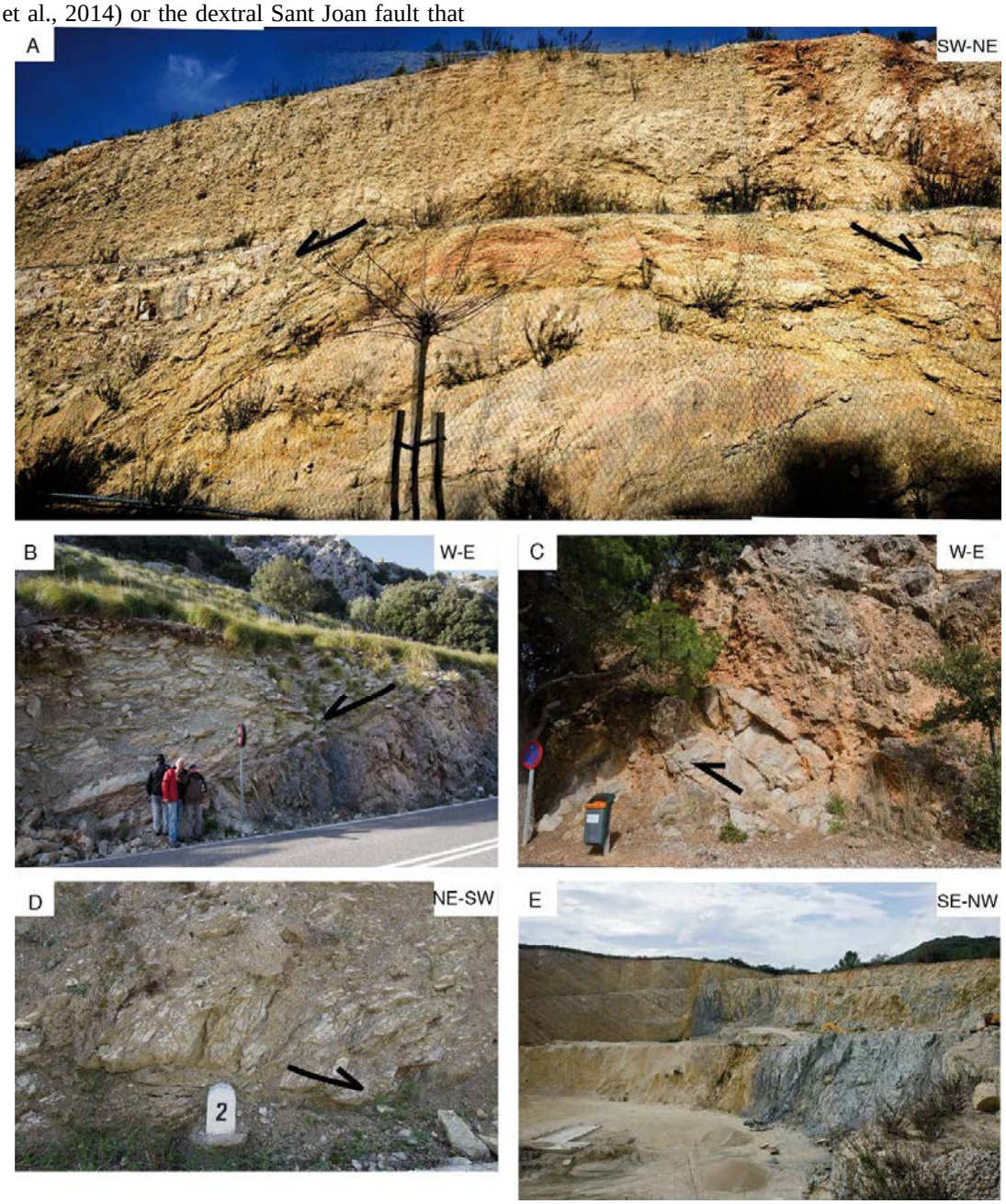


FIGURE 3. *Outcrop photographs of extensional structures in Mallorca, located in Figure 1. A) Low-angle extensional deformation in Serres de Llevant, near Manacor, showing cataclasis and faults with both NE and SW tectonic transport. B) SW-directed low-angle fault affecting upper Jurassic pelagic sediments. C) Tilted breccias at the base of an extensional detachment near the locality of Sóller. Slicken lines in these fault rocks indicate westward tectonic transport. D) Fault rock with brittle extensional shears in the Orient detachment. Tectonic transport towards the SW. E) Sant Joan dextral-reverse strike-slip fault.*

DISCUSSION

Low-angle normal faults with NE-SW transport in Mallorca have thinned the previous thrust stack in both the Tramuntana and Llevant sierras after the Early Langhian (14.4 Ma), age of the youngest sediments cut by thrust surfaces. NE-SW extension is achieved by normal faults that occur at all scales, from faults with metric displacements to large detachments like the Orient low-angle normal fault that omit several thrust sheets in the transport direction. Extensional deformation in these faults is characterised by producing pervasive cataclasis in a large area around the faults, contrary to the thrusts that show relatively thin fault zones. These faults are responsible for the extensional collapse of Majorca during the middle Miocene and must be related to the SW-NE middle to late Miocene opening of the Algero-Balearic basin (Mauffret, 2006; Booth-Rea et al., 2007). During the late Miocene, extension in Mallorca was dominated by normal faults producing NW-SE extension that have influenced the present topography of Mallorca (e.g. Sàbat et al., 2011).

The presence of strike-slip faults with the same orientation but with contrary kinematics is a common characteristic of extensional transfer faults that are also parallel to the main extensional direction (e.g. Giaconia et al., 2014). This, together with the clear influence these strike-slip faults have in the sediment isopachs of Mallorca suggests that they represent extensional transfer faults that together with other ones like the Emile Baudot excarpment, permitted heterogeneous extension between the Tramuntana and Llevant sierras, and also between these onshore regions and the Algero-Balearic basin further south.

WSW-directed extension contributed to the isolation of Mallorca from its Betic hinterland, represented by the Alboran crustal domain, which was displaced further to the southwest by the opening of the Algero-Balearic oceanic basin. Tearing of the Iberian lithospheric slab under the southern border of the Balearic Islands probably drove this extension during the middle Miocene. This rupture propagated towards the WSW reaching the SE Betics in the Tortonian (Mancilla et al., 2015). This work shows the necessity to further analyse the geometry and kinematics of brittle deformation in Mallorca, where many contacts interpreted as thrusts are probably low-angle normal faults that have cut and omitted the previous thrust surfaces.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors were financed by Project CGL2015-67130-C2-1-R (LITHOSURF) from the Spanish Ministry of Science and Innovation. We thank Ana Crespo and Juan Carlos Balanyá for their corrections.

REFERENCES

Booth-Rea, G., Azañón, J.M. y García-Dueñas, V. (2004): Extensional tectonics in the northeastern Betics (SE Spain): case study of extension in a multilayered upper crust with constrating rheologies. *J. Struct. Geol,* 26: 2039-2058.

Booth-Rea, G., Ranero, C., Martínez-Martínez, J.M. y Grevemeyer, I. (2007): Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *G-Cubed,* 8: Q10004, doi: 10010.11029/12007GC001661.

Cespedes, A., Giménez, J. y Sàbat, F. (2001): Caracterización del campo de esfuerzos neógenos en Majorca mediante el análisis de poblaciones de fallas. *Geogaceta* 30: 199-202.

Gelabert, B. (1998): *La estructura geológica de la mitad occidental de la isla de Mallorca*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 129 pp.

Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., Storti, F. y Artoni, A. (2014): Heterogeneous extension and the role of transfer faults in the development of the southeastern Betic basins (SE Spain). *Tectonics,* 33: 2467–2489.

ITGE (1991): Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja de Sóller (670).

Mancilla, F.D., Booth-Rea, G., Stich, D., Pérez-Peña, J.V., Morales, J., Azañón, J.M., Martin, R. y Giaconia, F. (2015): Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. *Tectonophysics,* 663: 225-237.

Mas-Gornals, G., Gelabert, B. y Fornós, J.J. (2014): Evidencias de desplazamiento direccional de la falla de Sencelles (Mallorca, Islas Baleares). En: *Reunión ibérica sobre fallas activas y paeosismología. Una aproximación multidisciplinar al estudio de las fallas activas, los terremotos y el riesgo sísmico, Lorca*. Resúmenes, 47-50.

Mauffret, A., de Lamotte, D.F., Lallemant, S., Gorini, C. y Maillard, A. (2004). E-W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean). *Terra Nova,* 16: 257-264.

Sàbat, F., Gelabert, B., Rodriguez-Perea, A., Gimenez, J. (2011): Geological structure and evolution of Majorca: Implications for the origin of the Western Mediterranean. *Tectonophysics,* 510: 217-238.

The Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo Shear Zone tectonostratigraphy in Tomar-Abrantes sector (Portugal)

La tectono-estratigrafía de la Zona de Cizalla Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo en lo sector de Abrantes-Tomar (Portugal)

N. Moreira[1], J. Romão[2], J. Pedro[3], R. Dias[4] and A. Ribeiro[5]

1 Earth Sciences Institute (ICT), Pole of the University of Évora, Rua Romão Ramalho, nº 59, 7000-671 Évora, Portugal; LIRIO- Escola de Ciências e Tecnologia da Universidade de Évora (ECTUE). nmoreira@estremoz.cienciaviva.pt
2 UGCG, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Estrada da Portela, Apartado 7586 - Zambujal, 2720 Alfragide, Portugal; Universidade Europeia, Estrada da Correia, nº53, 1500-210 Lisboa. manuel.romao@lneg.pt
3 ICT, Pole of the University of Évora; Dep. Geociências da ECTUE, Largo dos Colegiais, 2-Apartado 94, 7002-554 Évora, Portugal. jpedro@uevora.pt
4 ICT, Pole of the University of Évora; Dep. Geociências da ECTUE; LIRIO-ECTUE. rdias@uevora.pt
5 Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (UL), Dep. Geologia da Faculdade de Ciências da UL, Museu Nacional de História Natural e da Ciência (UL), Edifício C6, Piso 4, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal. aribeiro@fc.ul.pt

Abstract: The Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo Shear Zone is a first order structure on European Variscan Orogen. However, its significance, origin and time activity is a thematic in discussion. New data in the Abrantes-Tomar sector show the presence of N-S elongated units, with own tectonostratigraphic features and which differ from Central Iberian and Ossa-Morena Zones units so far known. In this paper, it was described a high to medium grade metamorphic succession, attributed to Neoproterozoic, with orthogneisses, paragneisses, micaschists and metagreywackes, clearly associated with the Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo Shear Zone. This succession is intruded by granites during the Variscan Cycle. This shear zone is responsible for the high grade metamorphism associated with a dextral strike-slip deformation episode during Carboniferous times, although the structure is active, at least, since the early stages of the Variscan orogeny.

Key words: Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo Shear Zone, Iberian Massif, Tectonostatigraphy, dextral non-coaxial deformation

Resumen: *La Zona de Cizalla Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo es una estructura de primer orden del orógeno Varisco Europeo. Sin embargo, su significado, origen y extensión temporal son una temática en discusión. Nuevos datos en el sector de Abrantes-Tomar muestra la presencia de unidades elongadas N-S, con características tectono-estratigráficas propias y diferentes de las descritas para las Zonas Centro Ibérica y Ossa-Morena. En este artículo se describe una sucesión de unidades metamórficas de grado medio y alto, atribuidas al Neoproterozoico, formada por ortoneises, paraneises, micaesquistos y metagrauvacas claramente relacionados con la zona de cizalla Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo. Esta sucesión está intruida por granitos Variscos. Durante el Carbonífero, se produjo un metamorfismo de alto grado en relación con la deformación de esta zona de cizalla con desplazamiento en dirección dextro, aunque la estructura estuvo activa desde las primeras etapas de la orogenia Varisca.*

Palabras clave: *Zona de Cizalla Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, Macizo Ibérico, tectono-estratigrafía, deformación no coaxial destral*

INTRODUTION

The Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo shear zone (PTFSZ) is one of the most important Variscan structures of Iberian Massif and the European Variscan Belt. However, its significance and its time constrain knowledge is scarce. Recently, few works emphasize distinct interpretations. Some authors (Ribeiro et al., 2007; 2009; Romão et al., 2014), proposed the existence of a new tectonostratigraphic zone in Iberia, named as Finisterra Terrane. According to Ribeiro et al. (2007) the limit of this terrane is the PTFSZ, which is a lithospheric structure active at least since the first stages of Variscan Orogen, acting as a transformant fault. However, Pereira et al (2010) interpret this structure as a high strain right-lateral shear zone that deform and dismember the western edge of Tomar-Badajoz-Córdoba Shear Zone (TBCSZ), during the Late Carboniferous.

New geological mapping in Abrantes-Tomar sector allowed discriminating a N-S elongated tectonostratigraphic succession, composed by units without any similarity with well-known Central Iberian and Ossa-Morena Zones units, which seems to show a distinct geodynamical evolution. This tectonostratigraphic succession is intruded by Variscan granitoids. However, the age of these granitoids are unknown.

This paper presents a proposal of a new tectonostratigraphic organization to the westernmost sector of PTFSZ in Abrantes-Tomar sector, also describing the general structural pattern of this region.

TECTONOSTRATIGRAPHY OF WESTERN SECTOR OF ABRANTES-TOMAR REGION

The westernmost sectors of Abrantes-Tomar region presents some features that allowed to discriminate a tectonostratigraphic succession, elongated in the N-S direction, spatial and genetically related with the PTFSZ. This sequence is composed by high to medium grade metamorphic units, being its correlation with other units described into the Central Iberian and Ossa-Morena Zones is difficult. We assign to this succession the Neoproterozoic age, although without new geochronological data. Following a summary description of this units are done, from the apparent basal units to the top ones.

S. Pedro de Tomar Gneiss and Migmatites Complex

This tectonostratigraphic unit, with N-S to NNW-SE general trend, outcrops in East domains of Tomar, being limited by meso-cenozoic formations at West and at East by Junceira-Tramagal Metagreywackes and Micaschists, through a shear zone. This complex is characterized by fine-grained and strongly deformed gneisses interlayered with micaschists bearing and migmatite lenses.

The gneisses are generally medium to fine-grained, being macroscopically able to recognize two distinct facies: the paragneiss is mainly composed by phyllosilicates and quartz, while the orthogneiss ones are mostly composed by quartz, feldspars *s.l.* and muscovite.

The paragneiss presents a mineral paragenesis composed by plagioclase + quartz + biotite + sillimanite + muscovite + opaque minerals ± cordierite. In turn, the ortogneisses mineral paragenesis includes plagioclase + quartz + K-feldspar + muscovite + biotite + garnet + sillimanite ± cordierite. The feldspar crystals has undulose extinction and some recrystallization are recognized, suggesting temperatures around 450-600º (*e.g.* Passchier and Trouw, 2005; Singh and Gururajan, 2011). It is common in both gneisses the presence of chlorite intergrown in silimanite crystals, probably related to retrograde metamorphism. Sometimes, some plagioclase porphyroblasts are developed.

The migmatites occur in abundance at South of S. Pedro de Tomar, constituting lenses that can reach several meters thick. They are characterized by a banded structure, consisting of alternations of melasomes and leucosome bands, being the leucosomes thicker and composed predominantly by quartz and feldspar.

There are no recent geochronological data in this tectonostratigraphic unit, which allows constrains the photolith age of these gneisses and migmatites. However, it is important to emphasize that the metamorphic peak should be attributed to Carboniferous times, during Variscan Cycle, as we discuss below.

Junceira-Tramagal Metagreywackes and Micaschist

This unit also outcrops along a narrow and wide band, whose general orientation is N-S to NNW-SSE, extending, at least, between Ferreira do Zêzere and Tramagal (~40km). In fact, the N-S general trend sometimes suffers an inflection to NNW-SSE direction, main trend that is extended until East of Tramagal, here designated as Tramagal Garnet Micaschists (Moreira, 2012).

Two different members are mapped between Martinchel-Ferreira do Zêzere section, although in Tramagal section the differentiation is slightly evident. The unit presents an apparent thickness of about 100m in Martinchel-Ferreira do Zêzere section, could be thicker in the Tramagal section, to the South.

Apparently, in Martinchel-Ferreira do Zêzere section, the succession corresponds to a "coarsening upward" sequence with decreased thickness and number of metagreywackes beds from the top to the bottom. The lower member (about 50 m), which outcrops in W domains, is mainly composed by micaschists, presenting some subordinate and thin metagreywacke beds. This member becomes thinner to the north domain. The top member is mainly composed by medium to fine-grained metagreywackes and quartzwackes centimeter to meter beds, interbedded with thin layers of micaschists. The coarse-grained member outcrops in the easternmost domain of this unit. In Martinchel region, some quartzo-feldspatic orthogneisses are also present. These bodies can be mapped at detailed scale. Sometimes these bodies present mylonitic textures with quartz ribbons.

In Tramagal section, this tectonostratigraphic unit is mainly composed by micaschists, occasionally with quartzwackes, greywackes and blacks schists. Here, the coarse-grained beds becomes more important to westernmost domains of the unit, where the quartzwackes beds reach decimetre to meter thick, although present generally centimetric thick. Contrary to Martinchel-Ferreira do Zêzere section, here the micaschists presents some mafic orthoderivate rocks, presenting green amphibole and plagioclase as mainly mineralogical components.

The fine-grained lithotypes presents the following mineralogical paragenesis: biotite + muscovite + quartz + plagioclase + opaque minerals ± K-feldspar. In Tramagal section, it was also possible to identify millimeter to centimetric garnet and staurolite porphyroblasts, which could represent the metamorphic peak conditions. The staurolite porphyroblasts sometimes present corroded edges associated to biotite, possibly related with the retrograde metamorphic episode. This paragenesis shows amphibolite facies conditions during Variscan metamorphism.

Recent geochronological data (Pereira et al., 2010) allow to attribute a Neoproterozoic age to this unit. The

authors collected two samples in Martinchel section, one of them from pelitic lithotype, with most recent group of inhered zircons showing an Ediacarian age (610-640Ma) and another one from quartzo-feldspatic gneiss cutting the pelitic lithotypes showing a Lower Cambrian age (510.3±2.0 Ma; LA-ICP-MS, U-Pb in zircons). However, monazites collected from pelitic rocks have Carboniferous ages (ca. 330 Ma), which is similar to the ages obtained in quartz-feldspar gneiss, using the lower intercept of discordia line anchored at intrusion age previous referred (334.1±8.0 Ma; Pereira et al, 2010). The same authors also date a granitic dyke intruded in pelitic lithotypes, obtained an emplacement age of 318.7±1.2 Ma, which we interpret as related with the last pulses of this high grade metamorphic episode. Some Lower Devonian-Silurian inhered zircons are present and its origin are poorly constrained.

Couço dos Pinheiros Orthogneiss

This N-S elongated body, with slightly sigmoid shape, presents a strongly stretched structure, with gneissic texture evident in millimetre felsic-rich levels (with quartz and feldspars) alternating with iron-magnesium rich ones. It is also important to refer the presence of sigmoidal shape K feldspar porphyroblasts, associated to highly stretched quartz ribbons, showing its intense deformation. Intruding the previous described lithologies, it was observed less deformed, when compared with surrounding rocks, felsic coarse-grained segregations.

The origin and age of Couço dos Pinheiros orthogneisses are unknown. However, its general framework is similar to the previous described units, suggesting that it may also have a Neoproterozoic age, although, that is not be excluded the Upper Paleozoic age for this orthogneiss body related with anatectic process previously described.

VARISCAN GRANITES INTRUDED IN THE TECTONOSTRATIGRAPHIC SUCCESSION

Intruding the previous described metamorphic succession, arises some granitic bodies, also elongated in N-S direction. The Tramagal and Casal Pinheiro granites are the most significant examples of these bodies either by its size or by the knowledge of the processes associated with its genesis.

These two mica granites are composed by quartz + K-feldspar + plagioclase + muscovite + biotite + tourmaline, sometimes with K-feldspar phenocrystals. It is also important to emphasize, that silimanite seems to be present, which could indicate the anatectic origin of this granite, probably related with previous described gneiss and migmatite complex.

These granites show evidences of deformation during crystallization, with a preferential elongation of some minerals as the micas. Sometimes, the hot plastic deformation is also visible due the presence of undulose extinction and kinking in feldspar and quartz subgrains.

STRUCTURAL DATA

The previous described tectonotratigraphic units are spatially and genetically related to PTFSZ. As mentioned, these units and the granitic bodies are elongated in N-S to NNW-SSE direction. The N-S trend is clearly developed until Ferreira do Zêzere to Martinchel section, while between Martinchel and Tramagal the NNW-SSE trend becomes dominant. In fact, the structural pattern shows a SE inflection of the shear zone in southern domains. The inflection is possibly a site effect, resulting from the interaction between this shear zone and the TBCSZ. Ribeiro et al (2009) describes in Abrantes-Tomar region a kilometric sheath fold genesis related to the WNW termination of TBCSZ, recently also constrained by Moreira (2012) in Abrantes region. This fact supports the possibility of PTFSZ being an inhered structure at least since the beginning of compressional episodes of Variscan orogen (e.g. Dias and Ribeiro, 1993; Ribeiro et al., 2007).

The structural data of Junceira-Tramagal Metagreywackes and Micaschist shows, at least, three deformation phases. The geometry and kinematics of the first deformation phase (D_{n-1}) is unconstrained. This phase develops a foliation associated with quartz-veins, deformed during the second and main deformation episode (D_n). The age of the first episode are unknown.

The second phase of deformation develops a main ductile foliation (S_n) that presents N-S to NNW-SSE general trends, following the trend of this unit. In Ferreira do Zêzere-Martichel section, the foliation generally dipping to East, being associated to a stretching mineral lineation plunges to SE quadrant. Sometimes, the S_n foliation is associated with intense mylonitization. The S_n foliation is developed as C planes related with non-coaxial deformation of PTFSZ, generating C-S and C-C' structures, asymmetric folds and sigmoidal structures with clear dextral kinematics. The kinematics shows a slightly oblique transport with top to East, associated to the main right-lateral component. This fact is concordant with the presence of the high grade unit in the western domain. A dextral shear zone on the contact between these two tectonostratigraphic units are also mapped, also demarking the existence of a metamorphic jump between these units. The intense non-coaxial deformation associated to this deformation phase obliterates almost totally the previous structures.

This deformation episode is clearly associated to the metamorphic peak conditions. The garnet shows clear evidences of grow during this dextral shearing episode, presenting generally poikilitic structures, growing over a previous foliation (S_{n-1}).

The third deformation phase (D_{n+1}) produces open folds, which refold the Sn foliation.

FINAL REMARKS

The geological mapping in westernmost domains of Abrantes-Tomar sector allowed the identification of some N-S elongated tectonostratigraphic units, spatially associated to PTFSZ and extensively deformed by a high strain ductile dextral deformation. The lithostratigraphic continuity of Central Iberian and Ossa-Morena Zones units to West of PTSZ is not recognized. The new data show that this dextral shear zone has an extended temporal activity, also conditioning the earliest deformation episodes, as already referenced by other authors (e.g. Dias and Ribeiro, 1993). Moreira (2012) also refers the barrier effect of PTFSZ to TBCSZ propagation to West. The same author also emphasizes the increment of intensity of dextral shearing related to D_n deformation episode to West, towards PTFSZ.

In fact, the PTFSZ seems to delimit a paleogeographic block, with tectonostratigraphic own features. According to Ribeiro et al (2007), this lithospheric structure could be active during all Variscan orogeny.

ACKNOWLEDGEMENTS

Noel Moreira acknowledges Calouste Gulbenkian Foundation for the financial support and FCT PhD grant (SFRH/BD/80580/2011). The authors acknowledge the funding provided by ICT, under contract with FCT.

REFERENCES

Dias, R. y Ribeiro, A. (1993): Porto-Tomar shear zone, a major structure since the begining of the Variscan orogeny. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, 79, 29-38.

Moreira, N. (2012): *Caracterização estrutural da zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdova no sector de Abrantes*. MsC Thesis (unpublished), University of Évora, 225 p.

Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. (2005). *Microtectonics*. 2nd Ed., Springer, pp. 382.

Pereira, M.F., Silva, J.B., Drost, K., Chichorro, M. y Apraiz, A. (2010): Relative timing of the transcurrent displacements in northern Gondwana: U-Pb laser ablation ICP-MS zircon and monazite geochronology of gneisses and sheared granites from the western Iberian Massif (Portugal). *Gondwana Research*, 17(2-3), 461-481.

Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C. y Pedro, J. (2007): Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, 26(6), TC6009.

Ribeiro, A., Pereira, E., Fonseca, P., Mateus, A., Araújo, A., Munhá, J., Romão, J. y Rodrigues, J.F. (2009): Mechanics of thick-skinned Variscan overprinting of Cadomian basement (Iberian Variscides). *C. R. Geosciences* 341(2-3), 127-139.

Romão, J., Moreira, N., Dias, R., Pedro, J., Mateus, A. y Ribeiro, A. (2014): Tectonoestratigrafia do Terreno Ibérico no sector Tomar-Sardoal-Ferreira do Zêzere e relações com o Terreno Finisterra. *Comunicações geológicas*, 101 (Vol. Especial I), 559-562.

Singh, R.K.B. y Gururajan, N.S (2011): Microstructures in quartz and feldspars of the Bomdila Gneiss from western Arunachal Himalaya, Northeast India: Implications for the geotectonic evolution of the Bomdila mylonitic zone. Journal of Asian Earth Sciences 42, 1163–1178.

Structural controls on the development of the drainage system in the Triassic gypsum-rich formations of the western Subbetics (El Pontón stream, Badolatosa, Sevilla)

Controles estructurales en el desarrollo de las redes de drenaje en las formaciones yesíferas triásicas del Subbético occidental (Arroyo del Pontón, Badolatosa, Sevilla)

R. García[1], A. Jiménez-Bonilla[1], M. Díaz-Azpiroz[1], M. Rodríguez-Rodríguez[1] and F. Pérez Valera[2]

1 Dpto. Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide 41013 Sevilla. shio11@hotmail.com, ajimbon@upo.es, mdiaazp@upo.es, mrodrod@upo.es.
2 Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Campus de Sant Vicent del Raspeig, 03690, Alicante. fperez@ua.es

Abstract: Tectonic processes operating at different spatial-temporal scales condition the geomorphological features that are to be expected in any region. Particularly in areas with the presence of both soluble and light rocks (such as gypsum and/or halite), abundant in the Triassic materials of the External Subbetic and other units with similar lithologies, it is expected that the different rheology of such rocks in an active tectonics setting could generate uplifts resulting in the formation of drainage subsystems that differ from the regional one. In this study, the drainage system of the El Pontón stream (Badolatosa, western Subbetic) is analyzed from hydrological, geomorphological and structural points of view. The morphology of the enclosed valley and the structural features analyzed are coherent with a general uplift of a wider structural unit, the so-called Algodonales - Badolatosa shear zone. Moreover, a geomorphological point of interest, a natural bridge within the valley of the stream, is analyzed. This morphology is related to an anomalously large foliated gypsum block within a gypsum mega-breccia. It is hypothesized that the higher plasticity and cohesion of this block probably favored gravity-driven flow from both sides of the valley, closing up its upper part.

Key words: gypsum, hydromorphological characterization, plasticity, Subbetic Triassic, tectonic uplift

Resumen: *La actividad de los procesos tectónicos a diferentes escalas espacio-temporales condicionan las características geomorfológicas propias de una zona. Esto es especialmente visible en áreas en las que abundan rocas solubles y ligeras (como el yeso y/o la halita), frecuentes en los materiales triásicos del Subbético Externo y en otras unidades con litologías similares, donde es previsible que el contraste reológico de estos materiales, en un contexto de tectónica activa, pueda generar levantamientos diferenciales que condicionen la existencia de sub-cuencas que difieran de las cuencas regionales. En este trabajo, la cuenca de drenaje del arroyo de El Pontón (Badolatosa, Subbético occidental) se analiza desde el punto de vista hidrológico, geomorfológico y estructural. La morfología del valle encajado y las características estructurales son coherentes con un levantamiento generalizado asociado a la zona de cizalla de Badolatosa – Algodonales. Además, se ha analizado un punto de interés geomorfológico, un puente natural formado en el valle fluvial del arroyo. Éste se relaciona con un bloque de gran tamaño de yeso foliado incluido en una mega-brecha rica en yeso. Se propone que la mayor plasticidad y cohesión de este bloque pudo favorecer el flujo gravitacional desde ambos lados del valle, cerrándolo por su parte alta.*

Palabras clave: *yeso, caracterización hidromorfológica, plasticidad, Trias subbético, levantamiento tectónico*

INTRODUCTION AND GEOLOGICAL SETTING

Tectonic processes operating at different spatial-temporal scales define and condition the geomorphological features in any given area, including the evolution of the drainage system at both regional and local scales (e.g., Babault et al., 2012). Evidences of surface uplift from the Upper Miocene to present are broadly exemplified along the Betics (Sanz de Galdeano and Alfaro, 2004). The formation of drainage subsystems that differ from the regional one in some areas of the Subbetic has been pointed out recently (Diaz-Azpiroz et al., 2011). As such, these processes seem to have controlled both the general shape and orientation of numerous endorheic basins hosting playa-lakes, surrounded by recently uplifted mountain chains in the Subbetic (Rodríguez-Rodríguez et al., 2009).

In the western Subbetic, the limit between the fold-and-thrust belt proper, constituted of deformed paleomargin units, and the Guadalquivir foreland basin is defined by a unit formed of discontinuous dam- to hm-scale blocks of competent rocks embedded in a plastic matrix. Its most external part is interpreted as an olistostromic unit (e.g., Rodríguez-Fernández et al., 2013 and references therein), whereas the internal part is subjected to debate. Recent works have defined in this area the so-called Algodonales-Badolatosa shear

zone (ABSZ, García et al., this volume). The ABSZ is a more than 90 km long, ENE-WSW trending, dextral transpressive zone (Fig. 1). It affects two Triassic rock units: (1) a clastic sequence of red and green clays and argillites intercalated with red sandstones, akin to the K1 Fm of the Southiberian Keuper facies (Pérez-López, 1996) and (2) a mega-breccia with cm- to dam-blocks of diverse lithologies embedded in a gypsum-rich or clay-rich matrix, similar to the eastern Betics Gypsum Complex (Pérez-Valera, 2005). Geomorphological analysis suggests that transpressive deformation has been likely active from Upper Miocene to present. It has produced the differential uplift of the Triassic units of the ABSZ with respect to the northern and southern blocks of the shear zone. This uplift is evidenced from (1) watershed incision within the shear zone, (2) a conformable relief with ENE-WSW trending topographic highs and (3) the coincidence of the ABSZ-bounding fault zones with knick points in the Genil River profile and straight WSW-ENE trending mountain fronts (Jiménez-Bonilla et al., 2015; García et al., this volume).

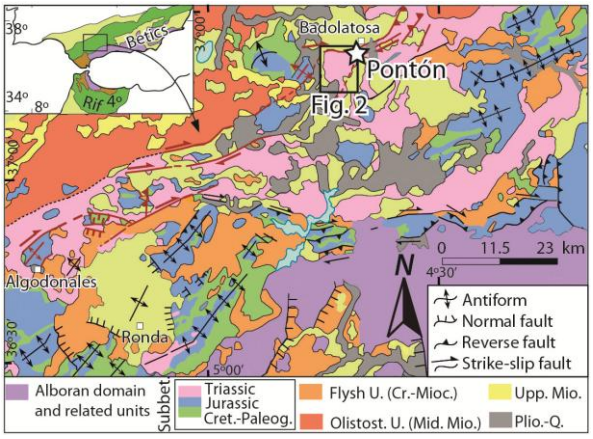


FIGURE 1. *Simplified geological map of the western Subbetics with the Algodonales-Badolatosa shear zone (structures in red) and the location of the El Pontón stream and morphology.*

A specific example of recent watershed incision related to transpressional driven uplift in the ABSZ is encountered south of the village of Badolatosa (Sevilla), in the El Pontón stream, a tributary of the Genil River (Guadalquivir River basin). Along the lower part of its watershed, the stream has created a narrow, steep valley that locally forms both a tunnel and a natural bridge (locally known as "El Pontón"). In this paper, we present a detailed hydrological, geomorphological and structural analysis of the lower El Pontón stream and related morphologies with the following objectives: (1) to define the main hydro morphological features of the El Pontón stream's watershed, (2) to analyze the structural controls on the development of the drainage system in the Triassic gypsum-rich formations within the ABSZ and (3) to link the tectonic observations at a regional scale to a sound geomorphological hypothesis of the formation of the El Pontón tunnel and natural bridge.

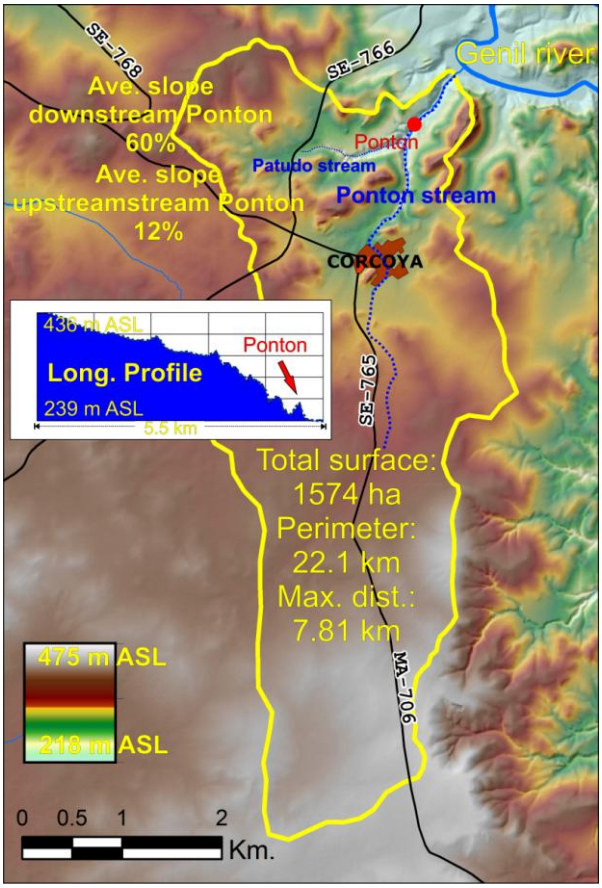


FIGURE 2. *Watershed and main morphological features of the El Pontón stream. Exact location of the tunnel and the natural bridge is marked with a solid red circle. The longitudinal profile (Long. Profile) of the El Pontón stream is also included.*

HYDRO – MORPHOLOGICAL FEATURES OF THE WATERSHED OF EL PONTÓN STREAM

The watershed of the El Pontón stream has an extension of 1574 ha and an average slope of 12 % (Fig. 2). The maximum distance from the south to the mouth of the stream is 7.8 km and the basin has a perimeter of 22.1 km. The northern part of the basin is placed above Triassic materials, whereas its southern part is placed above Miocene marls and bioclastic sandstones. The El Pontón stream has a main tributary (Patudo stream) forming an irregular Y-shaped network. From the confluence of the Patudo and El Pontón streams, the valley is very narrow and enclosed, forming a steep gorge with an average slope of 60%, with maximum values up to 90% along the valley sides (Fig. 3). The longitudinal profile of the El Pontón stream exhibits a convex shape (Fig. 2), typical of youthful rivers (Bravard and Gilvear, 1996), which supports the idea of a recent uplift of the part of the basin that is placed above the Triassic materials of the ABSZ, as will be discussed later. Average base flow is c. 10 l/s. The maximum flow is unknown, because it is an un-gauged stream, but there are evidences of maximum flow heights in the gorge at 1.5 m from the bed. Such evidences are conspicuous in the tunnel of

the El Ponton, made up in a block of foliated gypsum. The shape of the tunnel is not circular, but has an irregular diamond-shape form above 1.5 m from the streambed (Fig. 4A). The streambed itself has a concave-shaped surface, due to water erosion as well as some dissolution of the gypsum (Fig. 4B). In relation to water salinity, the water is brackish. On 04/03/2016, the electrical conductivity of the water of the stream was 3.95 mS/cm (i.e., c. 3 g/l of dissolved salts) all along the stream, both 500 m up and 500 m downstream the El Pontón tunnel. In the tunnel, we detected no changes in water conductivity.

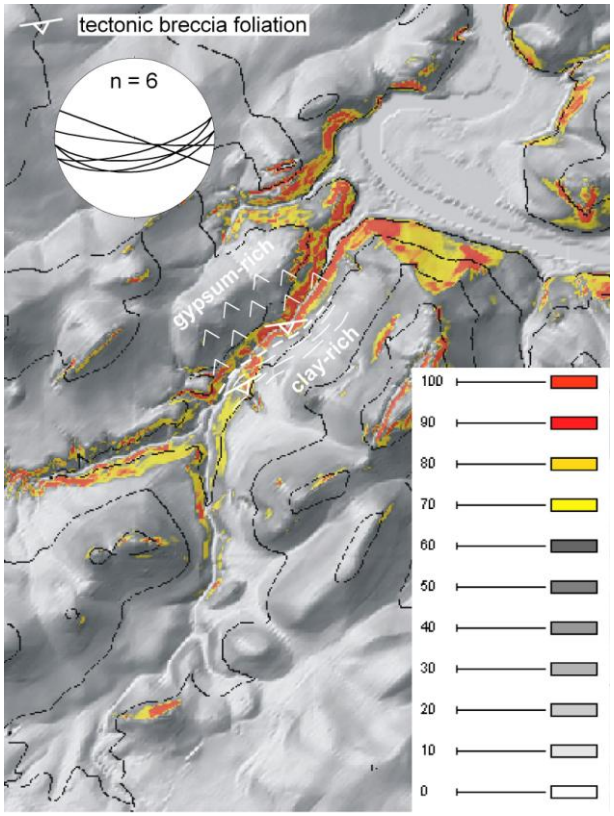


FIGURE 3. *DTM image of the lowermost part of the El Pontón stream, with slope percentages (color code in the legend) related to the incision of its valley. The contact between the clay-rich and the gypsum-rich Triassic breccia formations, as well as representative data of tectonic breccia foliation are also shown. The inset shows a lower hemisphere, equal area plot of this foliation.*

STRUCTURE OF THE GYPSUM-RICH FORMATION

The materials related to the lowermost part of the El Pontón watershed include a mainly clay-rich sequence and a gypsum mega-breccia with cm- to dam-blocks. The contact between both units, which is likely associated with the pre-Miocene tectonic emplacement of the gypsum mega-breccia and other saline formations (Pérez-Valera, 2005), is N055-060/45-50 SE. Therefore, it is subparallel to the nearly straight, lowermost segment of the El Pontón stream (Fig. 3). The gypsum mega-breccia is formed of a gypsum-rich matrix embedding many heterometric blocks of foliated and folded gypsum. Minor cm-scale clasts of red lutites and green sandstones are also present (Fig. 4C). The gypsum matrix foliation is of tectonic origin and mainly brittle, and its orientation ranges N075-115/55-85 S. Gypsum blocks are mostly of centimetric scale, although a few m-scale blocks have been observed. The El Pontón tunnel and bridge are developed in relation to one single dam-scale gypsum block. Irrespective of their size, the internal structure of these gypsum blocks is characterized by a mylonitic foliation, likely related to sheath folds, which occasionally surrounds more competent dolostone boudins within the gypsum (Fig. 4D). Asymmetric structures defined by the brittle foliation around clasts and gypsum blocks suggest a reverse dip component of displacement in relation to the gypsum mega-breccia emplacement. This is coherent with the general transpressional kinematics of the ABSZ.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Structural and geomorphological observations along the lowermost part of the El Pontón stream suggest recent uplift of this area, which is coherent with the general uplift of a much larger structural unit, the ABSZ (Jiménez-Bonilla et al., 2015; García et al., this volume). These include: (1) a reverse component of displacement associated with the gypsum mega breccia emplacement; (2) the incision of the watershed resulting in a steep gorge, a natural bridge and a tunnel; and (3) the convex shape of the longitudinal profile of the stream. Moreover, the close relationship between the stream and the tectonic contact between both Triassic units strongly suggests this contact controls the localization of this segment of the El Pontón stream.

Particular attention has been devoted to the remarkable morphology defined by the El Pontón natural bridge and tunnel. Interestingly, this morphology is restricted to one single dam-scale block of foliated gypsum. The rest of the gorge develops along the gypsum mega breccia, where matrix predominates and gypsum blocks are of finer size. Gypsum presents a highly plastic behavior even at very shallow crustal levels, but the cohesion of the foliated, pure crystalline gypsum unit is likely higher than that of the more brittle breccia matrix. Gravity induced movements in the upper parts of the generated gorge generally produce block falls that are transported away by the stream during peak flow events. In the case of this large gypsum block, combined high plasticity and cohesion probably favored gravity-driven flow of the gypsum from both sides toward the middle of the gorge. No single blocks were individualized from the main body due to high cohesion. The limited width of the gorge and the cohesion of gypsum prevented for individualization and subsequent fall of single blocks. This process closed up the upper part of the valley, forming both a tunnel and a natural bridge across the

gypsum mega-block. This process illustrates how different rheological behaviors, in turn related to contrasting internal structures, significantly influences the evolution of the local drainage system and the generation of singular surface forms.

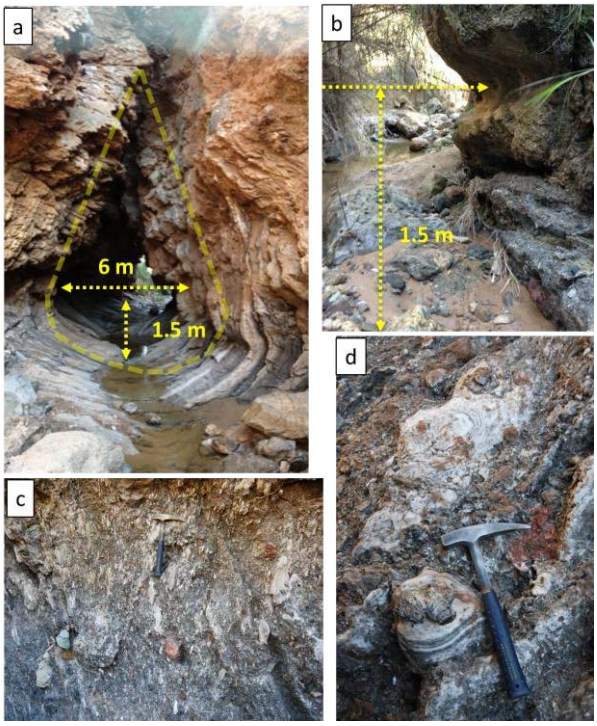


FIGURE 4. *(A) Front view of "El Ponton" tunnel and natural bridge. Average width and maximum height of current stream erosion, as well as the diamond-shape of the tunnel is shown. (B) Some riverbank erosion forms in medium-size gypsum blocks downstream the El Ponton tunnel. (C) Breccia with red lutite, green sandstones and foliated gypsum blocks embedded in a gypsum-rich matrix. (D) Detail of gypsum ductile deformation patterns inside two blocks: closed section of a sheath fold (up) and dolostone boudin surrounded by gypsum mylonitic foliation (down).*

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was funded by the MINECO Project CGL2013-46368P. Some of the finding forms part of an unedited Bachelors Thesis report (R. García, Pablo de Olavide University, 2015). Revision by F.J. Roldán and editorial work by A. Crespo-Blanc are gratefully acknowledged.

REFERENCES

Babault, J., Van Den Driessche, J. and Teixell, A. (2012): Longitudinal to transverse drainage network evolution in the High Atlas (Morocco): The role of tectonics. *Tectonics*, 31, TC4020.

Bravard, J.P. and Gilvear, D.J. (1996): Hydrological and geomorphological structure of hydrosystems. In: *The Fluvial Hydrosystems* (G.E. Petts and C. Amoros, eds.). Springer, Netherlands, 98-116.

Díaz-Azpiroz, M., Rodríguez-Rodríguez, M. and Pérez-Valera, F. (2011): Tectonic controls on local drainage evolution in semi-arid foreland areas (External Betics, southern Spain). *Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics.* Oviedo. 31 august – 2 september 2011.

García, R., Jiménez Bonilla, A., Díaz-Azpiroz, M., Pérez Valera, F., Balanyá, J.C. and Expósito, I. (2016): Kinematics and geomorphology of the Algodonales - Badolatosa shear zone at the fold-and-thrust belt of the western Subbetics. *Geotemas* (this volume).

Jiménez-Bonilla, A., Expósito, I., Balanyá, J.C., Barcos, L. and Diaz-Azpiroz, M. (2015): Structure and kinematics of Subbetic and related mélange-like units NW of Ronda Basin (Western Betics): evidences for a transpressional structural high in the frontal thrust-and-fold belt. *Geogaceta*, 57, 27-30.

Pérez-Lopez, A. (1996): Sequence model for coastal-plain depositional systems of the Upper Triassic (Betic Cordillera, southern Spain). *Sedimentary Geology*, 101, 99-117

Pérez-Valera, F. (2005): *Estratigrafía y estructura del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 301 p.

Rodríguez-Fernández, J., Roldán, F. J., Azañón, J. M. and García-Cortés, A. (2013): El colapso gravitacional del frente orogénico alpino en el Dominio Subbético durante el Mioceno medio-superior: El Complejo Extensional Subbético. *Boletín Geológico y Minero*, 124, 477-504.

Rodriguez-Rodriguez, M., Moral, F., Balanyá, J., Diaz, M., and Exposito, I. (2009): Tectonic Controls on the development of Continental Playa-Lakes of the Guadalquivir River Basin (Betics, Spain). *AGU Fall Meeting Abstracts*, Vol. 1, p. 0907.

Sanz de Galdeano, C. and Alfaro, P. (2004): Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, 63, 175–190.

Deformación reciente y control tectónico del relieve de la Cuenca del Guadalquivir entre las Béticas Centrales y Occidentales

Recent deformation and tectonic control on the relief features of the Guadalquivir Basin between the central and western Betics

I. Expósito[1], A. Jiménez-Bonilla[1], F. Moral y J.C. Balanyá

1 Dpto. de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide, Ctra.Utrera, Km 1, 41089 Sevilla. iexpram@upo.es, ajimbon@upo.es, fmormar@upo.es, jcbalrou@upo.es

Resumen: Este trabajo analiza la existencia de deformación reciente de un sector de la cuenca de antepaís bética mediante la interpretación de perfiles sísmicos y la aplicación de índices geomorfológicos (Smf, V_f, E_{bulk}, SLk y HI). El relleno de la cuenca aparece deformado en su mitad meridional por cabalgamientos y pliegues que afectan al contacto entre rocas pliocenas y cuaternarias, propagándose algunas de estas estructuras hasta posiciones próximas al antepaís. Por el contrario, las estructuras que afectan al basamento y al relleno sedimentario de la cuenca en su límite septentrional son mayoritariamente fallas normales de alto ángulo, asociadas con frecuencia al escalón topográfico neto entre la cuenca y el antepaís. Los valores de los índices geomorfológicos indican un rejuvenecimiento tectónico del relieve del Macizo Ibérico en el límite de la cuenca. Las estructuras de acortamiento en el relleno de la cuenca indican un cierto avance reciente de la cuña orogénica, consistente con el levantamiento y basculamiento hacia el norte de las terrazas antiguas del río Guadalquivir y con la posición asimétrica actual de éste dentro de su cuenca. Las fallas normales recientes del límite septentrional podrían asociarse a una extensión flexural activa en el *forebulge.*

Palabras clave: cuenca de antepaís bética, índices geomorfológicos, tectónica reciente.

Abstract: *This work tests the existence of recent deformation in a sector of the Betics foreland basin by both interpreting seismic profiles and applying geomorphic indices (Smf, V_f, E_{bulk}, SLk y HI). The basin infill is deformed in its southern half by thrusts and folds involving the contact between pliocene and quaternary rocks. Some of these structures propagate closer to the foreland limit. Conversely, most of the structures developed in both the basement and the infill of the northern basin boundary are high angle normal faults, often associated with the sharp topographic drop at the boundary between basin and foreland. The geomorphic indices values indicate recent tectonic uplift of the foreland in the basin northern boundary. The age of the basin infill which has been deformed by shortening structures points to the recent migration of the orogenic wedge toward the foreland. This agrees with the uplift and northward tilting of the older terraces of the Guadalquivir River, as well as with the asymmetric position of this river inside its basin. The normal faults developed in the basin northern boundary, which affect Upper Miocene rocks, may be associated with active flexural extension in the forebulge.*

Key words: *Betic foreland basin, geomorphic indices, recent tectonics*

INTRODUCCIÓN

Las cuencas de antepaís son depresiones que se generan entre el cinturón de pliegues y cabalgamientos de las cadenas orogénicas y el antepaís, como consecuencia de la flexión litosférica inducida por la carga orogénica. En este contexto, la subsidencia del sector interno de la cuenca es simultánea con la elevación ("forebulge") y extensión del basamento de la cuenca en su sector externo (e.g. Bradley and Kidd, 1991).

La Cuenca del Guadalquivir se generó durante el Mioceno medio-superior como respuesta flexural al apilamiento de las unidades tectónicas de las Béticas. Aunque la principal etapa de estructuración del cinturón de pliegues y cabalgamientos de las Béticas centrales y occidentales parece haber tenido lugar durante el Mioceno inferior-medio, trabajos previos (González-Castillo et al., 2015; Jiménez-Bonilla et al., en prensa), sugieren que el frente de deformación bético ha seguido avanzado con posterioridad al Langhiense.

Este trabajo tiene como objetivo indagar acerca de las causas y la edad de la deformación más reciente en un sector de la Cuenca del Guadalquivir de transición entre las Béticas centrales y las occidentales (Fig. 1). Este estudio se ha llevado a cabo mediante la interpretación de perfiles sísmicos y la aplicación de índices geomorfológicos.

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca del Guadalquivir es una depresión alargada de orientación WSW-ENE, limitada al norte por las rocas pre-mesozoicas del Macizo Ibérico y por

el sur por las rocas mesozoicas y cenozoicas de la cuña bética externa (Fig.1A). Su sedimentación fue fundamentalmente marina durante el Mioceno superior. En el Plioceno inferior, la cuenca estaba ya emergida en su mayor parte (González-Delgado et al., 2004), dando paso durante el Cuaternario al desarrollo de la cuenca fluvial del río Guadalquivir.

En el sector estudiado (Fig.1A), la sedimentación marina está representada por calcirruditas, calcarenitas y limos, del Tortoniense medio-superior, discordantes sobre el basamento pre-mesozoico del margen norte de la cuenca (Gonzalez-Delgado et al., 2004). En la mitad sur, afloran unidades olistostrómicas , y otras unidades discordantes sobre ellas que incluyen términos turbidíticos (Langhiense-Tortoniense inferior, Rodríguez-Fernández et al., 2013), asociadas al avance del frente móvil orogénico, y calcarenitas tortonienses. Sobre estas secuencias basales dominan las margas azules messinienses y las calcarenitas del Messiniense superior-Plioceno (Gonzalez-Delgado et al., 2004). Los depósitos cuaternarios son fundamentalmente terrazas fluviales, y limos y arcillas ligados a la llanura de inundación. La topografía de detalle de los depósitos aluviales permite apreciar un suave basculamiento hacia el norte de la superficie de las terrazas de la margen izquierda del Guadalquivir.

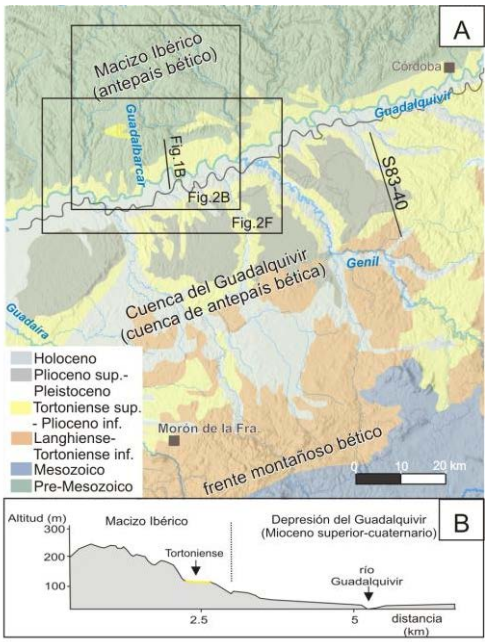


FIGURA 1. A) *Esquema geológico de la Cuenca del Guadalquivir en el sector estudiado. B) Perfil topográfico del borde septentrional de la cuenca.*

ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN RECIENTE

En el sector estudiado, el límite entre la Cuenca del Guadalquivir y Sierra Morena está marcado por un escalón topográfico neto (Fig. 1), de orientación WSW-ENE contra el que terminan las alineaciones del relieve dominantes (NW-SE) en la sierra (Fig. 1A). Sin embargo, este límite topográfico no marca de manera estricta la finalización de los afloramientos de rocas terciarias de la Cuenca del Guadalquivir, cuyos tramos basales (ruditas y calcarenitas), aparecen como afloramientos aislados, disconformes sobre las rocas paleozoicas del antepais (Fig. 1B). Configuran con frecuencia un relieve en cuesta sobre el mismo límite de la sierra, definido por capas con buzamientos en torno a 5-6º SSE, que se elevan varias decenas de metros por encima del relleno terciario de la depresión (Fig. 2G). Esta elevación está en relación con fallas normales de alto ángulo (Fig. 2A y B), de orientación paralela al límite de la cuenca. Buzan tanto hacia el SSE (en el límite de la Sierra) como hacia el NNE, y sus indicadores cinemáticos, aunque escasos, indican un salto dominante en buzamiento. Fallas de geometría similar se pueden interpretar en la terminación NO del perfil sísmico S83-40 (Fig. 2A).

Este mismo perfil sísmico permite interpretar la estructura del relleno sedimentario de la depresión. Las rocas del Langhiense-Serravaliense inferior están deformadas por cabalgamientos imbricados con transporte hacia el NW que convergen hacia un despegue basal coincidente con el límite cobertera-basamento (Fig. 2A). Estos cabalgamientos se concentran en la mitad sur del perfil, definiendo la posición actual del frente orogénico Bético. El cabalgamiento frontal de dicho frente se propaga a través de las rocas del Mioceno superior y parcialmente a través de las del Plioceno. Otras estructuras interpretadas son pliegues de propagación de fallas o en relación con cabalgamientos ciegos, como por ejemplo el que afecta al contacto Plioceno-Cuaternario. En la mitad norte, el acortamiento producido por cabalgamientos es menor, aunque se generan algunos que desplazan las rocas del Mioceno medio hasta posiciones cercanas al límite norte de la cuenca.

RASGOS MORFOLÓGICOS DEL MARGEN NORTE DE LA CUENCA

Para cuantificar el posible control tectónico reciente del escalón topográfico que limita la cuenca por el norte (Fig. 1B), se han aplicado una serie de índices geomorfológicos basados en la geometría del propio límite, así como en características de las cuencas de drenaje que se desarrollan sobre él. Los índices usados y los valores obtenidos son: a) *Sinuosidad del frente montañoso*; *Smf* (Bull y Mcfadden, 1977): se ha aplicado a cinco segmentos de una longitud mínima de 8 km (Fig. 2B). Los valores obtenidos están entre 1.32 y 1.15, que se asocian a frentes de clase 1 (Silva et al., 2003), considerados tectónicamente activos; y b) *Anchura/altura de valle;* V_f (Bull y Mcfadden, 1977): se ha calculado para tres cauces que cortan perpendicularmente a tres de los segmentos individualizados utilizados para el cálculo de Smf. Los tres ríos muestran un patrón similar (Fig. 2C) con valores de bajos a moderados aguas arribas del frente

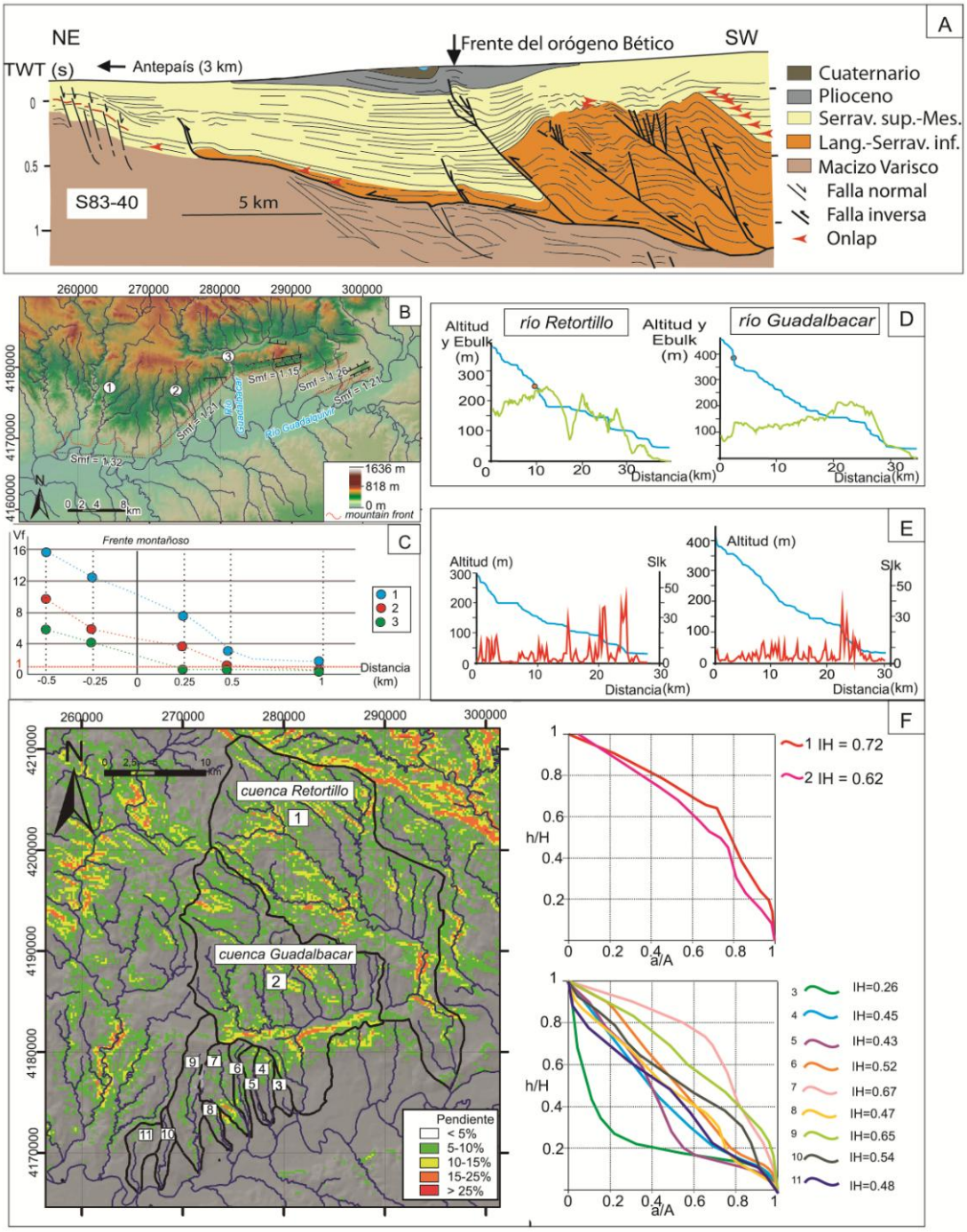


FIGURA 2. A) *Interpretación del perfil sísmico S83-40. B) Mapa de relieve y resultados de Smf. C) Resultados de Vf. D) Resultados de Ebulk y E) SLk junto a los perfiles longitudinales de los ríos Guadalbacar y Retortillo. F) Mapa de pendientes y resultados de las curvas hipsométricas. Localizaciones de Figs. 2A, 2B, 2F en Fig. 1A.*

montañoso, indicando encajamiento, y valores altos aguas abajo. Sin embargo, las curvas de los tres ríos están desplazadas a lo largo del eje vertical, de forma que, dada una distancia al frente montañoso, los valores V_f son más altos mientras más alto sea el valor de Smf del frente asociado.

- *Volumen mínimo erosionado;* E_{bulk} (Azañón *et al.,* 2012): se ha calculado para los ríos Guadalbarcar y Retortillo (Fig. 2D). En ambos casos, la gráfica tiene una envolvente convexa, de forma que la mayor altura de columna erosionada se localiza en tramos medios, coincidentes con el límite de la sierra, y va haciéndose gradualmente menor hacia los tramos altos y bajos.

-*Índice SLk* (Pérez-Peña et al., 2009): A lo largo del perfil longitudinal del río Guadalbacar se observa un único máximo (Slk > 40), mientras que en el Retortillo se detectan tres máximos, todos ellos cercanos al límite formal de la sierra (Fig. 2E). Estos picos están asociados a *knick-points* en el perfil topográfico longitudinal de ambos ríos.

-*Curva hipsométrica de la cuenca e integral hipsométrica; HI* (Keller y Pinter, 2002): se han aplicado a las cuencas de los ríos Guadalbarcar y Retortillo y a nueve cuencas menores (Fig. 2F). Las curvas de las dos cuencas mayores, así como de las cuencas menores que se desarrollan en su mayor parte sobre la sierra (e.g.: 7 y 9), son convexas y el valor de HI es alto (HI > 0.6), lo que indica un relieve rejuvenecido, débilmente erosionado. Por el contrario, las cuencas desarrolladas fundamentalmente sobre la depresión (e.g.: 3) presentan curvas cóncavas y valores de HI normalmente inferiores a 0.5.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La interpretación del perfil sísmico S83-40 indica que la cuña orogénica externa de las Béticas ha avanzado hacia el antepaís con posterioridad al Langhiense. La geometría en onlap de las capas del Serravaliense superior-Messiniense sobre flancos de pliegues en rocas langhienses indica que estos pliegues se desarrollaron sobre todo en el Serravaliense. Sin embargo, en el flanco norte de este tren de pliegues, parece desarrollarse una discordancia progresiva que indica que parte de la rotación de este flanco siguió activa durante el Mioceno superior. Adicionalmente, varios cabalgamientos ciegos parecen plegar reflectores dentro de las rocas del Mioceno superior, llegando a afectar incluso al muro y techo de las rocas pliocenas, lo que indicaría una actividad cuaternaria de estas estructuras. Este avance cuaternario del frente de deformación de las Béticas es coherente con la distribución topográfica de los materiales aluviales cuaternarios que constituyen el sistema de terrazas del Guadalquivir. De hecho, en el sector estudiado, las terrazas más altas y antiguas se encuentran hasta 150 m elevadas sobre la actual llanura de inundación y basculadas suavemente hacia el norte. Este basculamiento podría deberse a un levantamiento tectónico por el avance de la cuña orogénica en profundidad, lo que estaría de acuerdo con la migración hacia el norte del cauce del río Guadalquivir, actualmente en una posición fuertemente marginal respecto al sistema de terrazas.

En el borde norte de la Cuenca del Guadalquivir, los resultados obtenidos de los distintos índices geomorfológicos también indican una cierta actividad tectónica reciente, asociada a una elevación relativa de la sierra durante el cuaternario. Este levantamiento produce un encajamiento significativo de los cauces, relativamente cerca de su nivel de base, como respuesta al escalón topográfico que se genera. En contraste con las estructuras de deformación contractiva que se observa en el relleno de la depresión, la actividad tectónica reciente en su límite norte está asociada mayoritariamente a fallas normales que desplazan tanto el basamento como los depósitos del Mioceno superior. Estas estructuras podrían responder a una extensión flexural en el forebulge de la cuenca de antepaís, activa durante el cuaternario como consecuencia del peso de la cuña orogénica bética.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos RNM-0451 y CGL2013-46368-P.

REFERENCIAS

Azañón, J. M., Pérez-Peña, J. V., Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J. M. y Rodríguez-Peces, M. J. (2012): Active tectonics in the central and eastern Betic Cordillera through morphotectonic analysis: the case of Sierra Nevada and Sierra Alhamilla. *J. Ib. Geol*, 38 (1), 225-238.

Bradley, D.C. y Kidd, W.S.F. (1991): Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps. *Bull. Geol. Soc. Am*., 103, 1416–1438.

Bull, W.B. y McFadden, L.D. (1977): Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault California. En: *Geomorphology in Arid Regions* (D.O. Doehring Eds) Allen y Unwin, Londres, 115-138.

González-Castillo, L., Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A., Martínez-Moreno, F.J., Ruano P., (2015). Shallow frontal deformation related to active continental subduction: structure and recent stresses in the westernmost Betic Cordillera. TerraNova 27, 114-121.

González Delgado, J.A. (coord.), Civis, J., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Ledesma S., Pais, J., Sierro, F.J., Zazo, C. (2004): Cuenca del Guadalquivir. En: Geología de España (J.A. Vera Ed.), SGE-IGME, Madrid, 543-550.

Jiménez-Bonilla, A., Balanyá, J.C., Expósito, I., Crespo-Blanc, A, .Torvela, T., Díaz-Azpiroz, M. y Barcos, L. (en prensa): Miocene deformation front propagation and strain partitioning within the fold-and thrust. *Geogaceta.*

Keller, E.A. y Pinter, N. (2002): En: *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey, 362pp.

Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Azor, A., Delgado, J. y González-Lodeiro, F., (2009): Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. *Earth Surf. Process. Landf.,* 34 (1), 16–25.

Rodríguez-Fernández, J., Roldán, F. J., Azañón, J.M. y García-Cortés, A. (2013): EL colapso gravitacional del frente orogénico alpino en el Dominio Subbético durante el Mioceno medio-superior: El Complejo Extensional Subbético. Boletín Geológico y Minero, 124 (3): 477-504.

Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C. y Bardaí, T. (2003): Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology,* 50, 203–2.

Caracterización de la actividad sísmica en el sector meridional de la Falla de Ventaniella

Characterization of seismic activity in the southern segment of the Ventaniella Fault

C. López- Fernández[1], J. Olona[1], G. Fernández-Viejo[1], S. Llana-Fúnez[1] y J. A. Pulgar[1]

1 Dpto. Geología, Universidad de Oviedo 33005 Oviedo. lopezcarlos@uniovi.es

Resumen: La falla de Ventaniella es una importante estructura de escala cortical, que transcurre con orientación NO-SE entre el margen Cantábrico y la Cuenca del Duero, con un trazado cartográfico superior a 450 km. Actualmente, presenta actividad sísmica en dos sectores, el más septentrional en la plataforma continental y el más meridional que atraviesa la Cordillera Cantábrica. Sobre este último se ha desplegado desde septiembre de 2015 una densa red sísmica portátil, en el marco de los proyectos GEOCANTÁBRICA y MISTERIOS, que permanecerá operativa hasta finales de 2016. Ocho de los 10 sismógrafos que la integran han sido dispuestos con un espaciado medio de 10-15 km, en torno a un segmento de la falla de 60 km de longitud, mientras que los otros dos han sido ubicados sobre la traza cartográfica de la falla. El objetivo de la red sísmica es el estudio de la estructura de la zona de falla en profundidad mediante el registro de la microsismicidad. Además, el registro continuo de las estaciones sísmicas permite el análisis del ruido sísmico mediante correlación cruzada entre pares de estaciones para poder conseguir datos sobre la estructura en profundidad. El objetivo de la investigación es conocer en detalle el papel que la Falla de Ventaniella ha tenido en el desarrollo reciente del relieve
de la Cordillera Cantábrica.

Palabras clave: falla de Ventaniella, sismicidad, red sísmica portátil.

Abstract: *The Ventaniella fault is an important crustal scale structure oriented NW-SE between the north Iberian Margin and the Duero basin in the NW Iberian Peninsula. Its trace runs along more than 450 km. Nowadays it shows a moderate to low seismic activity in two segments, the northernmost across the continental platform and the southern one traversing the Cantabrian Mountains. From September 2015 a seismic network of 10 stations was deployed within the frame of two projects, GEOCANTABRICA and MISTERIOS, that will be active at least until the end of 2016. The purpose of the seismic network is to study the structure of the fault zone at depth through the collection of microseismicity. In addition, the ambient seismic noise will be studied through cross-correlation between pairs of station to characterise the structure of the crust at depth at both sides of the fault. The research aims to establish the role of the Ventaniella fault in the recent development of the relief in the Cantabrian Mountains*

Key words: *Ventaniella fault, seismicity, portable seismic array.*

INTRODUCCIÓN

La falla de Ventaniella es una importante estructura a nivel cortical que transcurre, con orientación NO-SE, desde el margen cantábrico hasta la Cuenca del Duero, atravesando la Cordillera Cantábrica (Fig. 1). Su trazado cartográfico supera los 450 km, observándose actualmente actividad sísmica en dos sectores: en la plataforma cantábrica y en el sector centro-meridional de la cordillera (Fig. 1); así lo confirman los datos proporcionados por la Red Sísmica Nacional del Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.) y por recientes estudios de detalle sobre la sismicidad en el noroeste peninsular (López-Fernández et al., 2004; Fernández-Viejo et al., 2014). En el sector marino, la falla se denomina falla Cantábrica (Fernández-Viejo et al. 2014). Esta estructura supone, además, un límite de la actividad sísmica característica del extremo noroeste peninsular, que decrece drásticamente al Este de la falla. La falla en superficie coincide con un engrosamiento de la corteza en profundidad hacia el O (Fernández-Viejo et al. 2000).

En 2015, en el marco de los proyectos GEOCANTÁBRICA y MISTERIOS se desplegó una densa red sísmica portátil cuyo objetivo es monitorizar la microsismicidad de esta falla en el segmento que presenta mayor actividad, situado geográficamente en el límite entre las provincias de Asturias y León (Fig. 1), atravesando las partes altas de la cordillera.

Los datos obtenidos por la red se utilizarán además para caracterizar la estructura cortical mediante el análisis del ruido ambiente por interferometría sísmica.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Durante el Terciario, el acortamiento alpino en dirección N-S del margen extensional previo de Iberia

provocó la formación de las Cordilleras Cantábrica y Pirenáica (Alonso et al. 1996). Tras la migración del límite de la placa hasta el sur de Iberia durante el Cenozoico (Vissers et al., 2010), el margen inició su etapa pasiva actual.

La Falla de Ventaniella es una estructura que afecta a materiales paleozoicos y mesozoicos (Julivert et al., 1971). El trazado de la misma es fácilmente reconocible cuando atraviesa el Paleozoico y menos claro cuando atraviesa el Mesozoico porque en este caso reaprovecha fallas pérmicas extensionales con orientación adecuada para reactivarse por la compresión norte-sur. El acortamiento alpino supuso la reactivación de estructuras previas en el mesozoico y el desarrollo de una falla en dirección con movimiento dextral y una cierta componente inversa sobre materiales paleozoicos (Alonso et al., 1996). La falla tiene una expresión limitada en el relieve, pero afecta a la disposición de la red de drenaje. Está pendiente de determinar su actuación en el levantamiento de la Cordillera Cantábrica y si actúa como límite en el engrosamiento cortical que se observa hacia el Oeste en este sector (Fernández-Viejo et al., 2000)

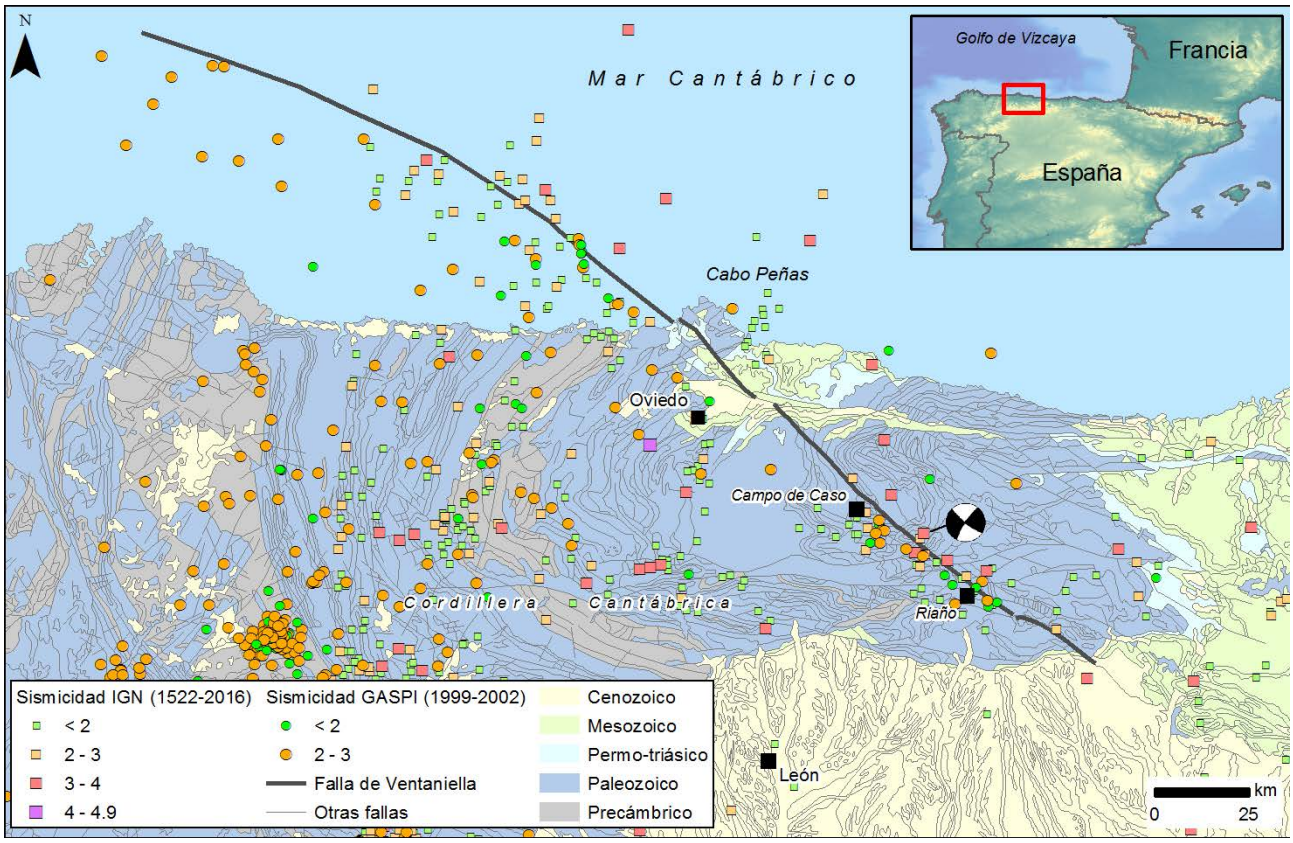


FIGURA 1. *Actividad sísmica en el entorno de la Falla de Ventaniella. Datos de sismicidad tomados del Instituto Geográfico Nacional hasta 2016 y registrados en el proyecto GASPI entre 1999 y 2002.*

ACTIVIDAD SÍSMICA ACTUAL

La actividad sísmica asociada a la falla de Ventaniella se concentra actualmente en su trazado a lo largo de la plataforma cantábrica y en el sector comprendido entre las localidades de Campo de Caso y Riaño (Fig. 1). El catálogo de sismicidad instrumental (1980 - actualidad) recoge medio centenar de sismos alineados sobre esta estructura y sobre su terminación meridional, alcanzando el mayor evento, con epicentro al este en Riaño, una magnitud m_b 3,7 (20-02-1989) y una intensidad III-IV. El reducido nivel de detección de la red sísmica permanente en este ámbito geográfico hasta el año 1999 probablemente ha impedido registrar la sismicidad de menor magnitud que con seguridad se ha venido ocasionando.

El despliegue de una red sísmica portátil en Asturias, Lugo y León entre los años 1999 y 2002 permitió registrar en tan reducido periodo de tiempo una treintena de nuevos sismos. En general, se trata de una actividad de magnitud < 2, situándose los hipocentros hasta los 16 km de profundidad hacia el sur y hasta 13-15 km en el sector meridional. Para el terremoto de 1989 se determinó un mecanismo focal con dos posibles soluciones de desgarre (Herraiz et. al., 2000) (Fig. 1).

RED SÍSMICA TEMPORAL

En julio de 2015 comenzó el despliegue de una nueva red sísmica de carácter temporal y de gran

detalle con el objetivo de monitorizar la microsismicidad asociada el segmento que presenta mayor actividad en tierra de esta falla. Esta red, que permanecerá operativa hasta finales de 2016, está integrada por diez estaciones sísmicas portátiles (Tabla I; Fig. 2) distribuidas con un espaciado medio de 10-15 km sobre un segmento de la falla de aproximadamente 60 km de longitud. Ocho de los equipos se dispusieron cubriendo todos los azimut en torno al trazado de la falla, ubicándose los otros dos sobre la propia estructura.

El modelo de sismógrafo utilizado es el *SRU Spider*, cuya sincronización se efectúa mediante antenas GPS Spider y que va equipado con un sensor Geospace Seis-Monitor de tres componentes (Fig. 3). Todos los equipos funcionan en registro continuo, con una frecuencia de muestreo de 100 muestras por segundo. Ocho estaciones cuentan con conexión mediante módem para la descarga de datos a distancia, lo cual permite disponer de información en tiempo real del estado de los equipos, así como de los eventos sísmicos que se producen. La alimentación eléctrica se efectúa en ocho casos mediante un panel solar de 150 W y una batería monoblock de 12 v; dos estaciones están conectadas directamente a la red eléctrica.

La identificación de los eventos, el análisis de la señal sísmica y la localización de los eventos se efectúa utilizando la aplicación informática SEISAN.

CÓDIGO	LOCALIZACIÓN	FECHA INSTALACIÓN
PEND	Pendones (Asturias)	31/07/2015
VEGA	Vegarada (León)	09/09/2015
RUCA	Rucayo (León)	09/09/2015
PORT	Portilla de la Reina (León)	10/09/2015
OMED	Omedal (Asturias)	27/11/2015
SAME	Sames (Asturias)	22/10/2015
OSEJ	Oseja (León)	26/11/2015
LIEG	Liegos (León)	28/09/2015
CREM	Crémenes (León)	13/10/2015
CALE	Caleao (Asturias)	17/09/2015

TABLA I. *Listado de estaciones sísmicas; localización en Fig. 2.*

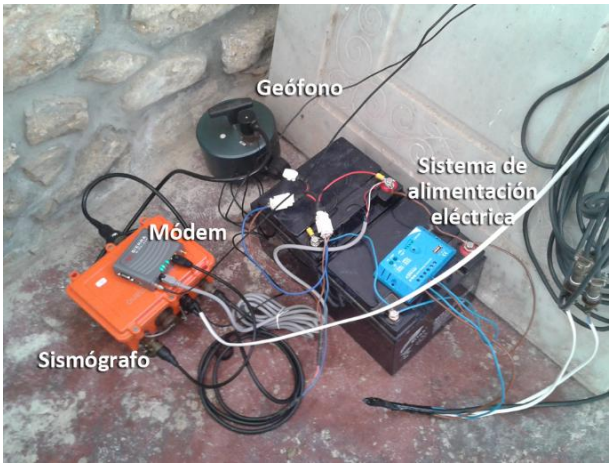


FIGURA 3. *Configuración típica de una estación sísmica.*

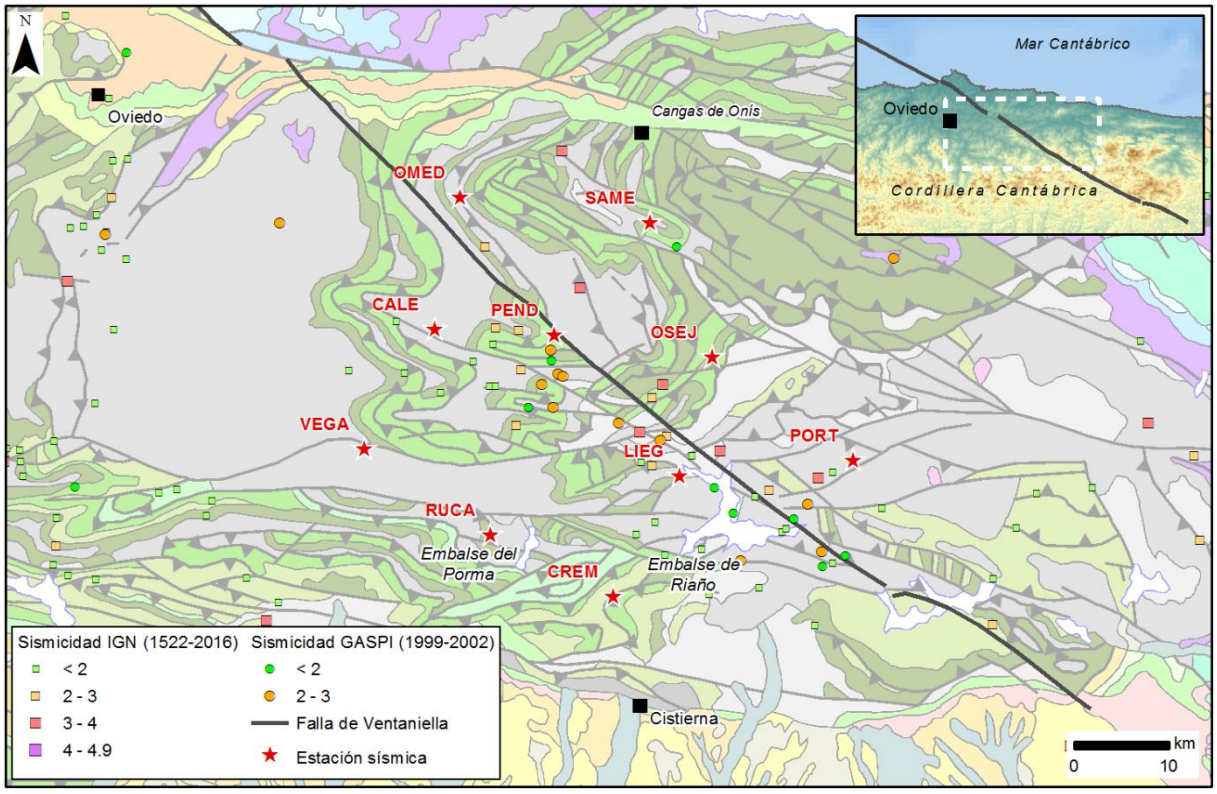


FIGURA 2. *Red sísmica temporal desplegada en el entorno de la Falla de Ventaniella. El mapa geológico procede del plan Geode a escala un millón, del Instituto Geológico y Minero de España.*

RESULTADOS ESPERABLES

Con la configuración de estaciones sísmicas utilizada en el entorno de uno de los segmentos sísmicamente activos de la falla de Ventaniella, que como consecuencia del menor espaciado entre estaciones aumenta la resolución en la localización, se pretende incrementar el número de eventos registrados. Este es un primer paso para desarrollar el objetivo fundamental del trabajo, el de establecer la estructura en profundidad de la falla. El análisis del ruido sísmico que se realizará en paralelo permitirá la caracterización de la corteza continental a ambos lados de la falla, esperando con ello despejar alguna de las incógnitas de la estructura de la corteza en este sector de la Cordillera en el que la corteza continental se encuentra engrosada muy significativamente.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la ayuda de Mario Ruiz en los procesos de adquisición de datos y especialmente la ayuda de Juan Manuel González Cortina en la preparación y configuración de las estaciones sísmicas previa a su instalación en el campo.

La investigación está financiada por una ayuda a grupos de investigación de la Consejería de Empleo, Industria y Turismo del Gobierno del Principado de Asturias y fondos FEDER (GRUPIN14-044), y por un proyecto del plan estatal de retos CGL2013-48601-C2-2-R del Ministerio de Economía y Competitividad.

REFERENCIAS

Alonso, J. L., Pulgar, J. A., García-Ramos, J. C. y P. Barba, (1996): *Tertiary basins of Spain*. Cambridge University Press, Cambridge.

Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J., Córdoba, D. y J.J. Dañobeitia (2000): Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: Crustal structure of the Cantabrian Mountains and Duero basin. *Journal of Geophysical Research – Solid Earth*, 105: 3001–3018.

Fernández-Viejo, G., López-Fernández, C., Domínguez-Cuesta, M.J. y Cadenas, P. (2014): How much confidence can be conferred on tectonic maps of continental shelves? The Cantabrian-Fault case. *Scientific Reports*, 4, artículo nº: 366.

González-Casado, J.M. y Giner-Robles, J. (2000): Relaciones entre fallas y sismicidad en el noroeste peninsular. *Geogaceta*, 28: 71-74.

Julivert, M., Ramírez del Pozo, J. y Truyols, J. (1971): *Histoire Structurale Du Golfe De Gascogne*. Technip, París.

López Fernández, C., Álvarez Pulgar, J., Glez.-Cortina, J.M., Gallart, J., Díaz, J. y Ruiz M. (2004): Actividad sísmica en el Noroeste de la Península Ibérica observada por la red sísmica local del Proyecto Gaspi (1999-2002). *Trabajos de Geología*, 24: 91-106.

Vissers, R. L. M. y Meijer, P. T. (2012): Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Science Reviews*, 114: 61–83.

Modelo geológico 3D de la estructura de almacenamiento de CO_2 de Caspe (Zaragoza, España)

3D geological model of the Caspe CO_2 Storage Site (Zaragoza, Spain).

J.F. Mediato[1], J. Garcia-Crespo[1], C. Ayala[2], E. Izquierdo[3] y J.L. Lobón[4]

1 Instituto Geológico y Minero de España, c/Rios Rosas, 23, Madrid, España. jf.mediato@igme.es; garcia-crespo@igme.es
2 Instituto Geológico y Minero de España, c/La Calera 1, 28760, Tres Cantos, Madrid, España. . Actualmente visitante en el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera-CSIC, c/ Lluis Solé Sabaris s/n, 08028 Barcelona, España. c.ayala@igme.es
3 Universidad of Zaragoza, Ciencias de la Tierra, Zaragoza, Spain, España. estheriz@unizar.es
4 Instituto Geológico y Minero de España, c/La Calera 1, 28760, Tres Cantos, Madrid, España. jl.garcia@igme.es

Resumen: La estructura geológica de Caspe se formó durante la convergencia de las Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. Las interpretaciones precedentes de los perfiles sísmicos que la atraviesan han obtenido morfologías de la estructura muy diferentes puesto que no consideran los datos geológicos superficiales. El objetivo de este trabajo es mostrar un modelo geológico 3D de la estructura de Caspe obtenido de una nueva interpretación de los perfiles sísmicos ajustándose a los datos geológicos: cartografía geológica, el campo de esfuerzos y los lineamientos. Se han modelado 4 superficies: techo de Buntsandstein, techo del Muschelkalk-I, techo del Muschelkalk-II y base del Cenozoico. El modelo obtenido muestra dos cabalgamientos OSO-ENE principales con vergencias contrarias. En la lámina cabalgante principal hay un anticlinal de dirección NO-SE limitado por pequeños cabalgamientos y fallas inversas asociados. El modelo geométrico es consistente con una estructura transpresiva tipo *push-up* que puede asociarse con la continuidad de la falla del Segre debajo de las unidades terciarias de la cuenca del Ebro.

Palabras clave: Caspe, líneas sísmicas, modelo estructural, modelo 3D, almacenamiento de CO_2

Abstract: *The Caspe structure was formed by the convergence of the Iberian Range and the Catalonian Coastal Range, during the Tertiary compression. Traditionally, the Caspe structure has been interpreted from seismic profiles without considering surface structural data. Therefore, several models were obtained with different results. The aim of this study is to build a 3D geological model taking into account the structural data from the geological map, stress fields and lineaments from satellite imagery. Four surfaces have been modelled: Buntsandstein Top, Muschelkalk-I Top, Muschelkalk-II Top and Cenozoic Bottom. The presented 3D geometrical model shows two major thrusts of WSW- ENE direction with northward and southward vergence. In the major thrust sheet there is a large NW–SE trending anticline bounded by the two thrusts with small, associated reverse faults. The geometrical model is consistent with a transpressive, push-up structure that could be associated with the lateral continuation of the Segre fault beneath the Tertiary units of the Ebro basin.*

Key words: Caspe, seismic profiles, structural modelling, 3D modelling, CO_2 storage

INTRODUCCIÓN

El Instituto Geológico y Minero de España (IGME) ha desarrollado el programa Geología del Subsuelo y Almacenamiento Geológico de CO_2, que tiene como objetivo aumentar el conocimiento de la estructura del subsuelo de todo el país, para seleccionar y caracterizar una serie de áreas adecuadas para el almacenamiento de CO_2. El programa estudió en una primera fase 70 áreas en toda la península en la que, a partir de cortes geológicos y líneas sísmicas, se obtuvieron mapas de isobatas de las formaciones almacenes (García Lobón *et al*., 2011). Una de estas áreas estudiadas fue la estructura de Caspe de la que se obtuvo el mapa de isobatas del techo del Buntsandstein (IGME 2010).

En la segunda fase del programa, la estructura de Caspe se ha considerado de nuevo debido a su proximidad a la central térmica de Andorra, centro de emisión de CO_2. La interpretación de la estructura Caspe que aquí se presenta es muy diferente de las obtenidas en los proyectos de la primera fase y anteriores (Gessal, 2007; CENITCO2, 2007). Los trabajos previos no tuvieron en cuenta el conocimiento estructural de la zona, por lo que se ha construido un nuevo modelo geométrico de la estructura de Caspe basado en estudios estructurales más recientes.

MARCO GEOLÓGICO

La estructura de Caspe se sitúa dentro de la Cuenca Terciaria del Ebro, al N de la conocida como Zona de Enlace (Guimerà, 1983), en el sector de transición entre el extremo oriental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y la zona meridional de la Cordillera Costero-Catalana (Fig.1).

La compresión alpina de las dos Cordilleras con direcciones diferentes NO-SE y SO-NE dio lugar a la geometría actual de la estructura de Caspe. Esta compresión afectó tanto al basamento paleozoico como a la cobertera mesozoica y los depósitos cenozoicos sintectónicos. La convergencia en ambas cordilleras tiene una componente oblicua (Guimerà *et al*, 2004) que, en las proximidades de la zona de estudio, se ve reflejada en las estructuras inferidas por imágenes de satélite y por campos de esfuerzos (Arlegui y Soriano, 1998; Liesa y Simón, 2009) (Fig. 1). Algunas de ellas, en la Cordillera Ibérica, dieron lugar al desarrollo de pliegues y cabalgamientos *en-échelon* (De Vicente *et al*., 2009) e indujeron fuertes rotaciones (Simón and Liesa, 2011), como la del sistema de pliegues y cabalgamientos de PortalRubio-Vandellòs que está afectado por la continuación hacia el sur de la Falla del Segre (Fig. 1) (Liesa y Simón, 2009).

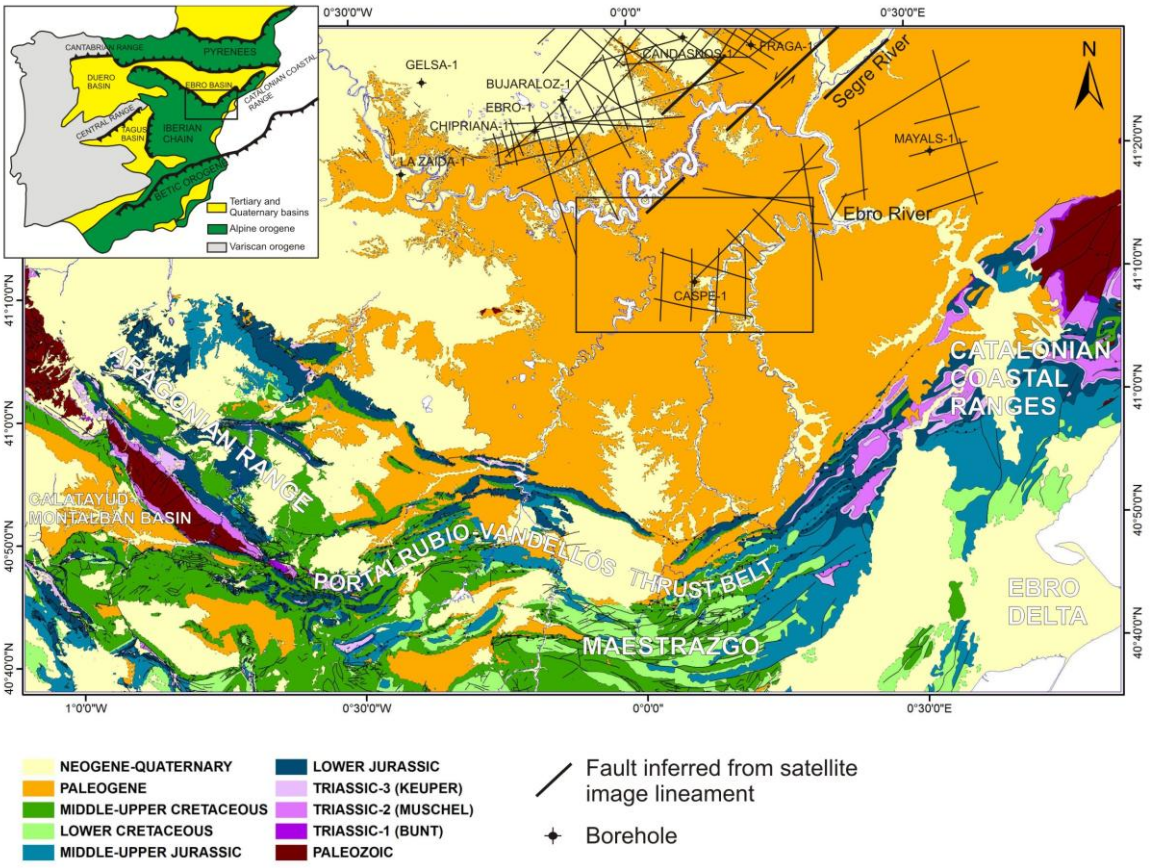


FIGURA 1. Mapa Geológico de la Cuenca del Ebro y las Cordilleras Ibérica y Costero Catalana. Fracturas interpretadas de las imágenes de satélite y estudios de campos de esfuerzos (Arlegui and Soriano, 1998; Liesa and Simón, 2009)

MAPA GEOLÓGICO

La geología de superficie de la zona de estudio está compuesta por las últimas unidades tectonosedimentarias (UTS) del Cenozoico, donde todavía hay reflejo de la tectónica compresiva alpina. Así, se observa un anticlinal de orientación NO-SE, similar a la orientación del borde N de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Fig. 2). Los contactos de la unidad de Fayón-Fraga (UTS4) con la unidad suprayacente muestran la geometría de este anticlinal, que parece acabar contra una serie de flexuras monoclinales de orientación OSO-ENE. Al sur de las flexiones se observa un sinclinal de orientación paralela a éstas que hacia el margen occidental cambia a orientación NE-SO, similar a la orientación del borde de la Cordillera Costero Catalana. Estas estructuras, que se reconocen en superficie, en profundidad deben tener su reflejo.

INTERPRETACIÓN SÍMICA

La interpretación sísmica ha partido de dos campañas sísmicas de los años 70, de los datos del sondeo de hidrocarburos de Caspe y de los sondeos hidrogeológicos Maella-1 y Maella-2. El sondeo de Caspe muestra una sucesión triásica muy potente compuesta por facies Buntsandstein y Muschelkalk. Sobre estas se apoyan materiales del Cenozoico que, según la interpretación sísmica, erosionan parcialmente las facies del Keuper y Muschelkalk III (MIII) (Fig. 2). Dentro de la sucesión terciaria se diferencian varias secuencias equivalentes a las últimas unidades de las UTS.

Se han distinguido 7 horizontes (Fig. 2) aunque sólo se han construido 4 superficies para el modelo 3D: Techo Bunstsandstein, Techo MI, Techo MII y Base del Cenozoico.

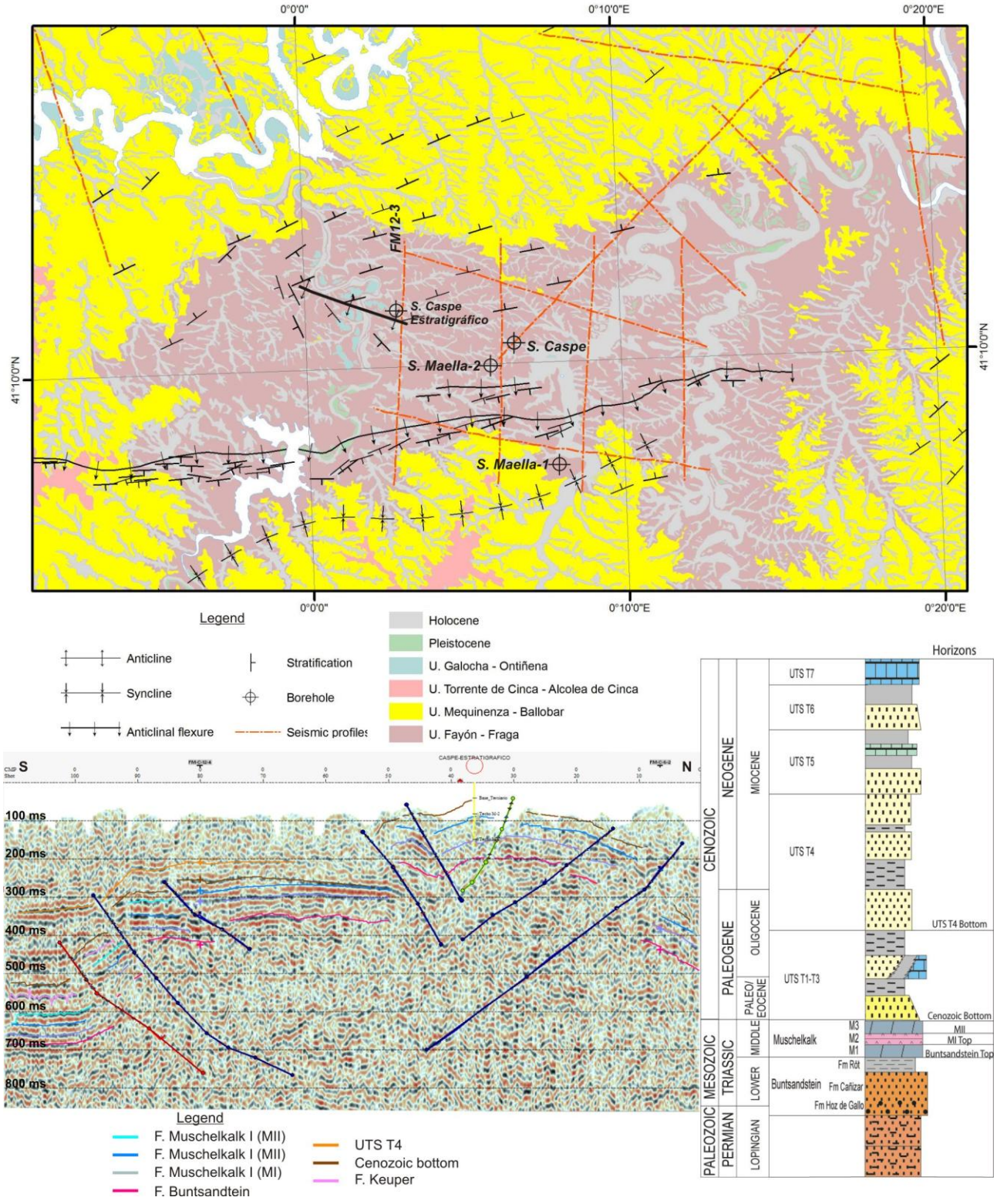


FIGURA 2. Arriba: Mapa geológico del área de estudio. Abajo izquierda: Perfil sísmico no migrado FM12-3 de dirección N-S que pasa junto al sondeo de Caspe. Abajo derecha: Columna tipo de la zona con indicación de los horizontes sísmicos interpretados.

RESULTADOS

El modelo geológico 3D obtenido muestra dos grandes cabalgamientos con direcciones OSO-ENE con vergencias contrapuestas N y S, y un anticlinal de orientación NO-SE que parece responder a la deformación producida por un desgarre sinestroso (mapa de isobatas del techo del Buntsandstein, Fig. 3).

Asociados a esta geometría hay una serie de cabalgamientos con mucho menor salto vertical

vergentes indistintamente al S y al N y con orientaciones que van desde NO-SE a E-O, que en su mayoría parecen responder a este estilo de deformación. Hacia los bordes del área, fuera de la malla sísmica, la estructuración parece adquirir nuevas orientaciones preferentes similares a los grandes dominios.

En general, se observa que las estructuras interpretadas en el subsuelo tienen mucha semejanza con las estructuras que se observan en superficies. Si además añadimos rasgos geomorfológicos o lineamientos se observa que las orientaciones NO-SE y OSO-ENE-están muy generalizadas.

En resumen, podemos interpretar que la estructura de Caspe responde a un área transpresiva posiblemente asociada a la falla del Segre dando lugar a una flor positiva (*push-up*).

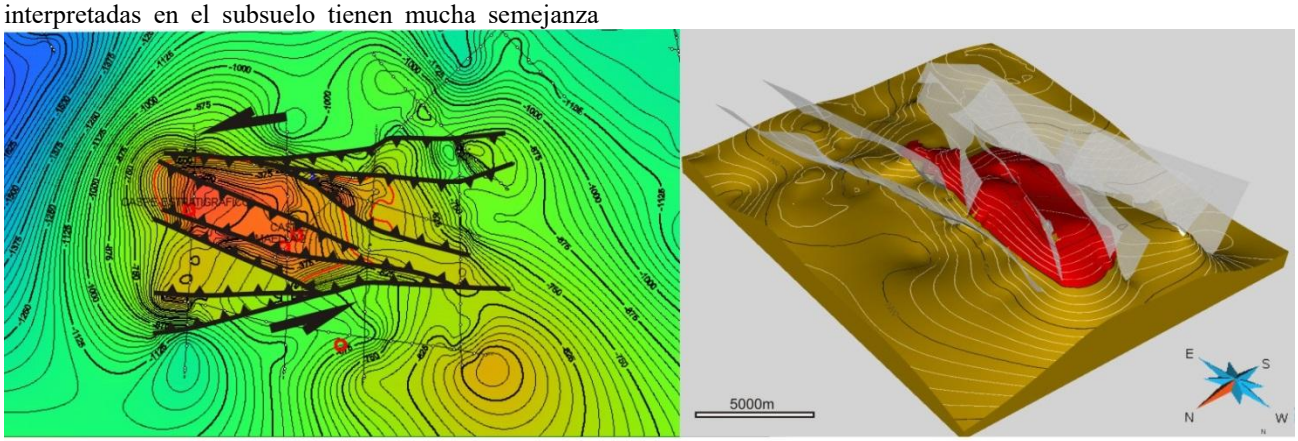


FIGURA 3. A la izquierda: Mapa de isobatas del techo del Buntsandstein con las estructuras principales. A la derecha: Modelo geológico 3D con el posible almacén CO_2 (en rojo) y los planos de las fallas principales (en blanco).

AGRADECIMIENTOS

El apoyo financiero para este estudio se recibió a través del Instituto para la Reestructuración de la Minería del Carbón y el Desarrollo Alternativo de las Comarcas Mineras (IRMC).

REFERENCIAS

Arlegui, L.E. y Soriano, M.A. (1998): Characterizing lineaments from satellite images and field studies in the central Ebro basin (NE Spain). *International Journal of Remote Sensing*, 19 (16), 3169–3185.

CENIT (2007): *Estudio de detalle de las zonas preseleccionadas para Almacenamiento Geológico de CO2, Modulo V, Almacenamiento de CO2*, Fondo Documental del IGME, Madrid, 115.

De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J. D., Casas-Sáinz, A., Sopeña, A. y Fernández-Lozano, J. (2009): Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics*, 470, 224-242.

García Lobón, J.L., Reguera García, M.I., Martín León, J., Rey Moral, C. y Berrezueta Alvarado, E.R. (2011): *Plan de selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento geológico de CO2 en España*, Resumen ejecutivo, Fondo documental del IGME. Documento nº 64.055 (72 pp).

Gessal (2007): *Vectorización e interpretación de perfiles sísmicos en una zona de la Cuenca del Ebro*, Fondo Documental del IGME, 20.

Guimerà, J., Mas, R. y Alonso, Á. (2004): Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and Tertiary contractional inversion, *Journal of the Geological Society*, 161, 291-303.

Guimerà, J. (1983): Évolution de la déformation alpine dans le NE de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne Côtière Catalane. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 279, 425-430.

IGME (2010): *Plan de Almacenamiento geológico de CO2 del IGME – Plan ALGECO2, Volumen II Pirineo–Ebro. Geología*. Fondo Documental del IGME

Liesa, C.L. y Simón J.L. (2009): Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics*, 474: 144-159.

Simón, J.L. y Liesa, C.L. (2011): Incremental slip history of a thrust: diverse transport directions and internal folding of the Utrillas thrust sheet (NE Iberian Chain, Spain). En: *Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts* (Poblet, J. and Lisle R.J. Eds). Geological Society, London, Special Publications, 349, 77-97.

Variaciones laterales de la estructura del anticlinal de Barbastro-Balaguer

Along-strike structural variations of the Barbastro-Balaguer anticline

P. Santolaria[1,3], O. Pla[2], R. Soto[3], A.M. Casas[1], O. Gratacós[2], E. Roca[2], O. Ferrer[2], J.A. Muñoz[2] y E. Pueyo[3]

1 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza 50009 Zaragoza. psotin@unizar.es, acasas@unizar.es
2 Institut de recerca GEOMODELS, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona 08028 Barcelona. oriolpla@ub.edu, ogratacos@ub.edu, eduardroca@ub.edu, joferrer@ub.edu, jamunoz@ub.edu
3 Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza 50006 Zaragoza r.soto@igme.es, unaim@igme.es,

Resumen: El afloramiento de yesos y sales eocenas que constituyen el anticlinal de Barbastro-Balaguer presenta continuidad a lo largo de 150 km si bien la variación lateral en términos estructurales es patente ya en la geología de superficie. En este trabajo se presenta una síntesis cartográfica de la estructura y tres cortes que ilustran zonas concretas de los sectores occidental, central y oriental. Desde su terminación periclinal al oeste, esta estructura se dibuja como un retrocabalgamiento y más adelante como un anticlinal que en ciertas zonas se desdobla en más de una estructura para culminar, al oeste, en un anticlinal suave cuya geometría corresponde a grandes rasgos a un pliegue de adaptación de falla. Mientras que el flanco sur presenta una traza continua y regular, el flanco norte del anticlinal de Barbastro-Balaguer mimetiza la traza del frente de las Sierras Marginales, lo que se traduce en una traza irregular con entrantes y salientes. Esta irregularidad podría explicarse por el grado de interacción entre el frente de deformación y la posición y geometría de los niveles de despegue eocenos que dependen, a su vez, de la extensión de los sistemas lacustres donde se sedimentaron.

Palabras clave: Pliegue de despegue, tectónica salina, anticlinal salino, evaporitas eocenas, nivel de despegue.

Abstract: *Despite the lateral continuity of the Eocene evaporites in the core of the Barbastro-Balaguer anticline along 150 km of extension, surface geology depicts, in structural terms, along-strike variations. In this work, we present a synthetized geological map of this structure and three cross sections to illustrate specific zones of the western, central and eastern sectors. From its periclinal end in the west, a backthrust grades to a single anticline that splits, in several areas, in more than one structure to finally end, to the east, as a gentle anticline whose geometry corresponds roughly in a fault bend fold. While the southern flank is continuous and regular, the norther flank depicts an irregular trace with salients and entrants parallel to the Sierras Marginales deformation front. Irregularities could be explained by the degree of interaction between the deformation front and the location and geometry of the Eocene décollement which, in their turn, depend on the extension of the lacustrine system where it was sedimented.*

Key words: *Detachment fold, salt tectonics, evaporite cored fold, Eocene evaporites, décollement.*

INTRODUCCIÓN

El anticlinal de Barbastro-Balaguer (ABB) se sitúa circundando el límite sur de la Unidad Surpirenaica Central (USPC). El ABB es una estructura ligeramente cóncava hacia el Norte, paralela a las Sierras Marginales aledañas por el Norte, que se puede continuar a lo largo de más de 150 km. Se trata de la estructura más meridional de la cadena Pirenaica en esta transversal, deforma los materiales autóctonos de la Cuenca del Ebro y está íntimamente relacionada con las evaporitas eocenas que constituyen su núcleo (Martínez-Peña y Pocoví, 1988). La importancia de estas unidades evaporíticas radica en que funcionan como un segundo nivel de despegue durante las últimas fases de deformación en el Pirineo, pudiendo afectar y verse afectadas por el emplazamiento del frente surpireniaco. Para tener un mayor control de la interacción entre el ABB, los niveles de despegue regionales tanto inferior como superior (facies Keuper y evaporitas eocenas) y la evolución de la USPC en sus últimos estadios es fundamental estudiar la estructura del ABB en profundidad.

Este trabajo describe cómo varía la estructura del ABB a partir de la recopilación de datos provenientes de otros trabajos, toma de datos estructurales, realización de una síntesis cartográfica de la estructura y de su estudio en profundidad en base a tres cortes geológicos y su restitución. Estos cortes geológicos atraviesan de forma aproximadamente perpendicular la estructura por su parte occidental, central y oriental. El corte occidental se ha realizado en base a perfiles de sísmica de reflexión y a los sondeos profundos Huesca-1 y Monzón-1. El corte central está adaptado de Teixell y Muñoz (2000). Y para la realización del corte oriental se han utilizado ocho perfiles sísmicos, así como los datos del sondeo Guisona-1. Finalmente, se evalúa las posibles causas de esta variación lateral.

ESTRATIGRAFÍA

Los materiales del Eoceno superior-Oligoceno a los que afecta el ABB varían tanto de Norte a Sur como lateralmente. Hacia el Oeste, la serie afectada del autóctono del Ebro comienza con los yesos, lutitas y ocasionalmente calizas, areniscas y margas de la Fm. Barbastro (Priaboniense superior-Oligoceno (Martínez-Peña y Pocoví, 1988; Senz y Zamorano, 1992) y sus equivalentes hacia el Norte, las lutitas areniscas y carbonatos de la Fm. Salinar y las areniscas y conglomerados de la Fm. Peralta. Sobre este conjunto se apoyan los canales fluviales de areniscas y conglomerados que salpican las lutitas rojas de las Fms. Peraltilla y Sariñena (Rupeliense y Chatiense-Aquitaniese respectivamente, Luzón, 2005). Hacia el este, la Fm. Barbastro presenta varias intercalaciones detríticas pertenecientes a la Fm. Súria. Por encima se han depositado los materiales lacustres de la Fm. Torá. Y finalmente, las areniscas y conglomerados de la Fm. Solsona.

CARTOGRAFÍA Y ESTRUCTURA

El ABB, en toda su longitud, está formado por un núcleo de materiales evaporíticos de edad Eoceno superior-Oligoceno basal (Martínez-Peña y Pocoví, 1988). El flanco sur del ABB presenta una continuidad estructural sin grandes variaciones a excepción de un cambio de orientación (N150E a N120E) entre los sectores de Bierge y Cinca. Sin embargo, la estructura de su flanco norte presenta importantes variaciones laterales que se traducen en diferencias laterales de la cantidad de acortamiento que acomoda la estructura en su conjunto (Fig. 2).

La terminación occidental del ABB se caracteriza por un cierre periclinal que dibujan las capas de la Fm. Peraltilla y una serie de pliegues menores en la Fm. Sariñena. En este sector, el de Bierge, la Fm. Peraltilla retrocabalga a la Fm. Sariñena que se apoya discordante sobre los relieves de las Sierras Marginales al Norte. En el sector del Cinca, la anchura del afloramiento de la Fm. Barbastro aumenta progresivamente hacia el Este. Éste está flanqueado por la serie concordante Fm.Peraltilla-Fm. Sariñena al Sur, y por la Fm. Sariñena apoyada discordantemente al Norte. En este sector y al Norte del ABB aflora de forma puntual la lámina basal de las Sierra Marginales. El ABB se desdobla en dos estructuras en el sector de Calasanz-Baells (Fig. 2a, Corte a): Al Norte un retrocabalgamiento que grada lateralmente a un anticlinal y cuyo bloque inferior/flanco norte es cabalgado por la lámina de las Sierras Marginales y al Sur el propio ABB. Entre ambas estructuras las capas de la Fm. Peraltilla dibujan un sinclinal laxo, el sinclinal de Azanuy (Senz y Zamorano, 1992), que queda cubierto discordantemente por la Fm. Sariñena que fosiliza a su vez el frente de deformación de las Sierras Marginales (Fig. 2a). En este sector, el flanco sur del ABB presenta dos retrocabalgamientos (Fig. 2a). En el sector de Algerri, el ABB vuelve a reconocerse como una única estructura internamente deformada (Fig. 2b, Corte 2) que, hacia el Este, se desdobla en dos anticlinales cuyo núcleo aflorante está constituido por la Fm. Barbastro en el sector de Cubells. El más septentrional está en contacto directo con las Sierras Marginales mientras que hacia el Sur la Fm. Barbastro parece cabalgar ligeramente. Entre ambos frentes de deformación se estructura un sinclinal laxo. El afloramiento septentrional en contacto con las Sierras Marginales se

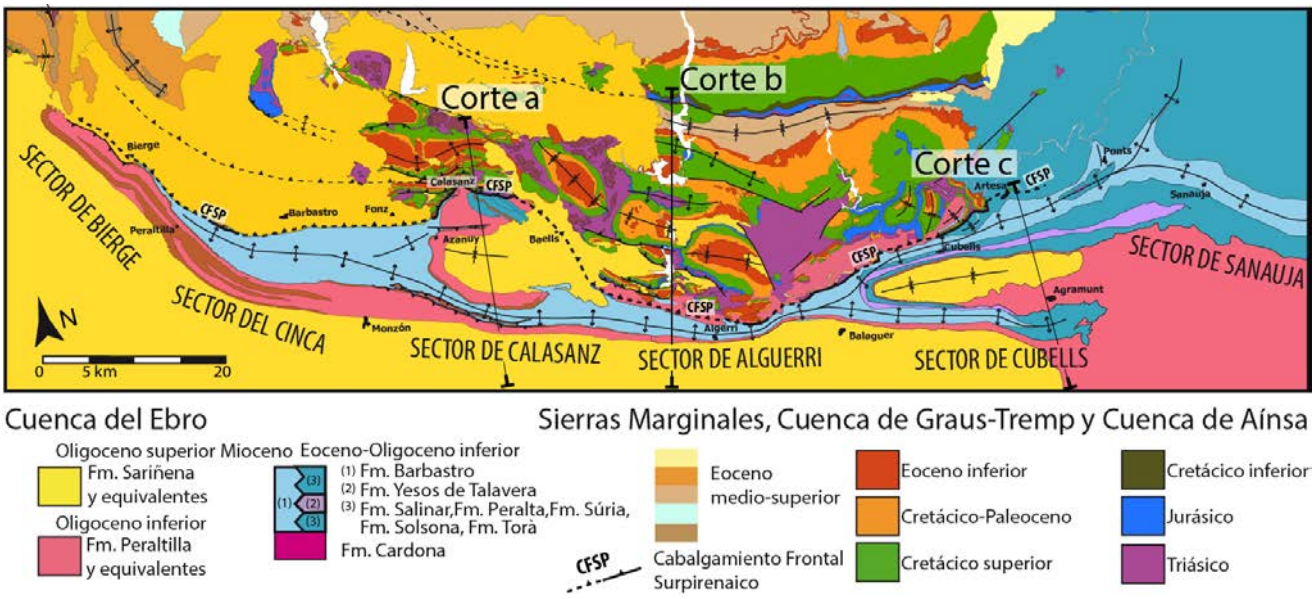


FIGURA 1. *Mapa geológico simplificado del anticlinal del Barbastro-Balaguer*

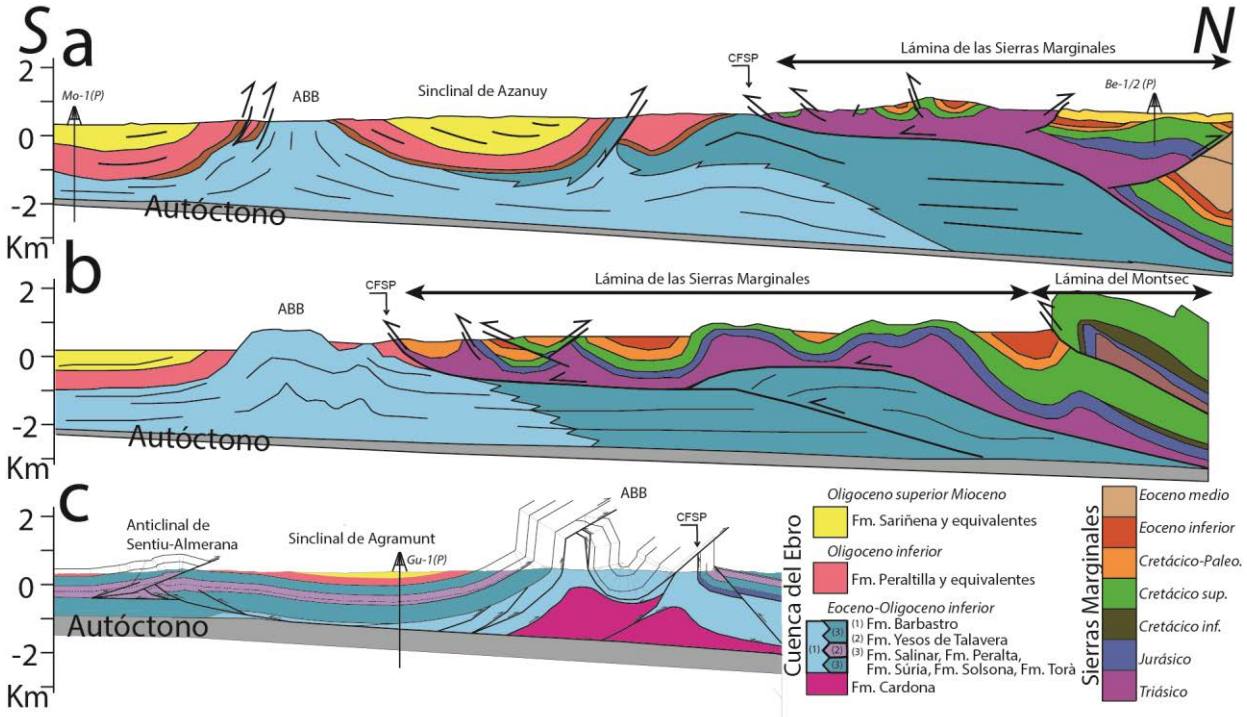


FIGURA 2. *Cortes geológicos del anticlinal del Barbastro-Balaguer*

continúa hacia el Oeste con una orientación N090E hasta el sector de Sanauja donde el ABB se bifurca en dos estructuras. La septentrional sigue una dirección N045E cuyo cierre periclinal se sitúa próximo a la localidad de Vilanova de l'Aguda. La meridional sigue una dirección N135E hasta llegar al punto donde se desdobla en dos anticlinales que adquieren orientaciones paralelas N070E. En el sector de Cubells, la rama norte del ABB dibuja un estructura que incluye una sinclinal central cuyo flanco norte retrocabalga hacia el Norte y un flanco sur retrocabalgado por la serie Eoceno-Oligocena que constituye el flanco norte del Sinclinal de Agramunt. El núcleo del ABB en esta zona lo constituyen las sales de la Fm. Cardona. En la rama meridional del ABB en este sector aparece el anticlinal de Sentiu-Almerana (Fig. 2c).

DISCUSIÓN

Las diferencias laterales en la cantidad de acortamiento que acomoda la estructura del ABB podrían reflejar: 1) variaciones laterales del desplazamiento del frente surpirenaico hacia el Sur, 2) variaciones laterales de acortamiento que acomodan las estructuras de la lámina de las Sierras Marginales (y quizás de las láminas más internas como Montsec o Bóixols por reactivación de estructuras de forma contemporánea a la traslación hacia el Sur de la lámina de las Sierras Marginales), 3) la no homogénea distribución del nivel de despegue secundario superior que constituye el núcleo de la estructura y, 4) diferencias laterales de la tasa de sedimentación sintectónica que tuvo lugar durante el Oligoceno al Sur de las Sierras Marginales, que podrían inhibir el avance de las Sierras Marginales y forzar el emplazamiento de estructuras más al Sur, además de incentivar la reactivación de estructuras en las zonas más internas.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por los proyectos coordinados SALTACRES y DR3AM- CGL2014-55118 del MINECO

REFERENCIAS

Luzón, A. (2005). Oligocene-Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain. Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sedimentary Geology*, 177, 19-39.

Martínez Peña, B., y Pocoví, A. (1988). El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera Surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geológica Hispánica*, 23, 81-94.

Martínez Peña, M. B. (1991). *La estructura del límite occidental de la unidad surpirenáica central*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 380 pp.

Senz, J.G. y Zamorano, M. (1992). Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales Occidentales. *Acta Geológica Hispánica*, 27, 1-2, 195-209.

Teixell, A. y Muñoz, J.A. (2000). Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario: una síntesis basada en la transversal del río Noguera-Ribagorzana. *Rev. Soc. Geo. España*, 13, 251-264.

Superposición de pliegues hercínicos y alpinos en el Paleozoico del Priorat Central

Superposition of Hercynian and Alpine folds in the Paleozoic of Central Priorat

S. Valenzuela[1], G. Alías[2] y J. Mª. Casas[3]

1 Dept de Geoquímica, Petrologia i Prospecció geológica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Martí i Franqués, s/n, 08028 Barcelona. sergiovalenzuela@ub.edu
2 Dept de Geoquímica, Petrologia i Prospecció geológica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Martí i Franqués, s/n, 08028 Barcelona. galias@ub.edu
3 Dept de Geodinàmica i Geofísica. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Martí i Franqués, s/n, 08028 Barcelona. casas@ub.edu

Resumen: Se describen dos episodios deformativos que afectan a los materiales de edades comprendidas entre el Devónico superior y el Carbonífero inferior del Priorat Central. En el primer episodio, o fase 1, se forman pliegues recumbentes fallados, cabalgamientos y fallas inversas vergentes hacia el SW, así como estructuras retrovergentes. Todas estas estructuras presentan una dirección predominante NW – SE. Durante el segundo, o fase 2, se forman pliegues abiertos de dirección NE – SW con superficies axiales con fuertes buzamientos al NW y fallas normales. Este trabajo pone el énfasis en la superposición de las estructuras de ambas fases, que da lugar a figuras de interferencia de pliegues de tipo intermedio entre los tipos 1 y 2 de Ramsay, hecho que no había quedado reflejado en cartografías y trabajos previos. Se propone que el primer episodio es de edad hercínica mientras que el segundo podría tener una edad alpina.

Palabras clave: Superposición de pliegues, Paleozoico, Hercínico, Alpino, Priorat Central.

Abstract: *Two deformational episodes affecting Upper Devonian and Lower Carboniferous rocks from the Central Priorat (Catalan Coastal Ranges) are described. During the first episode (Phase 1), southwest-verging recumbent faulted folds, thrusts and reverse faults, together with retrovergent structures, are formed. All these structures have a predominant NW – SE trend. During the second episode (Phase 2), NE - SW open folds with axial surfaces with steep dips to the NW and normal faults are formed. This study emphasizes the structures, superposition of these two phases, resulting in fold interference patterns between types 1 and 2 of Ramsay. This fact has not been shown in previous works. It is proposed that the first episode is Hercynian whereas the second may be Alpine.*

Key words: *Folds superposition, Paleozoic, Hercynian, Alpine, Central Priorat.*

INTRODUCCION

El Priorat Central está situado en el extremo suroeste de la Cadena Costera Catalana (NE de la Península Ibérica). Esta cadena de dirección NE-SW discurre paralela a la costa mediterránea y está formada por dos sistemas montañosos separados por una depresión de edad neógena. En la Cadena Prelitoral afloran materiales paleozoicos de edades comprendidas entre el Cámbrico y el Carbonífero junto con granitoides tardihercínicos. En su extremo meridional se localiza el conjunto más importante de materiales carboníferos afectados por un metamorfismo regional hercínico de muy bajo grado (Fig. 1). Los trabajos previos se han focalizado tradicionalmente en la estratigrafía, la paleontología y los yacimientos minerales (Colodrón et al., 1978, 1979; Sáez y Anadón, 1989, Melgarejo, 1992; Gandl et al., 2015; González et al., 2015); siendo escasos los dedicados a la tectónica (Ashauer y Teichmüller, 1935; Solé Sugrañes, 1973; Crespo y Michel, 1980; Melgarejo, 1992) y casi inexistentes los centrados en el metamorfismo regional hercínico de grado muy bajo.

El presente trabajo se describe las estructuras de interferencia, a macro y mesoescala, en los materiales del zócalo paleozoico.

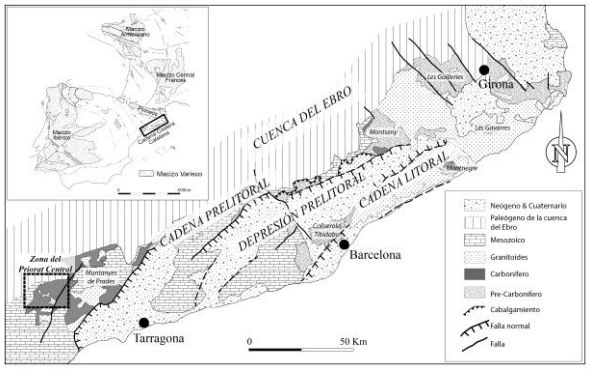


FIGURA 1. *Mapa geológico de la Cadena Costera Catalana y localización de la zona del Priorat Central (modificado de Julivert y Duran, 1990).*

MATERIALES

Anadón y Sáez (1989) definieron una secuencia de 2500 m formada por cuatro unidades (de base a techo: U. de Les Vilelles, U. de Les Bassetes, U. de Scala Dei, U. de Poboleda) de edades comprendidas entre el Devónico y el Westfaliense (Baskiriense – Moscoviense). La mejora de la cartografía geológica ha permitido diferenciar otra nueva unidad litoestratigráfica, U. de Torroja. Por otro lado, nuevos resultados estratigráficos y paleontológicos han permitido precisar la edad de esta secuencia, entre el Frasniense – Fameniense (Devónico Superior) y la base del Serpukhoviense, así como estimar una potencia bastante inferior para su parte inferior (Fig. 2).

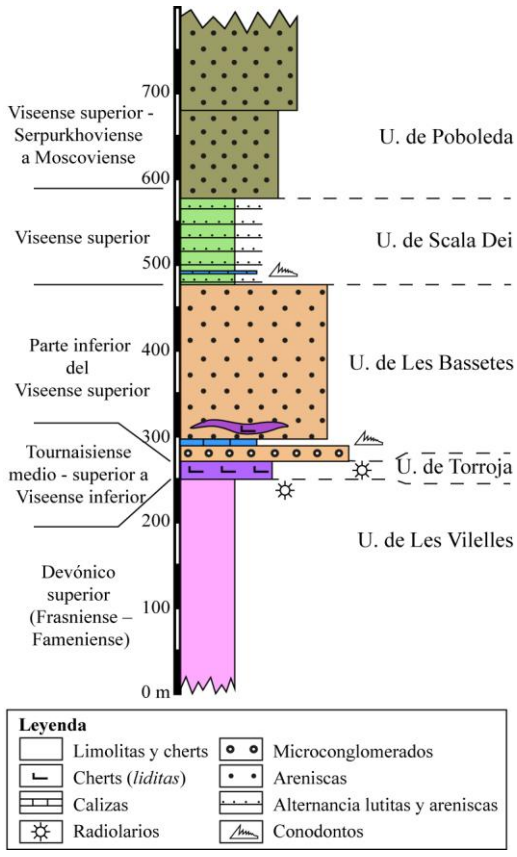


FIGURA 2. *Columna estratigráfica sintética del Paleozoico del Priorat Central.*

Unidad de Les Vilelles: es una unidad detrítica silícea de 250 m de potencia formada por una alternancia de limolitas silíceas, argilitas silíceas verdes y versicolores, niveles de arenas cuarcíticas muy finas verdosas, areniscas de radiolarios silicificadas y cherts bandeados oscuros. En base a radiolarios, esta unidad ha sido datada como Devónico superior (Frasniense – Fameniense). Esta edad es coincidente con la propuesta de González et al. (2015) a partir de datos palinológicos obtenidos en la localidad de La Vilella Alta.

Unidad de Torroja: constituye un nivel de potencia variable entre 2 y 20 m, que originalmente fue incluido a techo de la unidad de Les Vilelles por Anadón y Sáez (1989). Está formada por cherts ricos en radiolarios. Esta unidad ha sido datada como Tournaisiense medio – superior a Viseense inferior en base a la asociación de radiolarios obtenidos en los sectores de Torroja del Priorat y de La Vilella Baixa y La Vilella Alta.

Unidad de Les Bassetes: es una unidad detrítica siliciclástica de 150 m de potencia. Está formada, en su mayor parte, por areniscas dispuestas en bancos masivos métricos separados por niveles centimétricos de lutitas. También incluye hacia la base calizas que se correlacionan con la Biozona *Gnathodus bilineatus* con la parte inferior del Viseense superior (entre 337 y 335 Ma).

Unidad de Scala Dei: con una potencia mínima de unos 80 m se caracteriza por una alternancia rítmica de capas centimétricas de areniscas finas y de lutitas. Sáez y Anadón (1989) las atribuyeron al Viseense – Namuriense, sin embargo las dataciones efectuadas recientemente han proporcionado una edad similar a la de la unidad de Les Bassetes, Viseense superior (entre 337 y 335 Ma).

Unidad de Poboleda: es una unidad detrítica de origen turbidítico. Tiene una potencia atribuida de 1500 m (Sáez y Anadón, 1989) y su edad está comprendida entre la parte alta de Viseense superior y el Serpukhoviense – Moscoviense.

ESTRUCTURA

En el Priorat Central se han diferenciado dos fases de deformación principales. Durante la primera fase (F1) se forman pliegues tumbados asimétricos, que localmente pasan a pliegues recumbentes fallados, cabalgamientos, fallas inversas y estructuras retrovergentes. Todas estas estructuras, se observan a diferentes escalas, desde centimétrica a kilométrica. Tienen una dirección general NW – SE y una vergencia predominante hacia el SW, excepto las estructuras retrovergentes que tienen una vergencia opuesta hacia el NE o NNE. La estructura mejor desarrollada en la zona es el Anticlinal de Les Vilelles. Se trata de un pliegue tumbado asimétrico asociado a un cabalgamiento de mayores dimensiones en profundidad (Fig. 3). En su flanco suroeste se desarrollan numerosos pliegues de orden menor, mientras que los pliegues asociados al flanco noreste presentan una mayor longitud de onda. En general, la mayor parte de estos pliegues tienen asociados pequeños cabalgamientos igual como sucede en el núcleo del anticlinal. Localmente, el flanco noreste está invertido con fuertes buzamientos al SW, estructura que se ha interpretado asociada con un cabalgamiento retrovergente. Los pliegues menores de F1 tienen un mejor desarrollo en las unidades bien laminadas de Les Vilelles y de Torroja. Muy localmente se desarrolla un clivaje ligado a la formación de estos pliegues.

Durante la segunda fase de deformación (F2) se forman estructuras de dirección NE – SW. Estas estructuras son, principalmente, pliegues abiertos con superficies axiales subverticales o con fuertes buzamientos al NW y en menor medida fallas normales. Estos pliegues tienen una longitud de onda kilométrica, siendo las estructuras más representativas el Sinclinal del Más del Sastre y el Anticlinal del Mas d'En Doix – Les Planes Cegues (Fig. 3).

La superposición de los pliegues de F2 sobre los pliegues de F1 da lugar a estructuras de interferencia, a todas las escalas, en formas de domo, de tipo intermedio entre tipo 1 y tipo 2 de Ramsay (1977). A escala cartográfica, estas estructuras se observan bien en dos sectores: en el Mas del Sastre y en el Mas d'En Doix - Les Planes Cegues.

En el sector de Mas del Sastre la interferencia de la F2 sobre la F1 ha producido un abrupto cambio de rumbo de la traza axial del Anticlinal de Les Vilelles variando de dirección de NNO – SSE a O – E y a NE – SO.

En el sector del Mas d'En Doix – Les Planes Cegues se reconocen dos domos desventrados elongados según la dirección de F1, una cubeta y un cierre periclinal.

A escala de afloramiento, en las inmediaciones de Torroja del Priorat se observan las superficies axiales de los pliegues de F1 y sus ejes deformados por los pliegues de F2 (Fig. 4).

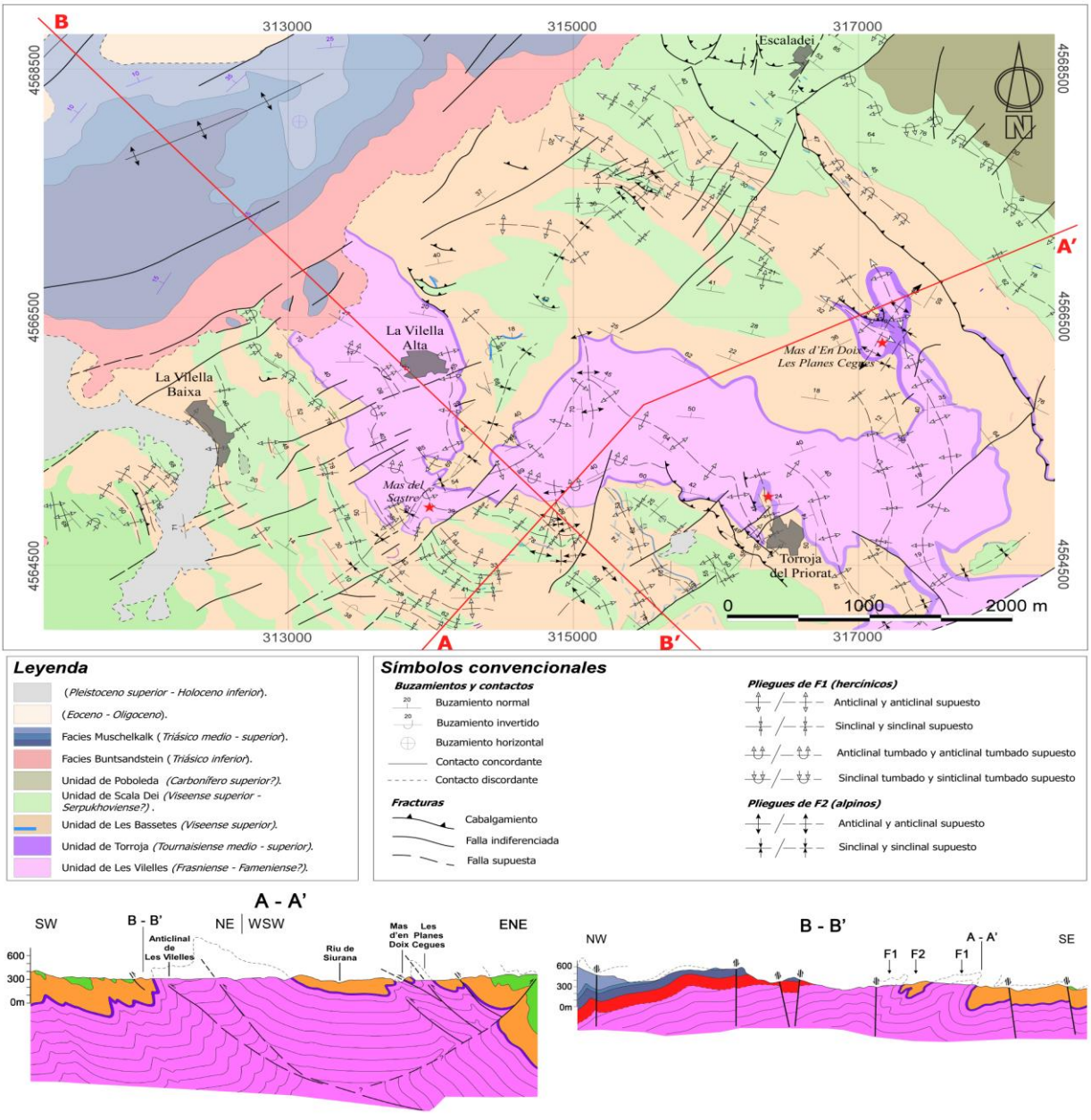


FIGURA 3. *Mapa geológico del Priorat Central y cortes geológicos.*

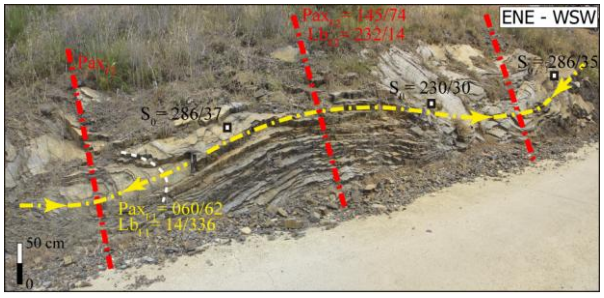


FIGURA 4. *Pliegues de F1 interferidos por los pliegues de F2 de superficie axial subvertical en los cherts de la unidad de Torroja al norte de la población de Torroja del Priorat.*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A diferencia de los trabajos previos, en este trabajo se pone de manifiesto que la estructura del Priorat central está caracterizada por la superposición de dos sistemas de pliegues. A nivel global, esto evidencia por la gran dispersión de las direcciones y buzamientos de la estratificación (Fig. 3) que se aleja de una estructura tectónica relativamente simple (Sáez, 1982). Por otro lado, la nueva cartografía realizada muestra los cambios de orientación de la traza axial de los pliegues de F1 y la presencia de estructuras de interferencia. Los trabajos previos ya habían puesto de manifiesto la existencia de diversos sistemas de pliegues aunque su traducción a nivel cartográfico no había quedado bien recogida. Solé Sugrañes (1973) identificó únicamente dos fases hercínicas con direcciones similares. Crespo y Michel (1980) y Melgarejo (1992) constataron la existencia de dos sistemas de pliegues ortogonales de edad hercínica y atribuyeron solamente la dirección NE-SW a los sistemas de fracturación alpinos y reactivación neógena. Así pues, todos estos autores habían atribuido una edad herciniana a estos sistemas de pliegues.

En este trabajo, se considera que los pliegues de F1 tienen una edad hercínica ya que sólo afectan a materiales paleozoicos y las estructuras son paralelas a las direcciones dominantes, NW-SE, del hercínico a lo largo de toda la Cadena Costera Catalana. En cambio, se propone que los pliegues de F2 pueden tener una edad alpina ya que sus direcciones coinciden con las de los pliegues y fracturas que deforman la cobertera mesozoica de la Sierra del Montsant, discordantes sobre los materiales paleozoicos del Priorat central.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está financiado por el proyecto CGL2015-66335-C2-1-R. Los autores agradecen los comentarios de Josep Poblet.

REFERENCIAS

Ashauer, H. y Teichmüller, R. (1935): *Formación y estructura de las montañas variscicas de Cataluña.* Traducido por: RIOS, J.M. (1946); Pub/. Extranj. Geol. Esp. t. 111: 7-102.

Colodrón, I., Cabañas, I., Quintero, I., Nodal, T., Bretone, R., Quesada, C., Suárez, J. (1979): *Flix - Mapa geológico de España 1:50000 444 32-17.* Madrid: Servicio de Publicaciones Ministerio de Industria.

Colodrón, I., Núñez, A., Ruiz, V., Cabañas, I., Uralde, M. A., Nodal, T., Suárez, J. (1978): *Cornudella - Mapa geológico de España 1:50000 445 32-17.* Madrid: Instituto Geológico y Minero de España. Servicio de Publicaciones Ministerio de Industria.

Crespo, J. L., & Michel, B. (1980). Estudio geológico de los yacimientos minerales del Macizo Catalán entre Bellmunt de Ciurana y Mola, Priorato (Tarragona). *Studia Geologica Salmanticensia*, 16, 123–149.

Gandl, J., Ferrer, E., Magrans, J., Sanz López, J. (2015): Trilobiten aus dem Unter-Karbon des Katalonischen Küstengebirges (NE-Spanien). *Abhandlungen der Senckenberg Gesellschaft für Naturforschung*, 571, 83 pp.

González, F., Moreno, C., Melgarejo, J.C., Sáez, R. (2015): Palynological age constraint of Les Vilelles unit, Catalan Coastal. *Geologica Acta*, 13(4): 345–361.

Julivert, M. y Durán, H. (1990) Paleozoic stratigraphy of the Central and Northern part of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain). *Acta Geologica Hispanica*, 25 (1-2), 3-12.

Melgarejo, J. C. (1992): *Estudio Geológico y Metalogenético del Paleozoico del sur de las Cordilleras Costeras Catalanas*. Colección Memoria ITGE, 103, 605.

Ramsay, J.G. (1977) *Plegamiento y fracturación de las rocas*. H. Blume, Madrid, 590 pp.

Raymond, D. y Caridroit, M. (1993): Le Dévonien-Carbonifère inférieur du Priorat (Catalogne, Espagne): nouvelles données micropaléonto-logiques et interprétation paléogéogràphique. *Acta Geologica Hispanica*, 28(1): 27–31.

Sáez, A. y Anadón, P. (1989): El Complejo Turbidítico del Carbonífero del Priorato (Tarragona). *Acta Geologica Hispanica*, 24: 33 – 47.

Solé Sugrañes, L. (1973): Nota sobre algunos aspectos de la tectónica del Carbonífero de las sierras de Prades (Prov. de Tarragona). *Acta Geologica Hispanica*, VIII(4): 138–144.

Microtectonic analysis of the copper-bearing deposits of Bou Skour mining district at Saghro inlier (Anti-Atlas, Morocco)

Análisis microtectónico de los depósitos de cobre del distrito minero de Bou Skour en el ojal de Saghro (Anti-Atlas, Marruecos)

H. El Ouardi[1], B. Karaoui[2], A. Mahmoudi[2], M. El Azmi[3] and M. Zouhair[3]

1. CartoTec research group, University Moulay Ismail, Faculty of Sciences, Department of geology, PB. 11201 Zitoune, Meknes, Morocco. h.elouardi@fs-umi.ac.ma
2. University Moulay Ismail, Faculty of Sciences, Department of geology, PB. 11201 Zitoune, Meknes, Morocco. karaouibrahim@yahoo.fr; geo_mahmoudi@yahoo.fr
3. Managem/ONA, Twin Center, Tower A, PB 16016, Maarif, Casablanca, Morocco. m.elazmi@managemgroup.com, m.zouhair@managemgroup.com

Abstract: In this study, we focus on the relationship between deformations and copper mineralization in the "Patte d'Oie" sector (Saghro inlier, Eastern Anti-Atlas, Morocco). The mineralized structures correspond to three main shear zones: the "Filon Principal" oriented NNW-SSE and the Filon 1 and Filon 2, trending NW-SE. The mineralized veins are hosted within deformed Cryogenian andesite and granodiorite and through the Ediacaran magmatic rocks. Our structural analysis proved a left-lateral offset along the FP, F1 and F2 mineralized veins rather than dextral movement admitted by previous works. These veins are flattened in a vertical flattening plan with vertical stretching lineation parallel to a mylonitized wall rock. They are formed during two tectonic events; the first large-scale NNW-SSE-trend ductile shear and a second event corresponding to a reactivated pre-existent shear zones in a trans-tensive ductile-brittle regime. The age of the deformation is at least post-Ediacaran probably of Variscan or Alpine age.

Keywords: Microtectonic analysis, copper mineralization, Bou Skour, Anti Atlas, Morocco.

Resumen*: En este estudio, nos centramos en la relación entre la deformación y las mineralizaciones de cobre en el sector "Patte d'Oie" (Saghro inlier, Oriental Anti-Atlas, Marruecos). Las estructuras mineralizadas se corresponden con tres zonas de cizalla principales; la llamada "Filón Principal" orientada NNW-SSE, y las llamadas Filón 1 y Filón 2 con orientación NW-SE. Las venas mineralizadas están alojados dentro de andesitas y granodioritas del periodo Criogénico deformadas y en rocas magmáticas del periodo Ediacárico. Nuestro análisis estructural de las venas mineralizadas demostró un desplazamiento lateral izquierdo a lo largo del "Filón Principal", Filón 1 y Filón 2 en vez del desplazamiento dextral admitido en trabajos anteriores. Estas venas están aplastadas en un plano vertical de aplastamiento con una lineación de estiramiento paralela al borde de la roca milonitizada. Se forman durante dos eventos tectónicos; el primero consiste en una zona de cizalla dúctil de gran escala y orientación NNW-SSE y el segundo evento corresponden a una reactivadas zonas de cizalla dúctil-frágil preexistentes en un régimen trantensivo. La edad de la deformación es al menos post-Ediacárica, y probablemente Varisca o Alpina.*

Palabras clave*: Análisis microtectónico, mineralización de cobre, Bou Skour, Anti Atlas, Marruecos.*

INTRODUCTION

The Moroccan Anti-Atlas (AA) belt contains numerous ore deposits hosted throughout Precambrian-Paleozoic units. In the Eastern AA belt (Fig. 1), the "Patte d'Oie" copper deposit is hosted within the Cryogenian metamorphosed andesite outcropping mainly in the central part of the Saghro inlier (Walsh et al., 2012). The Cryogenian metamorphic unit is disconformably overlain by the Ediacaran magmatic units yielding ages ranging from about 588 to 556 Ma. In addition, metamorphic unit is intruded by E-W-trend basic dykes and rhyolitic dyke swarms dated at 564 ± 7 Ma (Walsh et al., 2012). The copper bodies comprise three structures called Filon Principal (FP), Filon 1 (F1) and Filon 2 (F2) (Fig. 2). The genesis and typology of "Patte d'Oie" copper mineralization was largely detailed (El Azmi et al., 2014).

Our investigation consists on structural analysis carried out throughout the mineralized veins and associated micro- and macrostructures in the host rocks. We aim to bring a tectonic model to elucidate the relationship between the ore bodies and deformation.

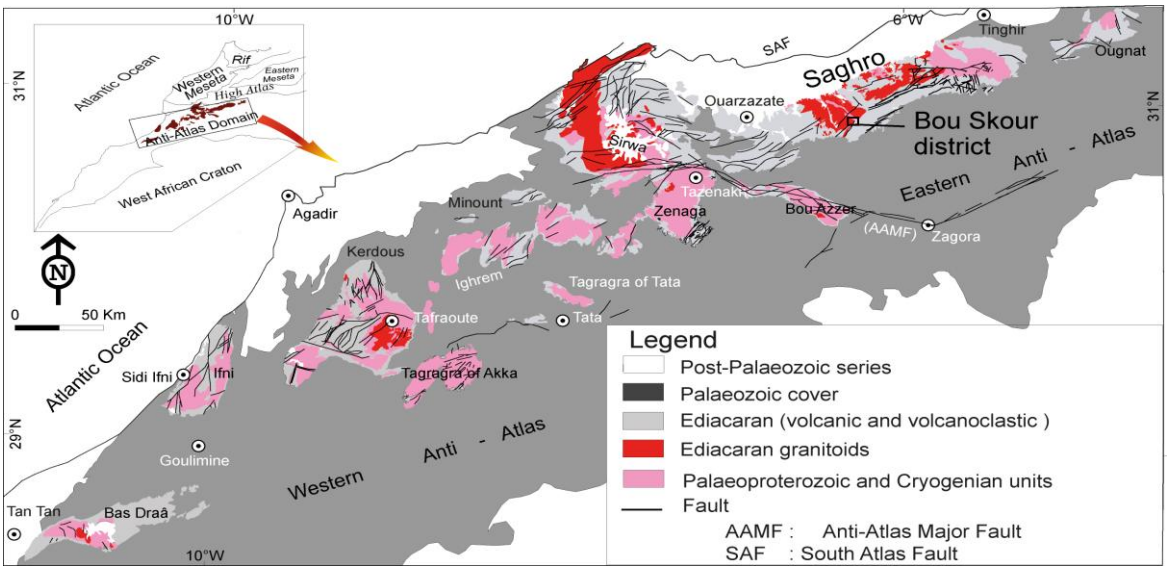


FIGURE 1: *Simplified geologic map of the Anti-Atlas, modified from Karaoui et al., 2015*

FIELD DATA

The study of "Patte d'Oie" mineralized veins (FP, F1 and F2) includes the analysis of micro-tectonic stations and the description of the relationship between these veins and associated microstructures (Fig. 2).

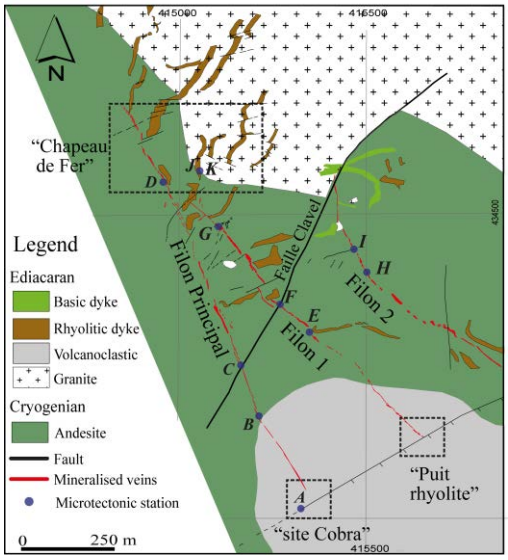


FIGURE 2: *Detailed geological map of the "Patte d'Oie"copper deposit (extracted from the Bou Skour 1/50.000 geological map.)*

Filon principal (FP)

The FP represents the main mineralized vein range in width from 1 to 3 meters and extends along 400m to 1000m. It is a sub vertical N155-trend lenticular structure with quartz and carbonate as gangue minerals. The vein planes contain sub-horizontal striae (pitch 5°NW) indicate a sinistral movement. The wall rock is mylonitized and host rocks are stretched and flattened parallel to quartz lenses (Fig. 3D). In addition, the FP is folded through an E-W axial direction. Folds are asymmetric with long and short limb geometry with axis plunge 35° towards E and show SW-verging axial plane (Fig. 3B). Short limbs are sheared along a sub-vertical shear direction (N100, 85S). Long limb moderately disturbed shows a N140-trend lenticular quartz dipping 65 to NE. Further, the FP is associated with, up to 20 cm width, N130-trend en echelon gash. Detail observation shows quartz fibers shape at wall rock and massif aspect at the centre part of vein. Post FP tectonic structures are represented by N30-trend fault zone dipping 75° to the SE, and N55-trend normal fault dipping 52° to the SE (Fig. 3C). The Fault called "Faille Clavel" trending N28 dissects the FP with sinistral movement proved by well preserved horizontal striae. Finally, the FP cross cut with sinistral offset a rhyolitic dyke trending N160 and dipping 82° to the W.

Filon 1 (F1)

The F1, located Eastern of the FP, is formed by N125-74°SW-trending en echelon right tension gashes (Fig. 4E). Vertically, the tension gashes forming the F1 show an amygdaloidal shape (Fig. 4E). The gashes wall contains sub horizontal striae pitching 6°SE which suggests a component of left-lateral sense of movement along the F1. The wall rock is mylonitized and the gashes are narrowed vertically and horizontally indicating a significant flattening (Fig. 4E). Associated quartz fractures of the F1 are N125-74°SW-trending indicating a sinistral movement. In addition, the F1 is dissected with left-lateral offset by the "Faille Clavel" (Fig. 4F).

To the south at "Puits Rhyolite" locality, the F1 ends as tension gashes dissected with sinistral movement by vertical N40-trend fractures. In the same locality, thrust fault at Ediacaran / F1 contact marks by folded Ediacaran rocks through N10-trend axial plan. This plan contains slide striae oriented N150. Further,

sub-vertical NE-trend normal faults induce a moderate sagging of the F1 (Fig. 4G).

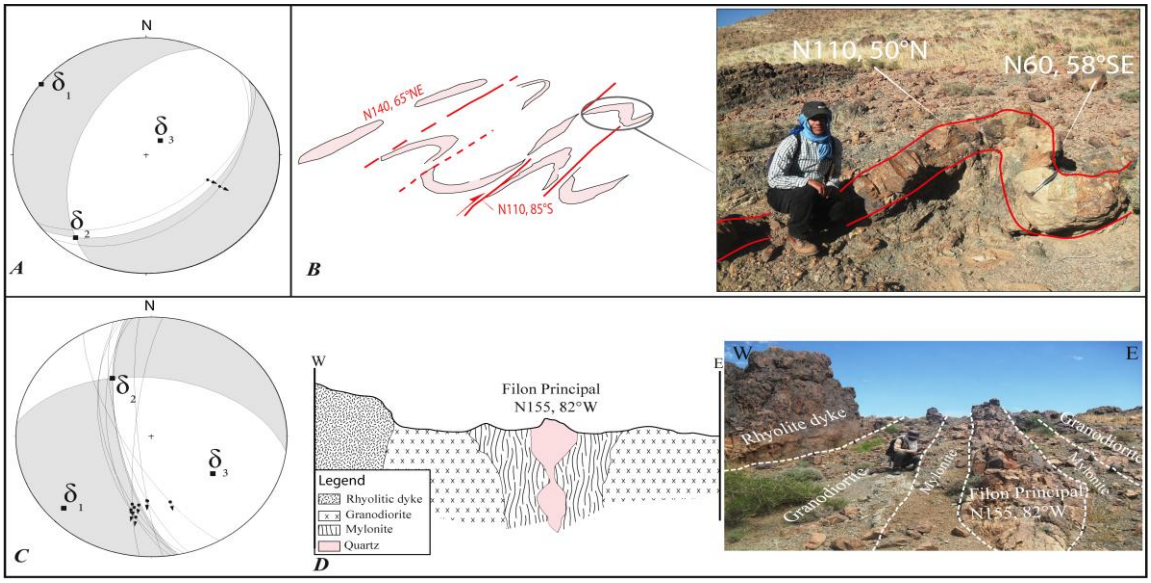


FIGURE 3*: Selected micro-tectonic stations along the FP, same legend as Fig. 1B; A and C) Stereographic projection strike, dip and striae direction of post FP structures; B) Folds affecting the FP and associated microstructures detail in intrados; D) Lenticular aspect of the FP (left) and interpretative cross section (Left).*

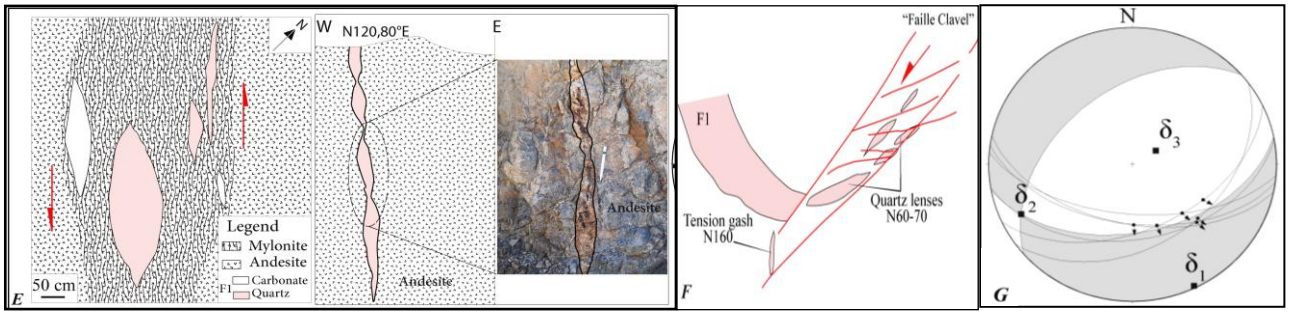


FIGURE 4: *Detailed micro-tectonic structures of F1 (see Fig. 2 for legend and station position); E) Schematic sketch of the F1 shear zone showing en echelon right tension gashes (in the left of the box) and in vertical section amygdaloidal aspects of quartz veins F) Junction of F1 /"Faille Clavel" showing a slight sinistral offset; G) Stereographic projection strike, dip and striae direction of normal fault dissecting the F1.*

Filon 2 (F2)

The F2 represents the third mineralized vein of the "Patte d'Oie" copper deposit. It corresponds to curved quartz-vein of lenticular gashes showing a vertical wall rock. This quartz-vein is a sub vertical N120-trending structure that contains sub-horizontal striae (pitching 10 NW). These micro-tectonic sense-of-shear indicators suggest a sinistral movement along the F2 (Fig. 5I). Associated tectonic structures dissecting the F2 are NE-trending fault dipping 50° southward (Fig. 5H).

Rhyolitic dykes

The micro-tectonic stations throughout the Ediacaran dykes show that eastern edge of dyke corresponds to an undulating normal fault oriented N24-70°E with highly pitching striae (65°N) (Fig. 5J).

Further, sigmoidal structures observed in south edge of rhyolitic dyke indicate a left-lateral offset. In addition, this dyke is dissected by two fault families (Fig. 5K), a first one with N100 to N115 trend and exhibits sub-horizontal striae indicating a sinistral movement. The second family is E-W-trend sub-parallel fault planes with striae pitching from 10 to 30° and a horizontal throw up to 10 meters with right- or left-lateral offset.

DISCUSSION AND CONCLUSION

The structural and micro-tectonic analysis of the "Patte d'Oie" copper deposit showed that the mineralized veins occur as quartz and carbonate vertical lenses, and are arranged in en echelon right tension gashes. The mineralized veins are mainly hosted within deformed andesite and granodiorite ductile-fragile domain. The horizontal striae indicate a left-lateral offset along the FP, F1 and F2 mineralized veins. The quartz-veins are flattened in a vertical

flattening plan with vertical stretching lineation parallel to a mylonitized wall rock. Thus, these mineralized structures are related to a sinistral shear zone in trans-tensional regime rather than a right-lateral offset interpretation admitted by previous works (Calvel and Tixeront, 1971; Walsh et al., 2008, 2012).

The age of the deformation is a matter of debate, due in part, at least, to the scarcity of reliable absolute ages (Clavel and Tixeront, 1971; Walsh et al., 2008, 2012). Interpretations could be inferred from the relationship between the mineralized veins and the host rocks. Our findings, place the age of the deformation at least post-Ediacaran probably of Variscan or Alpine age (Startsyne et al., 1974-1975; Harfi, 1984; Maacha et al., 2011).

The copper ore is obviously concentrated along shear zones structures which are clearly postdate the formation and deformation of host rocks. The deformation history and structural controls on ore bodies would be poly-phased. The first tectonic event is marked by a ductile deformation along NNW-SSE-trend shear zones pattern which is kinematically coherent, and consistent with in a regional shear oriented N70 (Sidi Flah fault). A second ductile-brittle tectonic event reactivated pre-existent shear zones and led to quartz-carbonate veins formation.

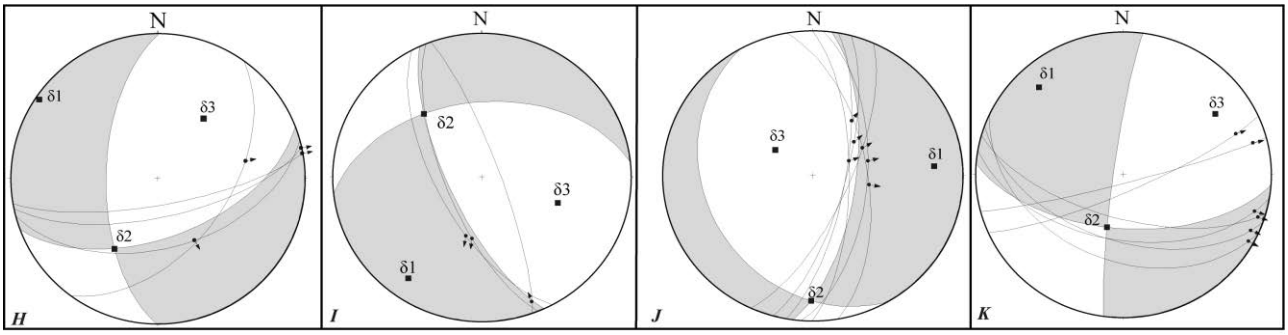


FIGURE 5: *Stereographic projection strike, dip and striae direction of (H) normal faults (I) F2 vein (J) normal faut in the edge of rhyolitic dyke and (K) faults dissecting of rhyolitic dyke.*

This transtensive ductile-brittle regime allows a N160-trend left-lateral offset which caused the opening of quartz-carbonate sub-vertical tension gashes (Fig. 6). Finally, the mineralized quartz-carbonate veins with an amygdaloidal shape can be explained either by strong flattening along shear zones or to a trans-tension regime in a small pull-apart developed within shear planes (Fig. 6).

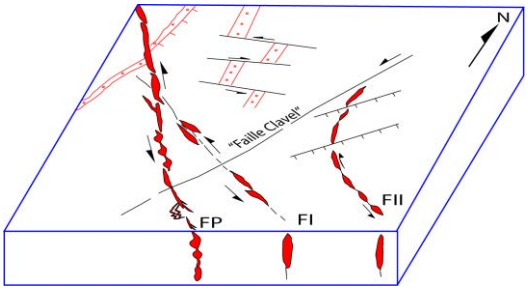


FIGURE 6: *Schematic model resuming the tectonic relationship with the copper mineralization of the "Patte d'Oie"deposit.*

AKNOWLEDGEMENT

This work has benefited from the support of the UMI-El Ouardi project and Managem.

REFERENCES

Clavel, M., Tixeront, M., (1971): Une gîte de cuivre filonien, hydrothermal intraplutonique: Bou Skour (Anti-Atlas, Maroc). *Notes du Service Géologique du Maroc t.* 31 (237), 203–228.

El Azmi, D., Aissa, M., Ouguir, H., Mahdoudi, M.L., El Azmi, M., Ouadjo A., Zouhair, M., (2014): Magmatic context of Bou Skour copper deposit (Eastern Anti-Atlas, Morocco): Petrogrography, geochemistry and alterations. *Journal of African Earth Sciences* 97, 40–55.

Harfi, M., (1984): Synthèse géologique préliminaire de Bou Skour, ONA, SMBS, 32 p.

Karaoui, B., Breitkreuz, C., Mahmoudi, A., Youbi, N., Hofmanne, M., Gartnere A., Linnemanne, U., (2015): U-Pb Zircon ages from volcanic and sedimentary rocks of the Ediacarien Bas Draa inlier (Anti-Atlas Morocco): Chronostrati-graphic and provenance implication. *Precambrian Research* 263, 43-53.

Staritsyne, F.V., Prokhorov, V.W.; Sokolov R.J.; (1974-1975): Les caractéristiques géologiques et géochimiques de la bordure sud du gisement cuprifère de Bou Skour (Anti Atlas, Maroc). *Technoexport, Mission géologique*, 28p.

Tixeront, M., 1971, Les formations précambriennes de la région minéralisée en cuivre de Bou Skour (Anti-Atlas marocain). *Notes du Service Géologique du Maroc.* t. 31 (237), 181–202.

Walsh, G.J., Benziane, F., Aleinikoff, J.N., Harrison, R.W.; Yazidi, A., Burton, W.C., Quick, J.E., Saadane, A. (2012): Neoproterozoic tectonic evolution of the Jebel Saghro and Bou Azzer-El Graara inliers, eastern and central Anti Atlas, Morocco. *Precambrian Research* 216-219, 23-62.

Folding and fracturing relationships from allochthonous Carboniferous formations (Eastern part of the Central Massif, Morocco)

Relaciones entre plegamiento y fracturación en formaciones alóctonas del Carbonífero (parte oriental del Macizo Central, Marruecos)

I.Bouabadi[1], H. El Ouardi[1], E.H. Habibou[1], N. Bouya[1], M. Habibi[1] and E. Mercier[2]

1 CartoTec research group, Moulay Ismail University, Faculty of Sciences, Department of Geology, PB. 11201 ; Zitoune, Meknes, Morocco. ibtissam-bouabadi@gmail.com; h.elouardi@fs-umi.ac.ma; hassania-habibou@gmail.com, naw_geol@hotmail.fr; habibim58@gmail.com
2 Faculty of Sciences and Techniques, Laboratory of Planetology and Geodynamics, Nantes, France. eric.mercier@univ-nantes.fr

Abstract: Structural data, and specifically fracturing analysis, are used to constrain the geometric reconstruction of anticlines occurring front of the Eastern part of Central Moroccan Massif, between Mrirt and Adarouch localities. These folds affecting Visean carbonates and Namurian-Westphalian flyschs showing NW vergency, are considered respectively as allochthonous and autochthonous units of the Eastern nappes of the Kasbat Tadla-Azrou anticlinal zone. Our preliminary results of fracturing study from carbonates and sandstones outcropping at Jebel Bou Khemis-Amghasse nappe, show polyphased brittle deformations, in relationships with folding during the late phase of the Upper Visean-Westphalian Hercynian shortening. Fractures seem to be initiated simultaneously to the second phase of folding and after the major ductile deformation phase.

Key words : Fracturing, Folding, Visean, Central massif, Morocco.

Resumen : *Datos estructurales, junto con un análisis de fracturación, se usan para conseguir la reconstrucción geométrica de anticlinales que existen en el frente de la parte oriental del Macizo Central Marroquí, entre las localidades de Mrirt y Adarouch. Estos pliegues que afectan a carbonatos del Viseense y a flyschs del Namuro-Westfaliense muestran vergencias al NO y son considerados, respectivamente, unidades alóctonas y autóctonas de los mantos orientales de la zona anticlinal de Kasbat Tadla-Azrou. Los resultados preliminares del estudio de la fracturación en los carbonatos y en las areniscas que afloran en el manto Jebel Bou Khemis-Amghase, muestran deformaciones frágiles polifásicas, relacionadas con el plegamiento de la fase tardía de acortamiento del Viseense superior-Westfaliense. Las fracturas parecen haberse iniciado simultáneamente con la segunda fase de plegamiento y después de la fase de deformación dúctil mayor.*

Palabras clave: *Fracturación, Plegamiento, Viseense, Macizo Central, Marruecos.*

GEOLOGICAL SETTING

The Moroccan Central Massif (MCM) (Fig. 1), is considered as a succession of NE-SW trending large–scale structures (Termier, 1936; Bouabdelli, 1989; Ben Abbou et al., 2001). Recent structural, sedimentological and magmatic studies (Ben Abbou et al., 2001; Roddaz et al., 2002; Bennouna et al., 2004 ; Driouch et al., 2010) suggested that the MCM was in fact part of a compressional flexural basin, controlled by the westward propagation of thrusts (Ben Abbou et al., 2001; Roddaz et al., 2002). In the Eastern part of Fourhal basin, between Mrirt and Adarouch localities, allochthonous formations are represented by folded Devonian-Visean carbonates overlapping flysch Formations of the Fourhal Namurian-Westphalian trough (Fig. 2).

In spite of the advances made in the knowledge of the MCM in the last decades, important issues including folding and fracturing relationships remain unsolved. The studied series correspond to the Visean clays and limestones outcropping between the Adarouch valley at the North and Mrirt town to the South. The limestone deposits show different facies corresponding to laminated facies, boundstones and sandy limestones. The lower levels are intercalated by metric to decimetric conglomeratic beds. The aim of this work is to study fracturing and folding relationships both in carbonate and sandstone beds, a kinematic fracturing model is proposed.

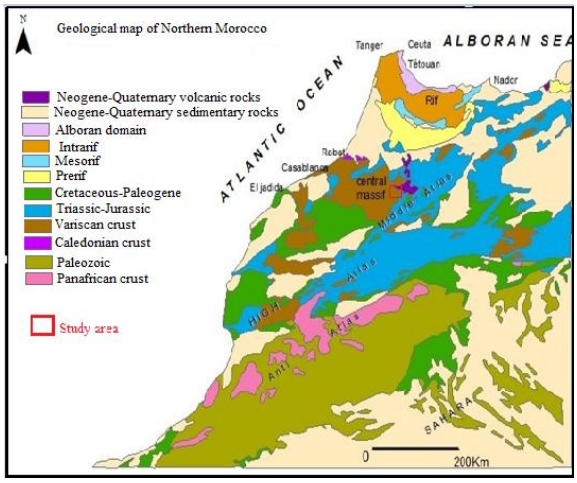


FIGURE 1. *Geological map of Northern Morocco and location of the studied area.*

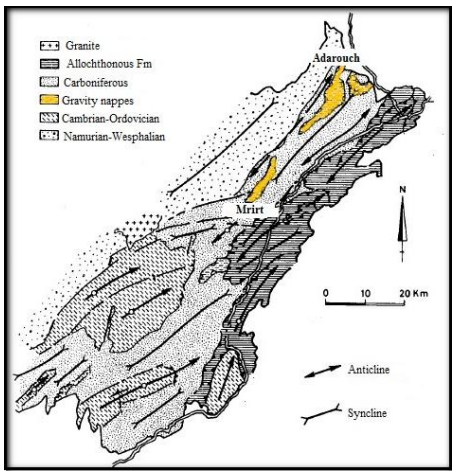


FIGURE 2. *Structural units of the Eastern part of the MCM (after Bouabdelli, 1989)*

FIELD DATA

Previous works in the region consider that these limestone formations are allochthonous and correspond to gravity nappes taking place during Visean or to fault-propagation folds front of the allochthonous units linked to the first Upper Visean compressional episodes (Bouabdelli, 1989; Ben Abbou et al., 2001). Our field works permit to analyze some microstructures (folds and fractures) and to put some lights about the relationship between folding and fracturing from these facies (Fig. 3). The observed micro- and meso-structures correspond mainly to asymmetric folds with a NW vergency (Figs. 4 and 5). Often, the kilometric folds are combined to drag-folds and fault-folds affecting limestone facies and particularly to "fishtail" structures occurring in the greso-pelitic alternations (Fig. 5).

Despite the unfavorable outcrop conditions, to analyse fracturing, we spotted several microtectonic stations both in the limestone facies and sandstone stratification (Figs. 4 and 5). The observed fractures post-date the main foliation and fall into three main families, two conjugate families transverse to the fold axes and a family of axial sub-horizontal fractures (Fig. 3) .

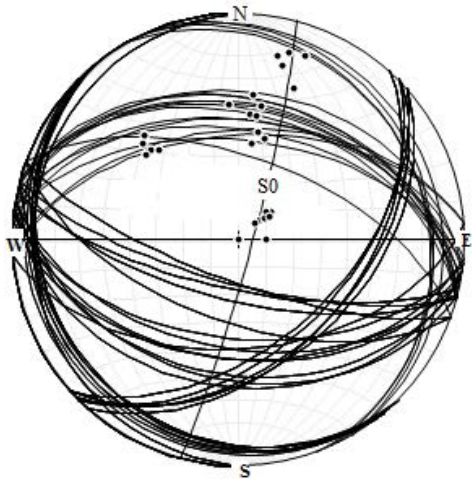


FIGURE 3: *Stereoplot of fractures affecting sandstone beds (figure 4, photos C & D), S0: stratification.*

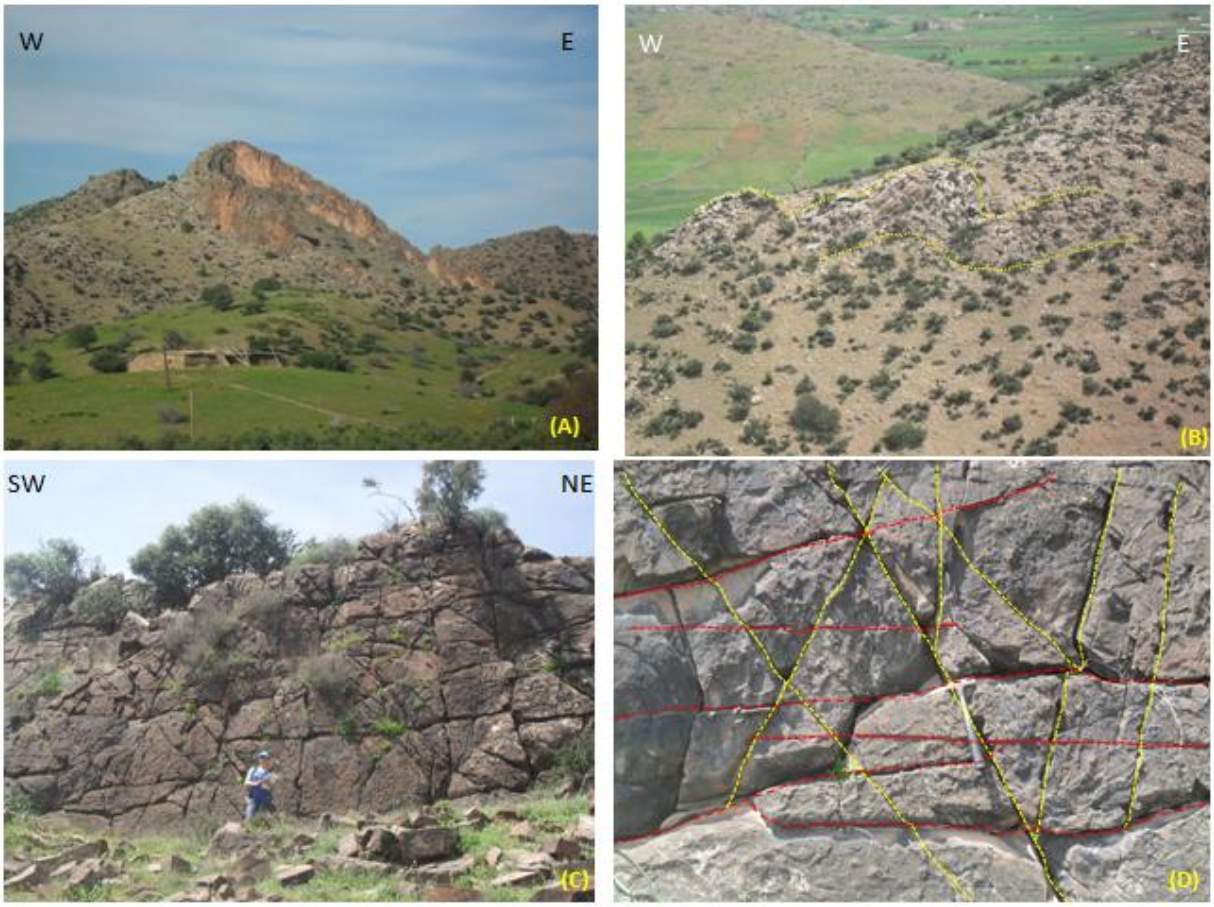


FIGURE 4: *Photographs showing the aspects of deformed limestones and sandstones from Amghasse area. A. Assymetric fold from Visean limestones (NW vergency), B. Drag folds observed East of Amghasse town, C. Aspect of fractures within subvertical sandstone beds, D. Detailed interpreted picture from photo C showing three families of fractures.*

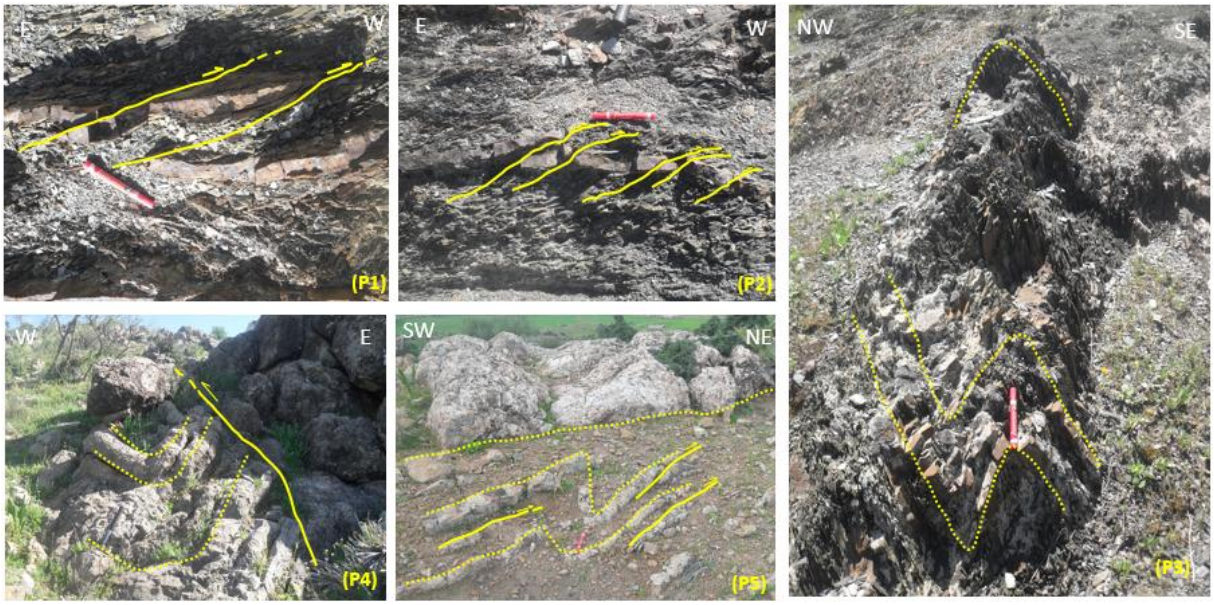


FIGURE 5: *Microstructures observed within flysch and limestone formations. P1 and P2 : Fish-tail structures, P3. Drag-folds within sandstones and clays, P4. Fault-Fold observed in Visean carbonates, P5. Disharmonic folding within layered and massif carbonates.*

DISCUSSION AND CONCLUSION

The study of fractures affecting both limestones and sandstones allochthonous units, allowed us to propose a preliminary folding-fracturing model that summarizes the distribution of fractures within buckle folds and the chronology of the different families of fractures occurring during the history of Late-Variscan shortening phases (Fig. 6).

At the beginning of compressional phases, sedimentary series corresponding mainly to limestones are deformed by layer parallel shortening. This horizontal compression is accompanied by intense fracturing corresponding to conjugate families oriented NE-SW and NW-SE which are now subvertical.

These directions contain oblique fractures to the axis of the fold that grows as response to the stress field (σ1 perpendicular to the fold), they are connected to the early stage of folding, with layer parallel shortening (LPS) before the initiation of the anticlinal hinge. After some level of shortening, a third family of fractures parallel to fold is interpreted as the result of accommodating extension affecting the fold hinge (Stearns, 1964; Ahmadi, 2006 ; Habibou et al., 2014).

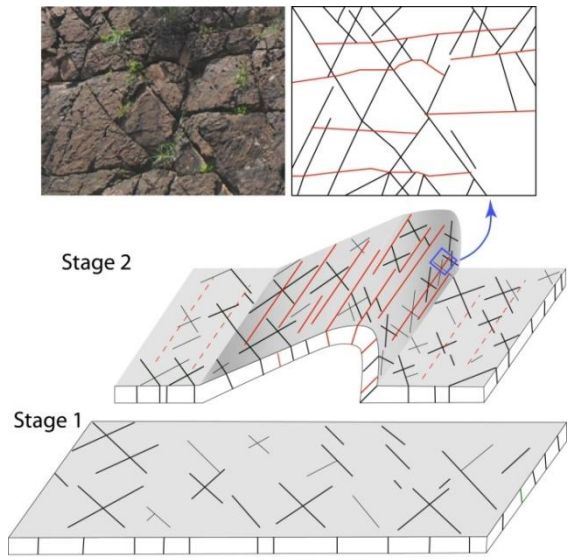


FIGURE 6: *Interpretative structural model showing folding-fracturing relationships from Visean-Devonian studied series.*

This family corresponds to axial fractures which are now sub-horizontal. This scenario of folding and fracturing militates in favor of a buckle folding mechanism, which could be associated to the late-variscan folding phases.

ACKNOWELDGEMENT

This work is supported by the UMI-El Ouardi Project (appui à la recherche).

REFERENCES

Ahmadi, R. (2006): Utilisation des marqueurs morphologiques, sédimentologiques et microstructuraux pour la validation des modèles cinématiques de plissement. Application à l'Atlas méridional tunisien. PhD Thesis, Université des Sciences et des Techniques de Nantes, 223p.

Ben Abbou, M., Soula, J.C., Brusset, S., Roddaz, M., Ntarmouchant, A., Driouch, Y., Christophoul, F., Bouabdelli, M., Majesté-Menjoulas, C., Béziat, D., Debat, P. y Deramond, J. (2001): Contrôle tectonique de la sédimentation dans le système de bassins d'avant-pays de la Meseta marocaine. *CR Académie des Sciences de Paris,* 332: 703–709.

Bennouna, A., Ben Abbou, M., Hoepffner, C., Kharbouch, F., Youbi, N. (2004): The Carboniferous volcano-sedimentary depocentre of Tazekka Massif (Middle Atlas, Morocco): new observations and geodynamic implications. *Journal of African Earth Science*, 39 (3–5): 369–374.

Bouabdelli, M. (1989) : Tectonique et sédimentation dans un bassin orogénique: le sillon viséen d'Azrou- Khenifra (Est du massif hercynien central du Maroc). PhD Thesis, University of Strasbourg, 262 p.

Driouch,Y., Béziat, D., Grégoire, M., Laguenini, F., Ben Abbou, M., Ntarmouchant,A., Roddaz,M., Dahire, M., Bennouna, A., Belkasmi, M., Brusset, S. y Debat,P. (2010): *Journal of African Earth Sciences,* 56: 97-106

Habibou E.H., El Ouardi H., Habibi M. & Mercier E. (2014): Folding and fracturing relationships from Jurassic limestones of South Rifian Ridges, Northern Morocco. *Geogaceta,* 56: 19-22.

Roddaz, M., Brusset, S., Soula, J.C., Béziat, D., Benabbou, M., Debat, P., Driouch, Y., Christophoul, F., Ntarmouchant, A., Deramond, J. (2002): Foreland basin magmatism in the western Moroccan Meseta and geodynamic inferences .*Tectonics,* 21 (5): 1043–1065.

Stearns, D.W. (1964): Transaction of the American Geophysical Union 45:107–108.

Termier, H., (1936): Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. *Notes et Mémoires Service des Mines et de la carte géologique du Maroc,* 33, 1566p.

Registro de una transgresión marina en torno al tránsito Jurásico-Cretácico al oeste de la sub-cuenca de Penyagolosa (Teruel)

The record of a marine transgression around the Jurassic-Cretaceous transition in the western Penyagolosa sub-basin (Teruel)

S. Campos-Soto[1], E. Caus[2], I.I. Bucur[3], M.I. Benito[1], P. Suarez-Gonzalez[1], I.E. Quijada[4], L. Fernández[1] y R. Mas[1]

1 Dpto. Estratigrafía, IGEO-Universidad Complutense de Madrid 28040 Madrid. sonia.campos.soto@ucm.es
2 Dpto. Geología, Universitat Autònoma de Barcelona 08193 Cerdanyola del Vallés.
3 Depart. Geology, Babeş-Bolyai University 400084 Cluj-Napoca.
4 Dpto. Geología, Universidad de Oviedo 33005 Oviedo.

Resumen: La Fm. Villar del Arzobispo es una unidad mixta siliciclástico-carbonática que es considerada como la unidad que representa la culminación de la tendencia regresiva del Jurásico terminal-Cretácico basal en la parte suroriental de la Cuenca Ibérica. En el oeste de la sub-cuenca de Penyagolosa (Cuenca del Maestrazgo) esta unidad está formada, en su parte inferior, por una alternancia de carbonatos marinos, areniscas y lutitas y, en la parte media y superior, por lutitas y areniscas, principalmente, que alternan con calizas que se van haciendo progresivamente más abundantes hacia el techo de la unidad. Estas calizas son peloidales, bioclásticas y oolíticas y contienen abundantes fósiles marinos. La presencia de estas facies marinas demuestra la existencia de un periodo transgresivo durante la sedimentación de la parte superior de la unidad. El estudio micropaleontológico ha revelado la presencia de una asociación de foraminíferos dominada por *Anchispirocyclina lusitanica* y del alga dasycladal *Zergabriella embergeri*, que indican que el episodio transgresivo tuvo lugar durante el intervalo Titoniense superior-¿Berriasiense inferior?

Palabras clave: *transgresión, Titoniense-Berriasiense, sub-cuenca de Penyagolosa*, *Cuenca del Maestrazgo*

Abstract: *The Villar del Arzobispo Fm is a mixed siliciclastic-carbonate unit, which is considered as the unit that represents the culmination of the Late Jurassic-basal Cretaceous regressive trend in the southeastern Iberian Basin. In the western Penyagolosa sub-basin (Maestrazgo Basin) this unit is formed, in its lower part, by an alternation of marine limestone, sandstone and siliciclastic mudstone and, in the middle and upper part, by siliciclastic mudstone and sandstone alternating with limestone, which is progressively more abundant towards the uppermost part of the unit. This limestone is formed by peloids, bioclasts and ooids and contains abundant marine fossils. The presence of these marine facies demonstrates that a transgression took place during the sedimentation of the upper part of the unit. The micropaleontological study reveals the presence of a foraminifera association dominated by* Anchispirocyclina lusitanica *and the dasyclad algae* Zergabriella embergeri*, indicating that the transgressive episode took place during the Upper Tithonian-Lower Berriasian? interval.*

Key words: *transgression, Tithonian-Berriasian, Penyagolosa sub-basin, Maestrazgo Basin.*

INTRODUCCIÓN Y MÉTODOS

La Fm. Villar del Arzobispo (Jurásico superior-Cretácico basal) es una unidad mixta, que se encuentra en el SE de la Cuenca Ibérica y que ha sido interpretada como depositada en una plataforma carbonática interna que evolucionó hacia sistemas mixtos siliciclásticos-carbonáticos costeros e incluso continentales (p. ej. Felgueroso y Ramírez del Pozo, 1971; Meléndez et al., 1979; Mas et al., 2004). Esta tendencia ha dado lugar a que la Fm. Villar del Arzobispo haya sido considerada como la unidad que representa la culminación de la tendencia regresiva del ciclo Jurásico terminal-Cretácico basal en el sector suroriental de la Cuenca Ibérica (p. ej. Mas et al., 2004). Sin embargo, en el área de estudio, situado en el oeste de la sub-cuenca de Penyagolosa (Cuenca del Maestrazgo, E de Teruel, Fig. 1) y hacia el techo de la unidad, se han observado, intercaladas con los depósitos siliciclásticos, calizas peloidales, bioclásticas y oolíticas que contienen abundantes fósiles marinos (Fig. 2). Esto sugiere la existencia de un episodio transgresivo que tuvo lugar al final del ciclo Jurásico terminal-Cretácico basal. Además, el estudio de los foraminíferos y algas dasycladales presentes en las calizas bioclásticas y oolíticas (Fig. 3) ha permitido precisar la edad del techo de la unidad y, por tanto, la edad del episodio transgresivo.

Para llevar a cabo este trabajo se ha realizado la cartografía geológica del área de estudio y la cartografía detallada de las calizas de la parte superior de la Fm. Villar del Arzobispo (Fig. 1), se han levantado dos columnas estratigráficas (Fig. 2) y se han analizado petrográficamente más de 200 muestras

recogidas en las columnas y en otros afloramientos del área de estudio.

MARCO GEOLÓGICO

Este trabajo se ha realizado en el oeste de la sub-cuenca de Penyagolosa (Cuenca del Maestrazgo, E de Teruel; Fig. 1). En esta área la Fm. Villar del Arzobispo, objeto de este estudio, es asignada al Kimmeridgiense superior-Portlandiense por Felgueroso y Ramírez del Pozo (1971) por la presencia en la parte inferior de la unidad de la asociación de foraminíferos dominada por *Kurnubia palastiniensis*, *Everticyclammina virguliana* y *Rectocyclammina arrabidensis* y por la presencia en la parte superior de la unidad de la asociación dominada por *Anchispirocyclina lusitanica*. Esta unidad se apoya de forma concordante sobre la Fm. Higueruelas, con la que presenta un contacto gradual (Fig. 1) y sobre ella se apoya la Fm. Mora de Rubielos (Valanginiense, según Canerot et al., 1982; Fig. 1), hacia el sur del área de estudio, mientras que hacia el norte se apoya la Fm. El Castellar (Hauteriviense, según Salas, 1987; Fig. 1).

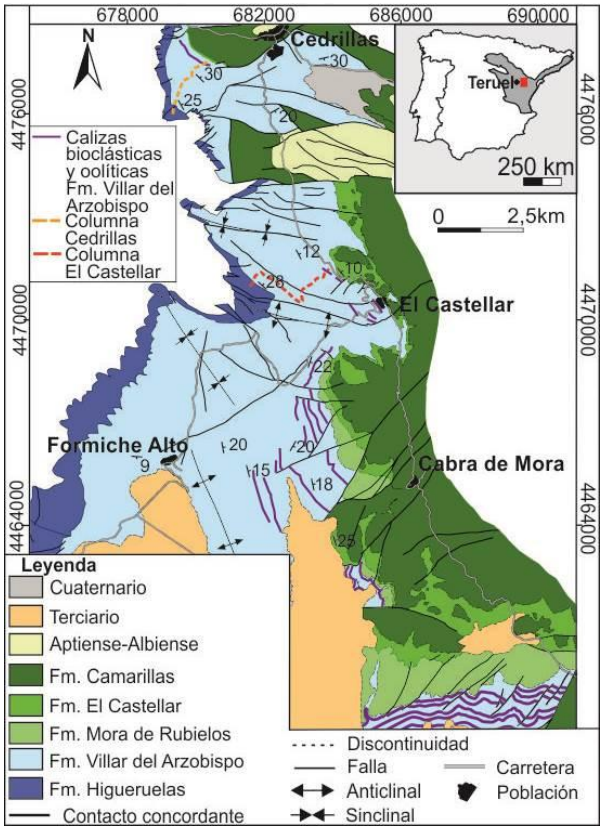


FIGURA 1. *Mapa geológico del oeste de la sub-cuenca de Penyagolosa (Este de la provincia de Teruel).*

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La Fm. Villar del Arzobispo está formada en el área de estudio por tres partes principales (Fig. 2):

- La parte inferior consiste en una alternancia de calizas oolíticas y bioclásticas, que presentan bioturbación de tipo *Rhizocorallium* y localmente evidencias de exposición subaérea, lutitas rojas y verdes con rasgos edáficos y areniscas que frecuentemente presentan geometrías plano-convexas. En menor proporción aparecen intercalados niveles de margas y conglomerados. Se interpreta que estos materiales se depositaron en una plataforma carbonática interna muy somera que periódicamente quedaba expuesta subaéreamente y a la que llegaban aportes de material siliciclástico desde el continente.

- La parte media y superior de la unidad está formada por lutitas rojas y verdes con rasgos edáficos entre las que aparecen intercalados cuerpos de areniscas y localmente conglomerados que comúnmente presentan geometrías plano-convexas. Entre las lutitas y hacia la parte superior de la unidad, aparecen intercaladas calizas micríticas y peloidales que contienen escasos foraminíferos aglutinantes, miliólidos, fragmentos de bivalvos y ostreidos y placas de equinodermo y que presentan evidencias de exposición subaérea. Hacia el techo de la unidad las calizas son predominantemente bioclásticas y oolíticas. Estas calizas tienen poco espesor (0,20-1,80 m) y abundante bioturbación, frecuentemente de tipo *Rhizocorallium,* en el norte del área de estudio (columnas de Cedrillas y El Castellar; Figs. 1 y 2). Hacia el sur del área de estudio, estas calizas son cada vez más abundantes y presentan potencias de hasta al menos 3 metros. Microscópicamente las calizas bioclásticas y oolíticas presentan una textura *packstone* y *grainstone* de bioclastos (foraminíferos aglutinantes, fragmentos de bivalvos, algas rojas y dasycladales, miliólidos, placas de equinodermo, ostreidos, ostrácodos y serpúlidos), oolitos, granos de cuarzo, intraclastos y peloides (Fig. 3). Hacia el norte del área de estudio algunos niveles de calizas presentan abundantes granos de cuarzo y carofitas muy fragmentadas, mientras que hacia el sur, las calizas presentan una mayor proporción de oolitos, equinodermos, foraminíferos aglutinantes, algas rojas y dasycladales, ostreidos y localmente se han observado fragmentos de corales de tamaño decimétrico.

La parte media de la unidad se interpreta como formada en una llanura costera aluvial que recibía aportes de material siliciclástico del continente y en la que se desarrollaban cuerpos de agua muy someros y efímeros conectados con el mar. Progresivamente este sistema evolucionó al de una plataforma carbonática interna que recibía descargas de material siliciclástico del continente. Hacia el norte del área de estudio se situaría la zona proximal de la plataforma, muy somera, que se desecaba periódicamente y que recibía aportes de agua dulce, como lo evidencia la presencia de carofitas muy fragmentadas en algunos niveles de calizas. Esta plataforma se abriría hacia el sur, como lo indica el aumento progresivo de los niveles de calizas bioclásticas y oolíticas que presentan abundante biota

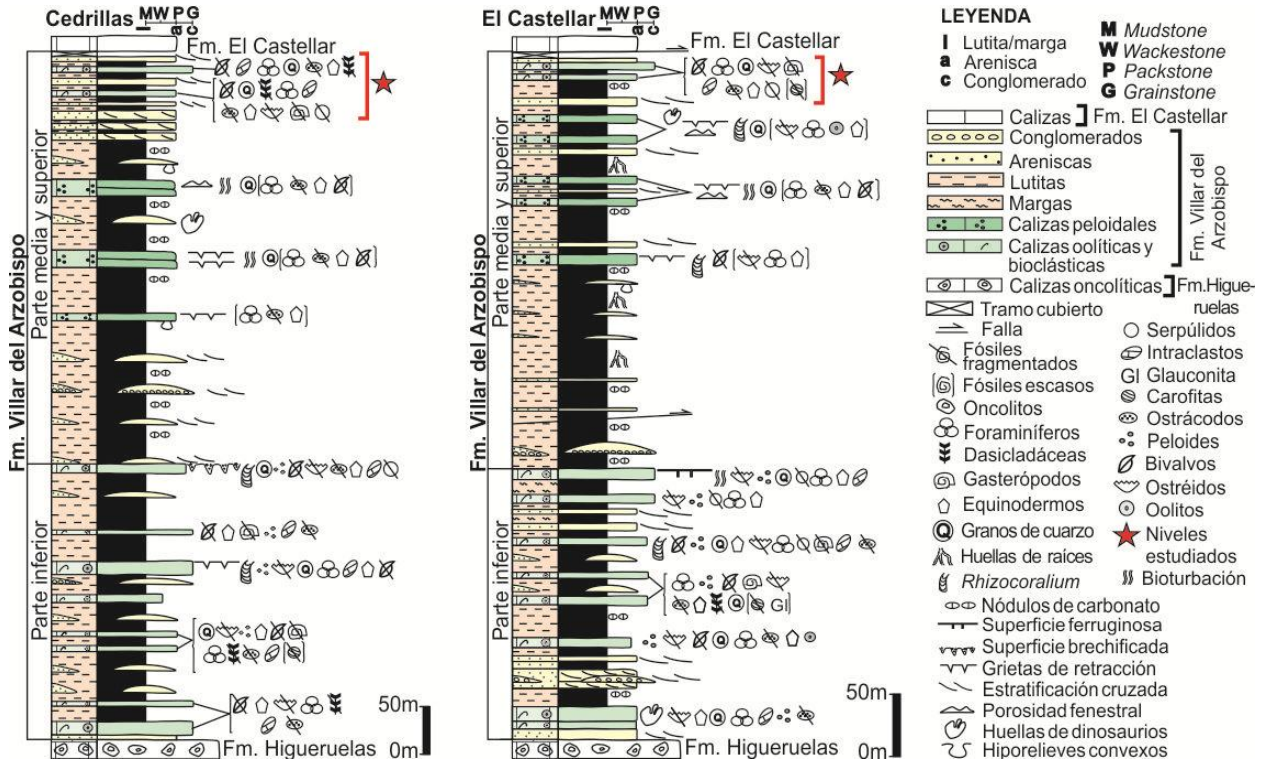


FIGURA 2. *Secciones estratigráficas simplificadas de la Fm. Villar del Arzobispo en la sub-cuenca de Penyagolosa (Cedrillas y El Castellar).*

netamente marina (p. ej. corales, equinodermos) y escasas evidencias de exposición subaérea. Estas zonas más distales también recibían descargas de material siliciclástico del continente. Estas interpretaciones son coherentes con las reconstrucciones paleogeográficas del este de Iberia para el tránsito Jurásico-Cretácico, en las que las áreas marinas se situaban hacia el SE con respecto a los Macizos Ibérico y del Ebro (p. ej. Mas et al., 2004 y referencias citadas).

Análisis micropaleontológico

En las calizas bioclásticas y oolíticas se han observado abundantes secciones de foraminíferos y algas dasycladales. Respecto a las algas dasycladales, se han observado secciones de *Zergabriella embergeri* (Bouroullec y Deloffre, 1968) Granier, 1989 (Fig. 3). *Zergabriella embergeri* fue descrita por Bouroullec y Deloffre (1968) como *Macroporella embergeri*. Sin embargo, Granier (1989) demostró que los laterales de esta alga no son sólo laterales de primer orden (como en *Macroporella*), sino que contiene laterales de primer, segundo y tercer orden y, por tanto, Granier (1989) transfirió la especie al nuevo género de *Zergabriella*. Esta alga frecuentemente se ha descrito en depósitos de edad Berriasiense-Valanginiense (p. ej. Bucur et al., 2013 y referencias citadas), aunque también se ha identificado en depósitos de edad Titoniense-Valanginiense (p. ej. Granier, 2010).

Los foraminíferos son abundantes y poco diversos. Domina el conjunto *Anchispirocyclina lusitánica* (Egger), una forma con textura aglutinada, morfología lenticular relativamente plana a discoidal y disposición de las cámaras planispiral involuta con tendencia a peneropliforme y finalmente anular en las formas B (Fig. 3), y fuerte dimorfismo (el tamaño de las formas B es el doble que las A). Presentan exosqueleto reticular subepidérmico y endoesqueleto con pilares radiales alineados de una cámara a la siguiente, pero alternando en sucesivos planos. Las cámaras, anchas y muy bajas, se comunican mediante múltiples *foramina*. *A. lusitánica* está asociada a *Choffatella* (atribuida a *C.* aff. *tingitana* Hottinger), *Everticyclammina* sp., *Nautiloculina* sp. y "*Andersenolina*" sp. Esta asociación de foraminíferos indica una edad de Titoniense superior, aunque el Berriasiense basal no se puede descartar. Esta edad es compatible y precisa la obtenida a partir del estudio de las algas dasycladales. Una edad Titoniense superior es consistente y refuerza las interpretaciones obtenidas a partir de las faunas de dinosaurios halladas en los niveles superiores de la Fm. Villar del Arzobispo, tanto en el área de estudio como en otras áreas de la Cuenca Ibérica, donde las faunas de dinosaurios muestran claras evidencias de afinidad jurásica superior (Cobos et al., 2014).

CONCLUSIONES

Los datos de este trabajo demuestran la existencia de un episodio transgresivo en la parte superior de la Fm. Villar del Arzobispo, que habría tenido lugar durante el intervalo Titoniense superior-¿Berriasiense inferior?, si se tienen en cuenta los rangos de edad obtenidos a partir del estudio de los foraminíferos y algas dasycladales. Estos datos corroboran y precisan los obtenidos en el área de estudio por Felgueroso y

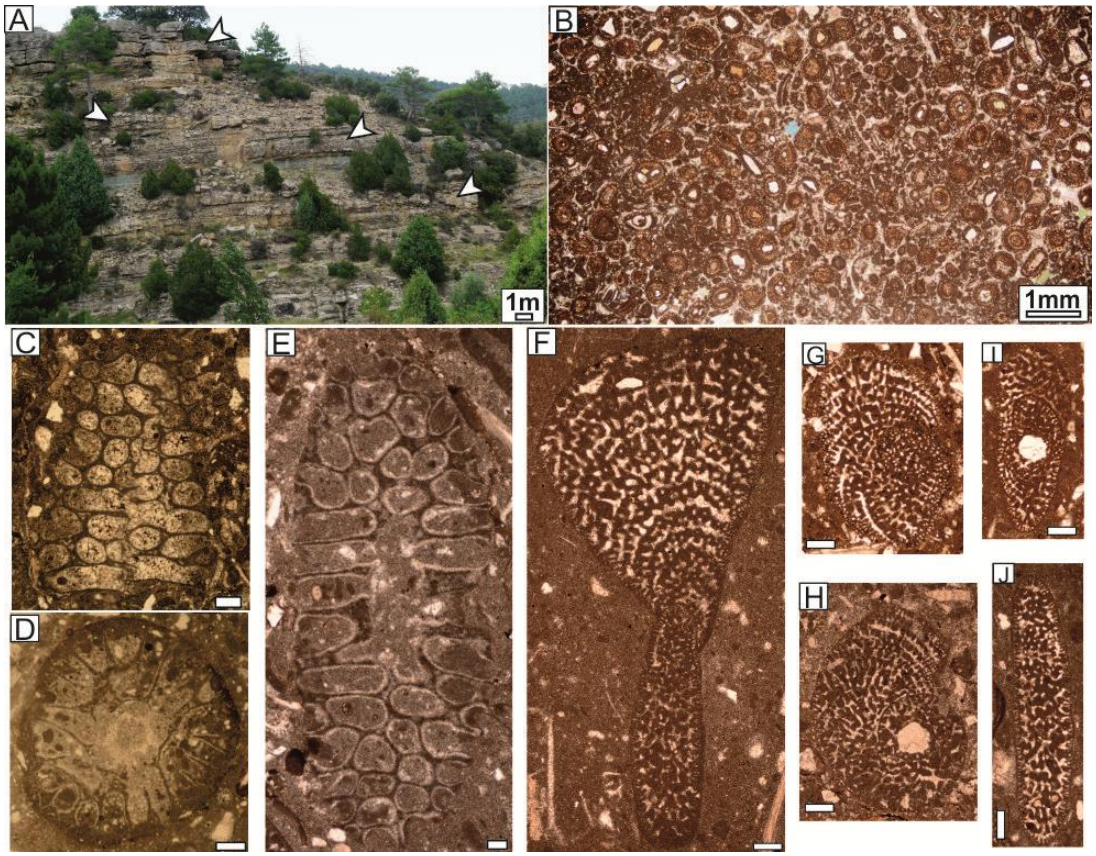


FIGURA 3. *A) Imagen de campo de las calizas bioclásticas y oolíticas (flechas blancas) intercaladas entre lutitas y areniscas (sur del área de estudio). B) Imagen de microscopio de las calizas bioclásticas y oolíticas. C-E)* Zergabriella embergeri: *C) Sección tangencial oblicua; D) Sección transversal; E) Sección oblicua. F-J)* Anchispirocyclina lusitánica*: F) Sección ligeramente oblicua respecto a la axial de un espécimen microsférico; G-J) Especímenes macrosféricos; G) Sección subecuatorial; H) Sección ecuatorial; I) Sección axial; J) Sección tangencial. Barra de escala: 0.2 mm.*

Ramírez del Pozo (1971). Asimismo, estos datos son consistentes con los obtenidos a partir de las faunas de dinosaurios halladas en los depósitos de la Fm. Villar del Arzobispo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2014-52670-P y por una beca FPU. Agradecemos al Dr. Alberto Cobos el haber compartido con nosotros su gran conocimiento sobre la geología del área de estudio. Agradecemos también a los Drs. Aurell y Bádenas su labor de revisión de este manuscrito.

REFERENCIAS

Bouroullec J. y Deloffre R. (1968): Les algues du Néocomien d'Aquitaine. *Bulletin du Centre de Recherche Pau - SNPA*, 2: 213-261.

Bucur, I. I., Majidifard, M. R. y Senowbari-Daryan, B. (2013): Early Cretaceous calcareous benthic microfossils from the eastern Alborz and western Kopet Dagh (northern Iran) and their significance. *Acta Palaeontologica Romaniae*, 9: 23-37.

Canerot, J., Cugny, P., Pardo, G., Salas, R. y Villena, J. (1982): Ibérica Central-Maestrazgo. En: *El Cretácico de España* (A. García, ed.). Univ. Complutense, Madrid, 273-344.

Cobos, A., Lockley, M. G., Gascó, F., Royo-Torres, R. y Alcalá, L. (2014): Megatheropods as apex predators in the typically Jurassic ecosystems of the Villar del Arzobispo Formation (Iberian Range, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 399: 31-41.

Felgueroso Coppel, C. y Ramírez del Pozo, J. (1971): Estratigrafía del Jurásico de la zona de Teruel-Morella. *Cuadernos de Geol. Ibérica*, 2: 439-488.

Granier B. (1989): *Zergabriella*, un nouveau genre d'algue dasycladale du Portlandien-Valanginien. *Revue de Micropaléontologie*, 32: 126-133.

Granier B. (2010): *Bucurella*, a new genus of the Tribe Thyrsoporelleae (Dasycladalean algae). *Carnets de Géologie*, Article 2010/03 (CG2010_A03).

Meléndez, A. Pardo, G., Pendón, J. G., y Villena, J. (1979): Las facies terminales del Jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología*, 10: 137-148.

Mas, R., García, A., Salas, R., Meléndez, A., Alonso, A., Aurell, M., Bádenas, B., Benito, M.I., Carenas, J.F., García-Hidalgo, J., Gil, J. y Segura, M. (2004): Segunda fase de rifting: Jurásico Superior-Cretácico Inferior. En: *Geología de España* (J. A. Vera, ed.). SGE-IGME, Madrid, 503-510.

Salas, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra D´Espada. Anàlisi de conca.* Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 345 pp.

Caracterización de los filosilicatos de la sucesión hemipelágica de la Serra dels Almaens (Albiense superior, Prebético de Alicante)

Characterization of clay minerals from the hemipelagic succession in the Serra dels Almaens (upper Albian, Prebetic of Alicante)

F. Coruña[1,4], C. de Santiago-Buey[2], S. López-Andrés[1,3] y J. Martín-Chivelet[4,5]

1 CAI Técnicas Geológicas, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. fcorunal@geo.ucm.es
2 Laboratorio de Geotecnia, CEDEX 28014 Madrid. cristina.desantiago@cedex.es
3 Dpto. Cristalografía y Mineralogía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. antares@geo.ucm.es
4 Dpto. Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid.. j.m.chivelet@geo.ucm.es
5Instituto de Geociencias IGEO (CISC, UCM), c/ José Antonio Novais 12, 28040 Madrid

Resumen: La determinación de la mineralogía de las arcillas en sistemas deposicionales hemipelágicos tiene un gran potencial para la caracterización de cambios ambientales que, sin embargo, ha sido poco explotado en el análisis de cuencas. En este trabajo se aplica este método a la Formación Represa (Albiense superior, Prebético) en la Serra dels Almaens (Jijona, Alicante). La unidad está caracterizada por una alternancia de margas y calizas depositadas en los ambientes hemipelágicos del antiguo margen continental sudibérico y tiene un notable espesor (> 450 m). Se analiza la composición mineralógica global de las muestras mediante el método de polvo policristalino y la mineralogía específica de filosilicatos mediante agregados orientados en dos fracciones: gruesa (2-20 μm) y fina (< 2 μm). Mineralógicamente la serie está constituida por calcita, filosilicatos, cuarzo y dolomita. Dentro del grupo de los filosilicatos se han identificado esmectita, illita y caolinita. Estos minerales arcillosos presentan variaciones significativas a lo largo de la serie estudiada, lo que permite definir cinco intervalos sucesivos e interpretarlos en términos de la evolución de la cuenca sedimentaria.

Palabras clave: Mineralogía de arcillas, índice de cristalinidad, facies hemipelágicas, Cretácico, Cadena Bética.

***Abstract**: Determination of clay mineralogy in hemipelagic depositional systems has a great potential for the characterization of environmental changes in those systems. However, this potential has been only little exploited in the analysis of sedimentary basins. In this paper this method is applied to the Represa Formation (upper Albian, Prebetic Zone) in the Serra dels Almaens (Jijona, Alicante). There, the unit reaches a remarkable thickness (> 450 m), and is characterized by marl and limestone alternations deposited in the hemipelagic environments of the ancient southiberian continental margin. The bulk mineralogical composition of the samples was analyzed by the method of polycrystalline powder, and the specific mineralogy of clays by means of oriented aggregates in two fractions: coarse (2-20 μm) and fine (<2 μm). Mineralogically, the samples consist of calcite, phyllosilicates, quartz and dolomite. Within the group of phyllosilicates, smectite, illite and kaolinite were identified. These clay minerals reflect significant changes throughout the sedimentary series, allowing the definition of five successive stratigraphic intervals and their interpretation in terms of the evolution of the sedimentary basin.*

***Key words:** Clay mineralogy, crystallinity index, hemipelagic facies, Cretaceous, Betic chain.*

INTRODUCCIÓN

La determinación de la mineralogía de las arcillas en sistemas deposicionales hemipelágicos puede ser de gran utilidad en la caracterización de posibles cambios paleoambientales (Velde, 1995) y, por tanto, en la caracterización de la evolución de cuencas sedimentarias. En este trabajo, se aplica este método a la Formación Represa (Van Veen, 1969), que constituye el registro sedimentario del Albiense superior (alto) en los dominios hemipelágicos del antiguo margen continental sudibérico (e.g., Martín-Chivelet et al., 2002). Esta unidad aflora extensamente en el Prebético de la provincia de Alicante. Este trabajo se centra en la Serra dels Almaens, situada inmediatamente al este de la localidad de Jijona (Fig. 1), donde ya se ha realizado un estudio sedimentológico y estratigráfico detallado (Coruña et al., 2008). En esta zona, la unidad está conformada por una alternancia de calizas y margas con un notable espesor (> 450 m), posiblemente por corresponder dicha área con un depocentro de la cuenca (Coruña, 2007).

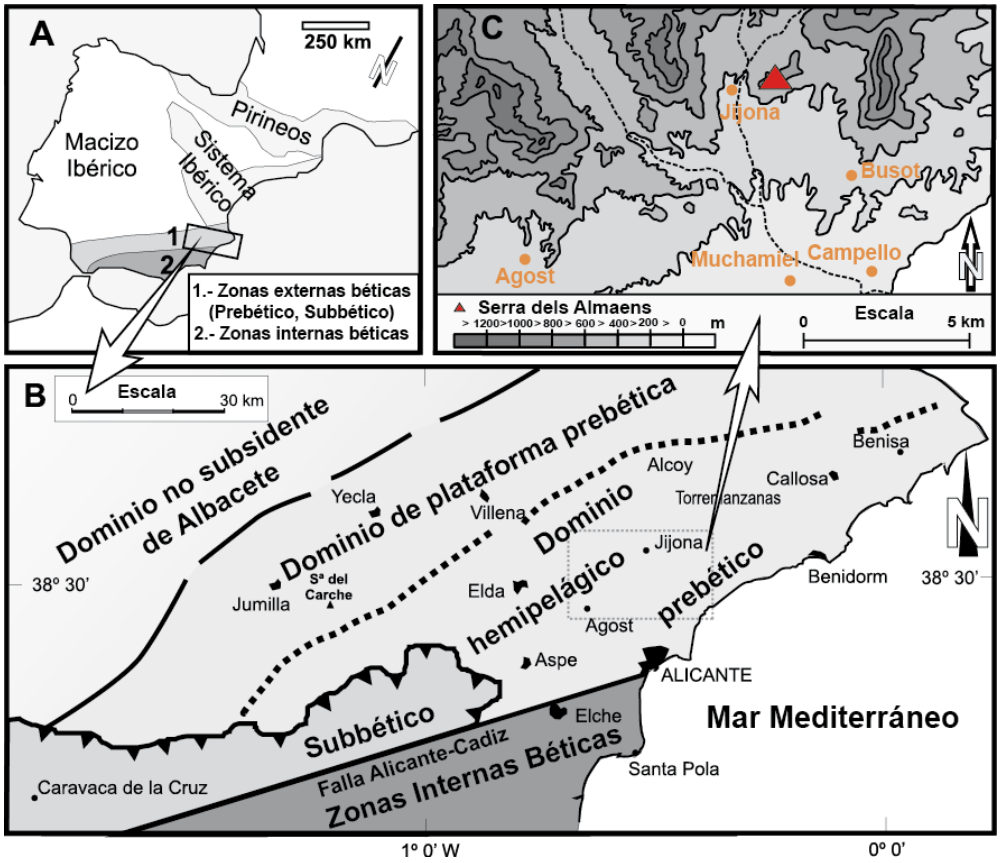


FIGURA 1. *Situación de la zona de estudio (modificado de Martín-Chivelet, 2002).*

METODOLOGÍA

Se han recogido un total de 31 muestras de naturaleza margosa y margo-calcárea con una equidistancia aproximada de 15 m. Su caracterización mineralógica se ha llevado a cabo mediante difracción de rayos X (DRX), utilizando un difractómetro Bruker D-8 Advance provisto de detector Sol-X, trabajando a 40 kV y 30 mA. Se realizó un barrido continuo en el intervalo comprendido entre 2 y 70º 2θ para el método polvo y de 2 a 35º 2θ para el de agregados orientados, con un tamaño de paso de 0,02 y un tiempo de paso de 1s. Para la identificación, semi-cuantificación y determinación de la cristalinidad se utilizó el paquete Diffrac-Plus de Bruker AXS. La mineralogía global de las muestras se ha determinado mediante el método de polvo policristalino y la mineralogía específica de filosilicatos mediante el método de agregados orientados (Moore y Reynolds, 1997), estudiándose por separado las fracciones entre 2 y 20 μm (fracción gruesa) e inferior a 2 μm (fracción fina).

La semi-cuantificación de las fases cristalinas en la mineralogía global se ha realizado utilizando el método de Chung (1974) y la de los filosilicatos mediante el método de los poderes reflectantes (Schultz, 1964). En este estudio se han usado los siguientes poderes reflectantes para los espaciados indicados: 4 para esmectita en 16Å, 2 para caolinita en 7Å y 0,65 para la illita en 5Å.

Dentro de la caracterización de los filosilicatos, además de su identificación y semi-cuantificación, resulta interesante determinar su cristalinidad mediante alguno de los índices aceptados en la literatura. En este estudio se ha utilizado el índice de Kübler (1964) en las illitas, el índice de Amigó (1994) en las caolinitas y la anchura de la reflexión a mitad de altura (Full Width at Half Maximum: FWHM) en las esmectitas.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la figura 2 se muestra la columna sedimentaria de la Formación Represa de la zona de estudio (Coruña, 2007; Coruña et al., 2008). Las columnas situadas a la derecha representan los resultados obtenidos de la caracterización mineralógica de las 31 muestras en el siguiente orden: mineralogía global, mineralogía y cristalinidad de filosilicatos de la fracción gruesa y de la fracción fina, respectivamente.

La mineralogía global de la serie está compuesta principalmente por calcita como mineral mayoritario con porcentajes superiores al 46% en prácticamente todas las muestras, acompañada de filosilicatos y cuarzo en diferentes proporciones (entre 5 y 33%). Puntualmente se identifica dolomita minoritaria en algunas muestras, en una proporción inferior al 8%. La calcita presenta una tendencia opuesta a la de cuarzo y filosilicatos en conjunto, coherente con una alternancia

de sedimentos de origen terrígeno y marino. En la mineralogía global destacan cinco mínimos de % de calcita, asociados a un incremento de cuarzo y filosilicatos (a 28, 59, 195 y 230 y entre 92 y 112 m, aproximadamente).

Los filosilicatos identificados y semi-cuantificados mediante agregados orientados en ambas fracciones son: caolinita, illita y esmectita. Cabe destacar en primer lugar el comportamiento opuesto de esmectita con respecto a caolinita y illita, así en las zonas en las que se incrementa la proporción relativa de esmectita, disminuye la de los otros dos filosilicatos, y viceversa. En cuanto a la cristalinidad, se observa que illita/mica y caolinita presentan unos valores bastantes constantes y estables (valor medio del IC de caolinita 0,34 y de mica/illita 0,40 en fracción fina) a lo largo de la columna. Por el contrario, la cristalinidad de la esmectita presenta cambios significativos con valores elevados en la base (valor medio del IC 1,13 en fracción fina), correspondientes a cristalinidades bajas, y valores mínimos (valor medio del IC 0,69 en fracción fina) a techo indicando cristalinidades altas. Además, la proporción relativa de estos minerales arcillosos permite diferenciar cinco tramos a lo largo de la serie estratigráfica:

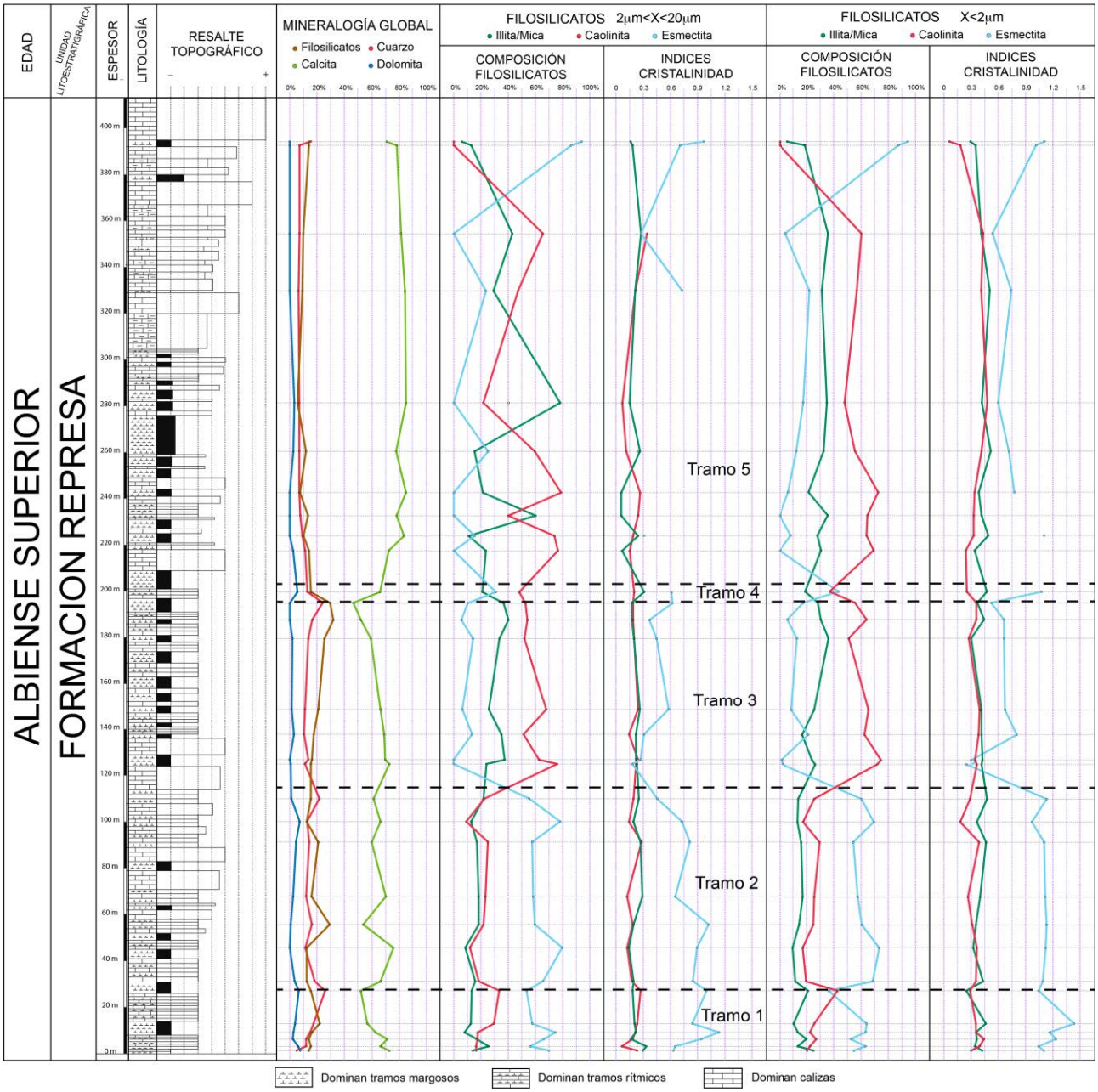


FIGURA 2. *Representación gráfica de las variaciones de la mineralogía total y de los filosilicatos (composición y cristalinidad de illita, esmectita y caolinita) con respecto a la evolución de la serie sedimentaria (modificada de Coruña et al., 2008).*

- Tramo 1. La parte basal de la serie, los primeros 25 m, presenta importantes variaciones tanto en las proporciones relativas de todos los minerales como en el índice de cristalinidad de los filosilicatos. A techo, se produce un brusco descenso en el porcentaje de esmectita y un incremento de illita y caolinita, coincidiendo con un descenso de calcita y aumento de cuarzo. Este tramo está caracterizado por un aumento progresivo en la entrada de siliciclásticos a la cuenca, lo que podría indicar una incisión en la red de drenaje del antepaís.

- Tramo 2. Se sitúa entre 25 y 110 m y es más homogéneo que el anterior, observándose una fuerte predominancia de esmectitas de muy baja cristalinidad y una baja proporción de illita y caolinita de mayor cristalinidad. En este tramo existe una tendencia relativamente equilibrada entre la entrada de siliciclásticos y la producción de carbonatos.

- Tramo 3. Comprendido entre 110 y 200 m, está definido por tener caolinita como filosilicato predominante. La esmectita pasa a ser la fase minoritaria con una cristalinidad sensiblemente superior a la del tramo 2. El cambio de tendencia observado entre este tramo y el anterior, definido por el cambio radical en la mineralogía y en la cristalinidad de las arcillas estudiadas, coincide con un cambio en la tendencia carbonática de facies más margo-calizas a más margosas (Coruña, 2007; Coruña et al., 2008), lo cual indica un aumento progresivo en la entrada de siliciclásticos a la cuenca hacia el techo del tramo.

- Tramo 4. En torno a los 200 m, se observa una brusca disminución de caolinita, que coincide con un incremento significativo de esmectita. En la mineralogía global existe una previa disminución del porcentaje de calcita con un incremento del cuarzo y filosilicatos, representando este tramo el máximo aporte de siliciclásticos a la cuenca pudiéndose corresponder con un máximo regresivo.

- Tramo 5. Situado a partir de los 200 m, este tramo se caracteriza por la ausencia de esmectita en su parte basal. A partir del metro 240, vuelve a aparecer esmectita, con un alto contenido en carbonatos y bajos contenidos en cuarzo y filosilicatos, dominando claramente la caolinita. La disminución gradual de entrada de siliciclásticos a la cuenca indica un mayor desarrollo de la plataforma carbonatada. Podría hablarse de un cambio de tendencia mineralógica a techo pero la muestra 31 está situada en la última secuencia de carácter margoso siendo el resto de la serie carbonática con ausencia de filosilicatos.

CONCLUSIONES

Se ha estudiado la composición mineralógica global y específica de filosilicatos del registro sedimentario hemipelágico de la Serra dels Almaens. La caracterización de las arcillas a lo largo de la serie ha permitido establecer cinco intervalos de características mineralógicas diferentes.

La evolución de la proporción de los filosilicatos identificados (esmectita, caolinita, mica/illita), está asociada a variaciones previas en la relación de siliciclásticos/carbonatos, como consecuencia de la entrada de terrígenos y producción de carbonatos en la cuenca. De los tres filosilicatos, la esmectita es la fase más sensible a las condiciones de sedimentación de la cuenca, en términos de porcentaje y de cristalinidad, según el estudio realizado.

De este trabajo se desprende que la determinación de la mineralogía de las arcillas en series hemipelágicas puede resultar de gran utilidad en el análisis de cuencas sedimentarias.

REFERENCIAS

Amigó, J.M., Bastida, J., Sanz, A., Signes, M. y Serrano, J. (1994): Crystallinity of Lower Cretaceous kaolinites of Teruel (Spain) *Applied Clay Science,* 9: 51-69.

Chung, F.H. (1974): Quantitative interpretation of X-Ray diffraction patterns of mixtures I. Matrix-Flushing method for quantitative multicomponent analysis. *Journal of Applied Crystallography,* 7: 519-531.

Coruña, F. (2007): Trabajo de Investigación de Doctorado (DEA). Universidad Complutense de Madrid (inédito), 71p.

Coruña, F., Vilas, L. y Martín-Chivelet, J. (2008): Análisis estratigráfico y sedimentológico de la sucesión hemipelágica albiense en la sierra Espartal-Almaens (Jijona, Alicante, Zona Prebética). *Geo-Temas,* 10: 127-130.

Kübler, B. (1964): Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Revue de l'institut français du pétrole*, 19: 1093-1112.

Martín-Chivelet, J. (coord.), et al. (2002): Cretaceous. In: *Geology of Spain* (W. Gibbons y M.T. Moreno, eds.). The Geological Society. London, pp. 255-292.

Moore, D.M. y Reynolds, R.C. (1997): *X-Ray Diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. 2nd ed. Oxford University Press, New York, 378 p.

Schultz, L.G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for Pierce-Shale. *U.S. Geological Survey professional paper,* 391-*C.*

Van Veen, G. W. (1969): *Geological investigations in the region west of Caravaca, southeastern Spain*. Thesis. Univer. Amsterdam. 143 p.

Velde, B. (1995): *Origin and mineralogy of clays: clays and the environment,* Springer, Berlin, 329 p.

¿Bioturbación helicoidal o estructura mecánica? Génesis de estructuras mecánicamente inducidas en sondeos del Mioceno de Lepe (Huelva)

Helicoidal trace fossil or mechanic structure? Origin of mechanically induced structures in Miocene cores from Lepe (Huelva)

J. Dorador y F. J. Rodríguez-Tovar

Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18002 Granada. javidr@ugr.es; fjrtovar@ugr.es

Resumen: Un reciente análisis icnológico en las arenas con limos del Mioceno de Lepe (Huelva), desarrollado a partir del estudio de sondeos, puso de manifiesto la existencia de un total de 12 icnogéneros, además de unas estructuras horizontales de dudoso origen presentes en el sondeo S-0. Concretamente se trata de estructuras ligeramente convexas hacia techo que atraviesan transversalmente el testigo y repetidas de manera prácticamente equidistante en aquellos intervalos perforados por rotación. Estas estructuras son generalmente de un color más oscuro que el sedimento que las rodea y en ocasiones se encuentran superpuestas a estructuras biogénicas. A pesar de su similitud con secciones de bioturbaciones helicoidales, como *Zoophycos*, el origen biogénico ha sido descartado debido a la ausencia generalizada de estructuras internas. Finalmente, estas enigmáticas estructuras han sido consideradas como laminaciones de perforación: unas estructuras mecánicas inducidas por la perforación y descritas anteriormente de forma casi exclusiva en sondeos arcillosos. El estudio pone de manifiesto que la laminación de perforación puede desarrollarse también en sondeos de materiales arenosos y destaca la importancia de su caracterización con el fin de evitar interpretaciones erróneas.

Palabras clave: bioturbaciones, sondeos, laminación de perforación, Mioceno, Lepe (Huelva).

Abstract: *Recent ichnological analysis of Miocene silty sandstones of Lepe (Huelva) from cores, revealed the presence of 12 ichnogenera throughout the S-0 core and also some horizontal structures whose origin was unclear. These structures are slightly convex, cross the core and are repeated with a similar distance between them in all those intervals drilled by rotation method. They are commonly darker than the surrounding host sediment and eventually crosscut biogenic structures. Although they look very similar to sections of helicoidal trace fossils (e.g.* Zoophycos*) the biogenic origin has been rejected due to the almost total absent of internal structures. These enigmatic structures have been identified as drilling laminations, a kind of mechanically induced structure, previously described just in mudstone cores. Consequently, this study shows that drilling lamination can be found also in sandy sediment from cores, and mark the importance to characterize drilling inferred structures to avoid misinterpretations.*

Key words: *trace fossils, cores, drilling lamination, Miocene, Lepe (Huelva).*

INTRODUCCIÓN

El análisis icnológico ha experimentado un gran desarrollo desde mitad del siglo XX, siendo hoy en día una herramienta muy útil en estudios paleoecológicos, paleoambientales e incluso en disciplinas de carácter aplicado como es el caso de caracterización de acuíferos o exploración de hidrocarburos (revisión detallada en Knaust y Bromley, 2012). A pesar del gran desarrollo experimentado, en ocasiones existe dificultad en la identificación y caracterización de determinadas estructuras. Probablemente uno de los casos más conocidos en afloramiento sea el de *Tisoa Siphonalis* de Serres (1844) con dos tubos paralelos o *Bathichnus paramoudrae* (Bromley et al., 1975) cuando presenta un tubo individual. Se trata de una forma tubular de orientación variable, formada por concreciones de carbonato de varios centímetros, que fueron tradicionalmente atribuidas a la actividad de un organismo bioturbador, aunque estudios más recientes la han relacionado con un origen abiótico diagenético (van de Schootbrugge et al., 2010; Lewandowska et al., 2013).

La dificultad para interpretar determinadas estructuras comúnmente se incrementa en el caso de aquellos estudios desarrollados en sondeos, debido a las características de los mismos. El estudio directo sobre secciones de sondeos no permite observar las estructuras en 3D, trabajando normalmente con tan solo una sección de 2D cuya continuidad lateral está limitada por el reducido tamaño de la sección que suele ser de unos 10 cm. Estas limitaciones provocan cierta dificultad en la identificación de las estructuras biogénicas ya que en algunos casos no se pueden apreciar los rasgos característicos de determinados icnotaxones usados como icnotaxobases (Bertling et al., 2006). En el caso de los análisis en sondeos, se

pueden encontrar, además, estructuras inducidas durante la perforación, dando lugar a interpretaciones erróneas si se confunden con estructuras biogénicas.

En el presente trabajo se analizan unas estructuras horizontales encontradas durante el análisis icnológico de unos sondeos de arenas del Mioceno de Lepe (Huelva), con el fin de determinar el origen de las mismas.

MARCO GEOLÓGICO

Los materiales estudiados pertenecen al sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir. En concreto se trata de depósitos siliciclásticos de diferente tamaño de grano, desde arenas a limos (Fig. 1), que han sido relacionados con ambientes marinos someros muy próximos a la línea de costa (Mayoral y Muñiz, 1995). Estos materiales fueron depositados en el Mioceno superior y descansan sobre un sustrato de edad Carbonífero. En concreto los materiales del sondeo estudiado pertenecen a una unidad dominada por arenas limosas con presencia de costras ferruginosas de edad Tortoniense-Messiniense (Mayoral y Muñiz, 1995). Estos testigos fueron extraídos durante una campaña de perforación de sondeos en la localidad de Lepe (Huelva) en abril de 2013. En dicha campaña se perforaron 3 sondeos, obteniendo un registro total de más de 60 metros. En concreto, el testigo analizado en este estudio corresponde al sondeo S-0, perforado en el Cabezo de la Zarcilla, a 1,5 km al sur de Lepe. Se perforó hasta una profundidad de 8 m, aunque se estudiaron 7 metros de testigo ya que el primer metro no se pudo recuperar al tratarse de material suelto.

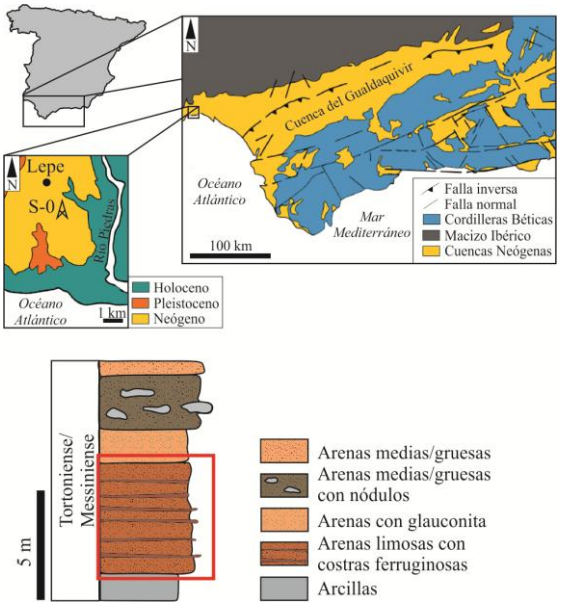


FIGURA 1. *Localización del sondeo S-0 y columna litoestratigráfica resumida para el Tortoniense/Messiniense de Lepe (modificada de Belaústegui et al., 2016).*

METODOLOGÍA

La extracción de sondeos se realizó mediante la Perforadora Rolatec RL 48 L de la unidad de Perforación y Testificación de Rocas de la Universidad de Granada (Centro de Instrumentación Científica). El sondeo se llevó a cabo usando la técnica de rotación y recuperación de testigos de 101 mm de anchura y hasta 3 metros de longitud, aunque aquellos intervalos que ofrecían mayor resistencia tuvieron que ser perforados mediante el método de percusión y extracción de testigos de 76 mm de ancho y 60 cm de longitud. Debido a las características litológicas de los materiales (arenas y limos poco cementados) no se emplearon fluidos de perforación.

El análisis icnológico se realizó sobre secciones longitudinales del material extraído, colocadas sobre bandejas metálicas de un metro de longitud (Rodríguez-Tovar et al., 2013). Estas secciones fueron escaneadas con un escáner de alta resolución Smartcis 1000L y las imágenes obtenidas tratadas según el procedimiento propuesto por Dorador et al. (2014), con el fin de facilitar el estudio de las estructuras horizontales. Se midió la anchura de las estructuras, la distancia entre ellas y se consideraron detalles morfológicos (forma, estructura interna, tamaño de grano o color, entre otros) y relaciones de corte.

RESULTADOS

El análisis icnológico del sondeo S-0 realizado por Rodríguez-Tovar et al. (2013) reveló la existencia de 12 icnogéneros (*Bichordites*, *Cylindrichnus*, *Gyrolithes*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Phycosiphon*, *Planolites*, *Rosselia*, *Schaubcylindrichnus*, *Scolicia*, *Teichichnus* y *Thalassinoides*). Junto a estas bioturbaciones, se encontraron una serie de estructuras horizontales indeterminadas con cierta periodicidad y una distribución localizada, que son el objeto de estudio detallado en el presente trabajo.

Estas estructuras se identifican como una serie de segmentos horizontales que atraviesan por completo la anchura del sondeo y que aparecen solo en aquellos intervalos de testigo extraídos mediante rotación (Fig. 2). Se han identificado un total de 47 segmentos, localizados todos ellos entre 1 y 4 m de profundidad y pudiéndose agrupar en 5 intervalos (A-E en Fig. 2). Presentan un espesor individual de 0,7 a 3,2 mm con un valor medio de 1,8 mm. En cuanto a la distancia entre estructuras consecutivas, los valores varían entre 10,7 y 87,8 mm con un valor medio de 34 mm (Figs. 2 y 3). Los 5 intervalos establecidos pueden agruparse en dos grupos en función de la distancia entre segmentos: los intervalos A y E, donde la distancia es más reducida y constante, con un valor medio entre 18 y 19 mm, y los intervalos B, C y D, caracterizados por una mayor separación entre segmentos y una distancia media entre 32 y 50 mm.

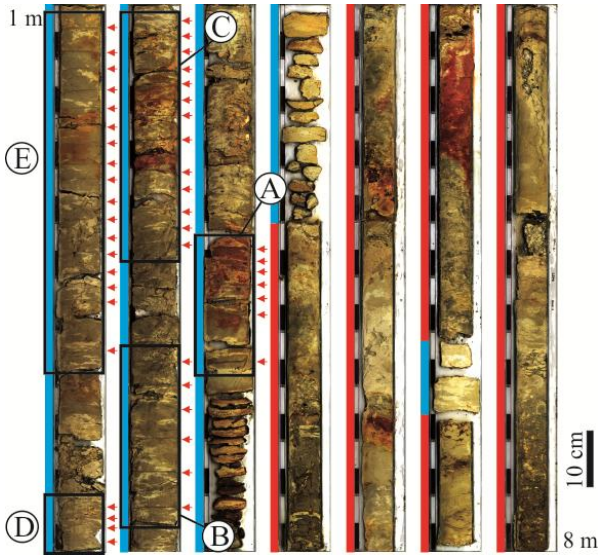


FIGURA 2. *Secciones del sondeo S-0 de 1 a 8 metros de profundidad. Las flechas rojas señalan las estructuras horizontales. Con línea azul vertical se indican aquellos intervalos perforados mediante rotación y con línea vertical roja los que fueron extraídos por percusión.* A-E *corresponden a los 5 intervalos que presentan estructuras horizontales.*

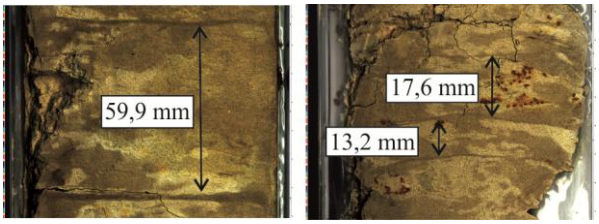


FIGURA 3. *Ejemplos de situaciones con diferentes distancias entre segmentos de las estructuras horizontales.*

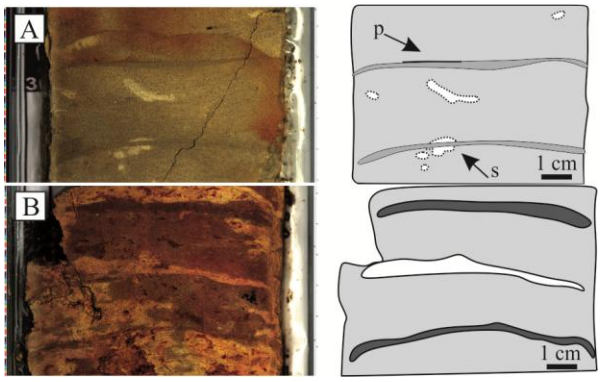


FIGURA 4. *Ejemplos de las estructuras horizontales estudiadas.* A. *Pared difusa* (p) *y solapamiento con una bioturbación previa* (s). B. *Segmentos de estructuras con tonos de color diferentes respecto al sedimento que los rodea.*

En cuanto a la morfología, en la mayoría de los casos, los segmentos son ligeramente convexos hacia techo, aunque en ocasiones no se aprecia esta curvatura. En lo que respecta a su relación con el sedimento encajante, presentan el mismo tamaño de grano, pero se observa una clara diferencia de color e incluso en ocasiones se aprecia una pared externa bastante difusa (Fig. 4). En la mayoría de los casos las estructuras presentan un tono más oscuro, aunque en algunas ocasiones son más claras que el sedimento que las rodea. Con frecuencia los segmentos horizontales cortan estructuras biogénicas previas.

DISCUSIÓN

El análisis preliminar de las estructuras no ofrecía una interpretación concluyente sobre las mismas. Su relación con las costras ferruginosas fue descartado debido a las diferencias de espaciado y aspecto con las observadas en afloramiento. Atendiendo a la morfología, y a la disposición horizontal de los segmentos, las estructuras se asemejan a secciones de estructuras biogénicas helicoidales en sondeos, como las correspondientes a *Spyrophyton* y especialmente *Zoophycos*. Al tratarse de icnogéneros propios de *tiers* profundos en las últimas fases de bioturbación, en muchas ocasiones se encuentran cortando a otras bioturbaciones producidas previamente, lo que podría explicar las situaciones de corte identificadas. Sin embargo, salvo en contadas ocasiones, los segmentos no presentan estructuras internas (Fig. 5), lo que descarta un posible origen biogénico.

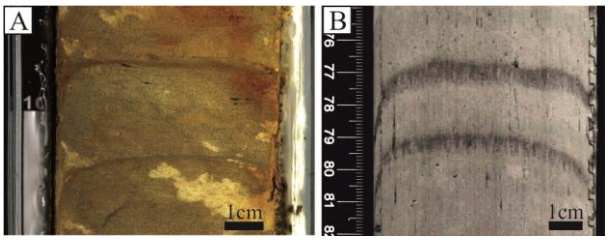


FIGURA 5. (A) *Intervalo con las estructuras horizontales analizadas en el sondeo S-0 comparado con* (B) Zoophycos *identificados en sondeos marinos modernos de la Expedición 339 del IODP (Rodríguez-Tovar y Dorador, 2014), donde se aprecian las estructuras internas.*

La ausencia de estructuras internas y especialmente la relación directa que existe entre su presencia y el método de perforación, apoyan la hipótesis de un origen mecánico debido a la perforación. Leggett (1982) realizó un estudio descriptivo de aquellas estructuras inducidas durante la perforación de sondeos arcillosos marinos en el suroeste de México. Junto a otras estructuras, describe las llamadas *drilling laminations* (o laminación de perforación), que consisten en laminaciones más oscuras de unos 2 a 4 mm de anchura, en ocasiones con un grano más fino que el del sedimento que las rodea, pero en todo caso sin cambios en la consistencia, que se repiten generalmente con un espaciado regular de 2 a 4 cm (Leggett, 1982). Esta descripción se ajusta perfectamente a las estructuras observadas en el testigo del sondeo S-0, apoyando así el origen mecánico de las mismas. Según Leggett (1982), la presencia de estas estructuras a su vez viene condicionada por la densidad y no se desarrollan en sondeos ricos en arena. Sin embargo, las estructuras caracterizadas en el presente estudio se encuentran en sondeos de arenas limosas, lo que supone una novedad, al registrarse también en

sondeos de material arenoso. Varios aspectos de interés como el origen del cambio de color y la distancia entre estructuras, o su posible relación con características litológicas e icnológicas de detalle se abren como futuras cuestiones a resolver en la investigación que se está desarrollando actualmente.

CONCLUSIONES

El análisis icnológico preliminar sobre testigos de sondeos de arenas del Mioceno de Lepe (Huelva) reveló la identificación de un total de 12 icnogéneros (Rodríguez-Tovar et al., 2013) y la caracterización de unas estructuras horizontales indeterminadas, que han sido estudiadas ahora en detalle tras el tratamiento digital de imágenes. Se trata de segmentos horizontales generalmente de forma convexa, que atraviesan el testigo de lado a lado y se repiten periódicamente. La anchura de las estructuras varía de 0,7 a 3,2 mm y la distancia entre segmentos va desde 18 a 50 mm. En numerosas ocasiones se encuentran cortando a estructuras biogénicas previas y no existe una diferencia textural clara entre la estructura y el sedimento que la rodea.

La morfología se asemeja a la que muestran las secciones de determinadas bioturbaciones helicoidales en sondeos, como es el caso de *Zoophycos*, aunque no se aprecian estructuras internas. Este aspecto, junto con su localización exclusiva en aquellos intervalos perforados mediante rotación, apoyan un origen mecánico como el de las denominadas *drilling lamination* descritas por Leggett (1982) en sondeos arcillosos. En nuestro caso se encuentran en sondeos arenosos, poniendo de manifiesto que la laminación de perforación no es exclusiva de sondeos arcillosos. Por último, se manifiesta la importancia de identificar este tipo de estructuras en estudios icnológicos o sedimentológicos en sondeos ya que una caracterización incorrecta puede derivar en interpretaciones erróneas.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio ha sido financiado por los proyectos CGL2012-33281 y CGL2015-66835-P (Secretaría de Estado de I+D+I) y el grupo de investigación RNM-178 (Junta de Andalucía). La investigación de JD está financiada por una beca pre-doctoral de la Universidad de Granada.

REFERENCIAS

Belaústegui, Z., Muñiz, F., Mángano, M.G., Buatois, L.A., Doménech, R. y Martinell, J. (2016): Lepeichnus giberti igen. nov. isp. nov. from the upper Miocene of Lepe (Huelva, SW Spain): Evidence for its origin and development with proposal of a new concept, ichnogeny. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, en prensa.

Bertling, M., Braddy, S.J. y Bromley, R.G. (2006): Names for trace fossils: a uniform approach. *Lethaia*, 39: 265-286.

Dorador, J., Rodríguez-Tovar, F.J. y IODP Expedition 339 Scientists (2014): Digital image treatment applied to ichnological analysis of marine core sediments. *Facies*, 60: 39-44.

Knaust, D. y Bromley, R.G. (2012): *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*. Developments in Sedimentology 64. Elsevier, Amsterdam, 924 p.

Leggett, J.K. (1982): Drilling-Induced structures in Leg 66 cores. En: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (M. Lee, Ed.). National Science Foundation, California, 531-538.

Lewandowska, A., Rospondek, M.J., Uchman, A., Demircan, H. y Duliński, M. (2013): *Paramoudra*-concretion, trace fossil or both: An example from the Eocene turbidites in the Gökçeada Island, Thrace Basin, NW Turkey. En: *XII International Ichnofabric Workshop*. Abstracts: 39-41.

Mayoral, E. y Muñiz, F. (1995): Nueva icnoespecie de Gyrolithes del Mioceno Superior de la Cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva). *Revista Española de Paleontología*, 10(2): 190-201.

Rodríguez-Tovar, F.J. y Dorador, J. (2014): Ichnological analysis of Pleistocene sediments from the IODP Site U1385 "Shackleton Site" on the Iberian margin: Approaching paleoenvironmental conditions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 409: 24-32.

Rodríguez-Tovar, F.J., Dorador, J., Mayoral, E. y Santos, A. (2013): Sedimentología e icnología del sondeo S-0 (Mioceno superior de Lepe, Huelva). En: *Two decades of Atlantic Neogene study*. V RCANS Congress Abstract Book: 21.

van de Schootbrugge, B., Harazim, D., Sorichter, K., Oschmann, W., Fiebig, J., Püttmann, W., Peinl, M., Zanella, F., Teichert, B.M.A., Hoffmann, J., Stadnitskaia, A. y Rosenthal, Y. (2010): The enigmatic ichnofossil *Tisoa siphonalis* and widespread authigenic seep carbonate formation during the Late Pliensbachian in southern France. *Biogeosciences*, 7: 3123-3138.

Mapa de asociaciones de facies neógenas del sector norte de la Cuenca de Teruel

Neogene facies associations map of the northern sector of the Teruel Basin

L. Ezquerro[1], A. Luzón[1], C.L. Liesa[1] y J.L. Simón[1]

1. Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. C. Pedro Cerbuna. 12. 50009, Zaragoza. lope@unizar.es

Resumen: El relleno sedimentario mioceno superior-cuaternario del sector norte de la Cuenca de Teruel se caracteriza por asociaciones de facies referibles a abanicos aluviales, medios lacustres, palustres y, menos frecuentes, eólicos y deltaicos. La cartografía de dichas asociaciones de facies y de las estructuras tectónicas muestra una configuración propia de cuencas extensionales asimétricas. Los abanicos aluviales, principalmente procedentes de los márgenes oriental y occidental de la cuenca, presentaban diferentes dimensiones, siendo de mayor extensión los del margen occidental, tectónicamente inactivo durante el depósito de la serie estudiada. Los abanicos aluviales conectaban con lagos poco profundos situados en áreas centrales pero más próximas al margen activo. El espacio de acomodación generado por fallas sinsedimentarias intracuencales favoreció la preservación de asociaciones de facies eólicas y deltaicas, poco frecuentes en este tipo de cuencas continentales.

Palabras clave: asociaciones de facies, medios continentales, cuenca asimétrica, tectónica extensional, Cordillera Ibérica, Neógeno.

Abstract: *The Upper Miocene-Quaternary sedimentary fill of the northern sector of the Teruel Basin is characterized by facies associations corresponding to alluvial fans, lakes and palustrine areas, as well as less common aeolian and deltaic environments. The map of facies associations corresponding to different sedimentary environments, and tectonic structures, reveals asymmetrical fill architecture. Alluvial fans were mainly sourced from the eastern (tectonically active) and western (passive) basin margins, connected downstream with shallow carbonate or evaporite lakes located in central basinal areas but closer to the active margin. The accommodation space created by synsedimentary intrabasinal faults enabled preservation of aeolian and deltaic associations, not very common in this type of basins.*

Key words: *facies associations, asymmetric basin, extensional tectonics, Iberian chain, Neogene.*

INTRODUCCIÓN

La asimetría estructural de cuencas extensionales de tipo *semigraben* queda también reflejada en los modelos sedimentarios de las mismas, especialmente cuando se trata de cuencas continentales endorreicas (e.g. Frostick y Reid, 1987). En estas cuencas, y como consecuencia de la distinta configuración de los márgenes pasivo y activo, el aporte sedimentario desde cada margen es diferente. La mayor parte de sedimentos son aportados por el margen pasivo (e.g. Leeder y Gawthorpe, 1987) a través de abanicos aluviales de amplio desarrollo longitudinal, mientras que desde el margen activo los sistemas son de corto desarrollo. Ambos confluyen en zonas lacustres centrales, de profundidad variable en función de la relación aporte/subsidencia en cada punto y cuenca considerada (e.g. Frostyck y Reid, 1987; Leeder y Gawthorpe, 1987). Por lo general, la arquitectura estratigráfica se complica debido a la presencia de estructuras tectónicas intracuencales que condicionan las características y evolución de los sistemas sedimentarios en cada punto, la dirección de transporte y la distribución de las asociaciones de litofacies que encontramos en el campo (e.g. Leeder y Gawthorpe, 1987).

El objetivo de este trabajo es presentar la primera cartografía de asociaciones de litofacies y estructuras tectónicas para el sector norte Cuenca de Teruel. Esta cartografía aporta un mayor detalle en la división del relleno neógeno que las cartografías existentes.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La Cuenca de Teruel es un graben intramontañoso alargado con orientación NNE-SSO situado en la parte centro-oriental de la Cordillera Ibérica (NE de España) (Fig. 1). Comenzó a formarse durante el Mioceno en relación con la apertura del Surco de Valencia (Simón, 1983), y alberga un relleno Mioceno a Cuaternario con un espesor cercano a 500 m. Predominan los depósitos detríticos y carbonatados, localmente yesíferos, que se disponen discordantes o en contacto mecánico sobre los materiales mesozoicos y paleógenos de los bordes de la cuenca.

En el sector estudiado, desde Teruel hasta Fuentes Calientes, al norte, la cuenca tiene una estructura de *semigraben*, limitada al este por el sistema de fallas normales de la Sierra de El Pobo, de dirección NNE-SSO a NNO-SSE (Fig. 1). El bloque superior está basculado (3-6º) hacia el este contra el sistema de fallas, respondiendo a una geometría en *rollover*. El relleno de este sector de la cuenca se ha dividido previamente en formaciones y unidades estratigráficas informales (Alcalá *et al.*, 2000 y referencias incluidas). Estos trabajos interpretan que el relleno responde al desarrollo de sistemas aluviales en los márgenes pasando hacia el centro a lagos someros, hidrológicamente abiertos durante algunas etapas.

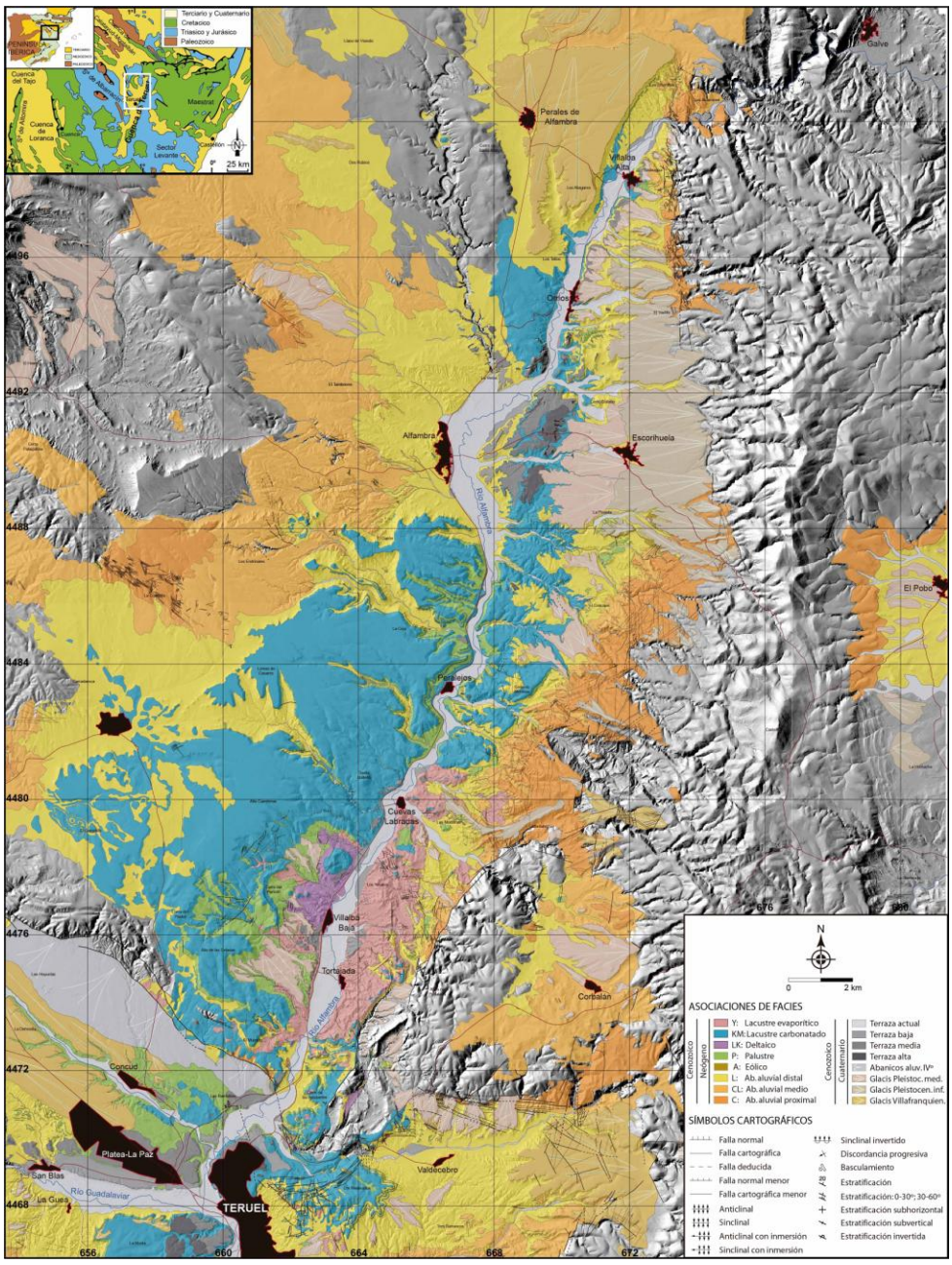


FIGURA 1. *Mapa de asociaciones de facies del Mioceno Superior – Cuaternario el sector norte de la Cuenca de Teruel.*

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La cartografía que se presenta (Fig. 1) está basada principalmente en el establecimiento de asociaciones de litofacies a partir de la realización de 72 perfiles estratigráficos. Se han definido ocho asociaciones a partir de la abundancia relativa de cada litología, así como de características texturales y arquitecturales (Tabla 1). Tienen entidad suficiente para ser el reflejo de una parte o del conjunto de procesos que se desarrollan en un sector concreto de un medio sedimentario, y han sido caracterizadas y referidas a diferentes ambientes o subambientes en trabajos previos (Ezquerro, 2012; Rodríguez-López *et al.*, 2012). Se han cartografiado a partir de fotogramas aéreos (escalas 1:18000 y 1:33000) y datos de campo,

mediante los cuales se han identificado igualmente diferentes niveles fotogeológicos que son la base de la correlación entre perfiles y del establecimiento de las relaciones laterales y verticales entre distintas asociaciones. Estas relaciones se recogen en varios paneles de correlación (Ezquerro, 2012; Rodríguez-López *et al.,* 2012; Ezquerro *et al.,* 2012, 2014, 2015). Los abundantes yacimientos paleontológicos existentes permiten, por su parte, atribuir un marco temporal a dichas unidades.

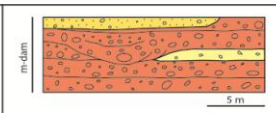
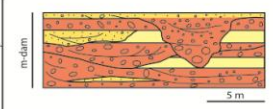
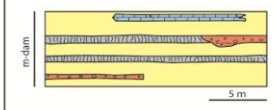
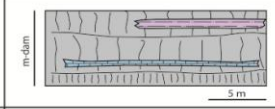
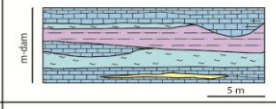
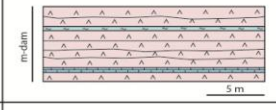
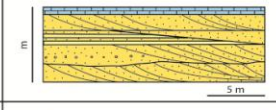
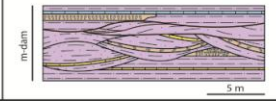
Litofacies	Litología y Textura	Geometría y estructuras	Características	Interpretación
Conglomerados (C) Conglomerados (80-100%) Lutitas (0-20%) Areniscas (0-20%)	Conglomerados granosostenidos o en ocasiones soportados por la matriz. Cantos m-dm carbonatados y raros silíceos de angulares a subredondeados. Matriz lutítica o arenosa fina localmente abundante. Lutitas masivas con cantos mm-cm dispersos. Areniscas masivas de grano medio a muy grueso con cantos cm-dm poligénicos dispersos.	Niveles tabulares de espesor métrico con estratificación horizontal y ocasionalmente bases y cicatrices internas canaliformes. Cuerpos dm tabulares o cuneiformes. Niveles tabulares a cuneiformes de espesor dm.		Corrientes acuosas en canales o desconfinadas. Áreas de inundación escasamente preservadas. Flujos de masas tipo *debris flow* ocasionales. Sector proximal-medio de abanico aluvial.
Conglomerados y lutitas (CL) Conglomerados (60-70%) Lutitas (20-30%) Areniscas (0-30%)	Conglomerados granosostenidos con cantos cm-dm carbonatados y con menos frecuencia silíceos de subangulares a subredondeados y matriz arenosa de grano medio-grueso. Lutitas masivas con cantos mm-cm carbonatados y silíceos dispersos. Areniscas masivas o laminadas, de grano fino a muy grueso con cantos cm-dm poligénicos dispersos.	Cuerpos de geometrías canaliforme laxa pero localmente canales de perfil en V acusado. Cicatrices internas canaliformes. Estratificación cruzada en surco, scours y en ocasiones imbricación. Cuerpos tabulares de potencia dm-m. Niveles tabulares o canaliformes de espesor dm-m con estratificación horizontal o cruzada en surco. Ocasionalmente laminación paralela o cruzada		Canales de poca sinuosidad con acreción lateral y barras conglomeráticas. Episódicamente se expandieron sobre llanuras de inundación. Sector medio de abanico aluvial.
Lutitas (L) Lutitas (90-100%) Carbonatos nodul. (0-10%) Calizas (0-10%) Conglomerados (0-5%)	Lutitas masivas con nódulos carbonatados ocasionales. Niveles con nodulos carbonatados a veces con estructura prismática y clastos dispersos. Calizas masivas de textura mudstone-wackestone con gasterópos a veces abundantes. Conglomerados granosostenidos con cantos mm-dm carbonatados o menos frecuente silíceos redondeados. Matriz lutítica.	Niveles tabulares de espesor m-dam. Cuerpos tabulares de espesor m. Niveles tabulares de potencia dm. Cuepos tabulares o laxamente canaliformes de espesor dm con ocasionales cicatrices internas irregulares.		Flujos desconfinados y localmente canales someros. Charcas carbonatadas y procesos pedogénicos frecuentes. Sector distal-llanura lutítica de abanico aluvial.
Carbonatos nodulosos (P) Carbonatos nodulosos (90-100%) Calizas (0-10%)	Carbonatos con morfología prismática y ocasionalmente nodular. Encajante lutítico. Calizas masivas. Textura wackestone con gasterópodos.	Niveles tabulares de potencia dm-dam. Niveles tabulares de espesor dm-m con bioturbación y rara brechificación.		Paleosuelos y charcas carbonatadas someras. Llanura lutítica con influencia palustre.
Calizas y margas (KM) Calizas (50-60%) Margas (40-50%) Limos (0-40%) Lutitas (0-10%)	Calizas masivas o con bioturbación vertical. Textura mudstone a packstone con gasterópodos y restos vegetales. Margas y limos masivos o laminados con frecuentes gasterópodos; nódulos carbonatados en margas. Lutitas masivas.	Niveles tabulares o irregulares de espesor dm-m. Cuerpos tabulares de potencia dm-m. Niveles tabulares de potencia dm.		Depósito subacuoso de carbonato. Ocasionales entradas de detríticos y de aguas dulces. Abundante vegetación enraizada. Sistema lacustre carbonatado somero con frecuentes oscilaciones de la lámina de agua.
Yesos (Y) Yesos (80-90%) Calizas (0-10%) Margas (0-10%)	Yesos masivos o nodulares. Ocasionalmente con bioturbación vertical y gasterópodos. Calizas masivas con nódulos carbonatados. Margas masivas con gasterópodos.	Niveles tabulares de espesor dm-m. Estratos tabulares de potencia cm-dm. Niveles tabulares de potencia dm.		Precipitación subacuosa de yeso y de carbonato. Aportes de detríticos frecuentes. Abundante vegetación enraizada. Sistema lacustre salino-carbonatado
Areniscas (A) Areniscas (80-90%) Lutitas (0-20%) Calizas (0-10%)	Areniscas de grano fino a grueso con cantos mm-cm carbonatados y silíceos dispersos. Ocasionalmente muestran horizontes de raíces calcificados. Lutitas masivas o laminadas con bioturbación y nódulos carbonatados. Calizas masivas intensamente bioturbadas.	Niveles tabulares de espesor dm-m con estratificación cruzada en surco, laminación paralela y cruzada. Capas con estratificación de bajo ángulo y ripples. Estratos tabulares de potencia cm-dm. Niveles tabulares de potencia dm.		Migración y acreción de dunas. Áreas interduna (secas o húmedas). Vegetación enraizada ocasional. Sistema eólico
Limos y carbonatos (LK) Limos (80-90%) Areniscas (0-20%) Tobas (0-20%) Calizas (0-10%)	Limos y areniscas masivos o laminados. Ocasionalmente con bioturbación vertical y gasterópodos. Tobas con facies de tallos y tobas detríticas. Calizas masivas con gasterópodos.	Niveles tabulares, canaliformes o convexos de espesor dm-m con laminación paralela y cruzada, estratificación cruzada en surco, planar y de tipo hummocky. Ocasionales slumps y otras estructuturas de deformación. Cuerpos tabulares y canaliformes de potencia cm-dm. Niveles tabulares de potencia dm.		Depósito de detríticos finos en canales y barras de desembocadura en llanura y frente deltáico. Vegetación enraizada en la zona superior. Sistema deltaico

TABLA 1. *Asociaciones de litofacies del Mioceno Superior – Cuaternario el sector norte de la Cuenca de Teruel.*

Las asociaciones de facies dominantemente terrígenas son: i) Conglomerados (C), ii) Conglomerados y Lutitas (CL), iii) Lutitas (L). Fueron descritas e interpretadas por Ezquerro (2012) y Ezquerro *et al.* (2014) como propias de los sectores proximal, medio y distal, respectivamente, de abanicos aluviales. Se reconocen en materiales que van desde el Vallesiense al Villafranquiense. La asociación Limos y Carbonatos (LK) fue descrita por Ezquerro *et al.* (2015) e interpretada como deltaica. Esta asociación aparece sólo en tránsito lateral con ambientes palustres y lacustres salinos; se localiza exclusivamente en la zona de Villalba Baja y su edad es Turoliense. Las asociaciones dominadas por carbonatos se encuentran representadas en materiales que abarcan desde el Vallesiense al Villafranquiense; se dintinguen dos: Carbonatos Nodulosos (P) y Calizas y Margas (KM). Han sido interpretadas como facies palustres y lacustres carbonatadas (Ezquerro, 2012; Ezquerro *et al.*, 2014). La asociación dominantemente evaporítica (Y) presenta un buen desarrollo en la parte central de la cuenca. Abarca desde el Turoliense al Rusciniense, y se ha interpretado como resultado de la sedimentación en un sistema lacustre salino (Ezquerro *et al.*, 2015). Localmente aflora al este de Teruel, donde tiene una edad Vallesiense-Turoliense. La asociación Areniscas (A) fue descrita por Rodriguez-López *et al.* (2012) e interpretada como resultado de la actuación de procesos eólicos en relación con vientos cuya dirección era transversal al eje de la fosa; su edad es Villafranquiense.

Los materiales analizados presentan la distribución característica de cuencas de *semigraben*, con depósitos aluviales en las zonas más próximas a los márgenes y depósitos lacustres centrales. La subsidencia tectónica en este tipo de cuencas genera un surco que limita el desarrollo longitudinal de los sistemas aluviales procedentes del margen activo, y conlleva un desplazamiento de los depocentros lacustres hacia el mismo (Leeder y Gawthorpe, 1987). Todo ello se refleja en la Cuenca de Teruel, de modo que a partir de

la cartografía realizada se constata que las asociaciones referibles a sectores aluviales proximales se encuentran en los bordes de la cuenca, pasando a sectores medios y distales hacia áreas más centrales. En el margen activo dominaron abanicos cortos con un rápido tránsito entre sectores proximales y distales, procedentes de la Sierra de El Pobo. En relación con el margen pasivo se reconocen exclusivamente los sectores medios y distales de abanicos que, con mayor desarrollo longitudinal, procedían de la Sierra de Albarracín o de algún relieve situado actualmente en la Fosa del Jiloca. Las asociaciones de facies lacustres carbonatadas y evaporíticas se distribuyen por la zona central de la cuenca, si bien se encuentran ligeramente desplazadas hacia el margen activo, donde muestran mayor desarrollo y continuidad vertical; hacia el margen pasivo se interdigitan ampliamente con litofacies aluviales. En el área de Tortajada su composición yesífera se relaciona con aportes de aguas que drenarían evaporitas triásicas. Las relaciones laterales entre facies permiten establecer que en el margen occidental del lago salino somero que existió durante el Turoliense se desarrolló un delta de tipo hipopícnico, debido al contraste de densidad entre las aguas. Las fallas intracuencales localizadas al noroeste de Villalba Baja, facilitaron el ascenso de aguas subterráneas carbonatadas y generaron espacio de acomodación para alojar y preservar las facies deltaicas, dominantemente detríticas finas y tobáceas. Los depósitos eólicos están exclusivamente ligados al borde activo en la zona norte; se desarrollaron en zonas interabanico y se preservan debido a la actuación sinsedimentaria de fallas en el interior de la cuenca (Rodríguez-López *et al.*, 2012).

CONCLUSIONES

Se han cartografiado ocho asociaciones de facies en el sector norte de la Cuenca de Teruel. Su interpretación sedimentológica permite establecer la existencia de medios sedimentarios aluviales, lacustre-palustres, deltaicos y eólicos interrelacionados.

La actual estructura en *semigraben* de la cuenca es esencialmente la misma que tuvo desde el inicio de su desarrollo a comienzos del Mioceno superior. El relleno se corresponde con sistemas aluviales que gradaban hacia el centro a zonas lacustres-palustres. Los sistemas aluviales adosados al borde oriental activo son más cortos que los procedentes del margen occidental. Esta distribución se corresponde con los modelos sedimentarios descritos para cuencas extensionales asimétricas. Como consecuencia del control estructural y de factores climáticos e hidrogeológicos, se desarrollaron localmente dos sistemas sedimentarios diferentes: deltaico y eólico. Sus facies se preservan debido a la actuación sinsedimentaria de fallas intracuencales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los grupos de investigación *Geotransfer* y *Análisis de Cuencas Sedimentarias Continentales* del Gobierno de Aragón.

REFERENCIAS

Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Álvarez Sierra, M.A., Azanza, B., Calvo, J.P., Cañaveras, J.C., van Dam, J.A., Garcés, M., Krijgsman, W., van der Meulen, A.J., Morales, J, Peláez, P., Pérez González, A., Sánchez Moral, S., Sancho, R. y Sanz Rubio, E. (2000): El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 13, 323-343.

Ezquerro, L. (2012). Las unidades estratigráficas del sector norte de la cuenca neógena de Teruel-Alfambra: relaciones tectónica-sedimentación. *Rev. Teruel*, 94, 7-46.

Ezquerro, L., Luzón, M.A., Liesa, C.L.y Simón, J.L. (2012). Evolución megasecuencial del relleno mio-plioceno del sector norte de la cuenca de Teruel: interacciones entre tectónica y sedimentación, en: Fernández, L.P., Fernández, A., Cuesta, A., Bahamonde, J.R. (Eds.), *GeoTemas*, 13. Resúmenes extendidos del VIII Congreso Geológico de España, Oviedo, p. 171-174.

Ezquerro, L., Luzón, A., Navarro, M., Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2014). Climatic vs. tectonic signal in the Neogene extensional Teruel basin (NE Spain), based on stable isotope (δ18O) and megasequential evolution. *Terranova*, 26 (5), 337-346.

Ezquerro, L., Luzón, M.A., Liesa, C.L.y Simón, J.L. (2015). A Miocene delta body developed in a shallow saline lake: The control of the tectonic activity on the stratigraphic architecture (Teruel Basin, Spain), en: *Abstracts of 31st IAS Meeting of Sedimentology held in Krakow on 22nd–25th of June 2015*. Polish Geological Society, Kraków, p. 169.

Frostick, L.E. y Reid, I. (1987): A new look at rift. *Geology Today*, 1987, 122-126.

Leeder, M. R. y Gawthorpe, R. L. (1987): Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins, en: Coward, M.P., Dewey, J.F. y Hancock. P.L. (Eds.), *Continental Extensional Tectonics*, Spec. Publ. Geol Soc. London, p.139-152.

Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., van Dam, J., Lafuente, P., Arlegui, L., Ezquerro, L. y De Boer, P.L. (2012): Aeolian construction and alluvial dismantling of a fault-bounded intracontinental aeolian dune field (Teruel Basin, Spain): a continental perspective on Late Pliocene climate change. *Sedimentology*, 59, 1536-1567.

Simón, J.L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69, 21-97.

Caracterización de los sedimentos del embalse de Castilseras en el entorno minero de Almadén

Sediment characterization of an artificial reservoir impacted by mining activity in the Almadén mercury district (Spain)

N. Fernández-Naranjo[1], M.L.García-Lorenzo[2], P. Higueras[3], J.M.Esbrí-Victor[3] E.García-Ordiales[4] y S.Covelli[5].

1 Instituto Geológico y Minero de España, C/ Ríos Rosas, 23. 28003, Madrid.
2 Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. C/Jose Antonio Novais s/n. 28040, Madrid.
3 Departamento de Ingeniería Geológica y Minera de la Universidad de Castilla-La Mancha. Plaza Manuel Meca 1, 13400, Almadén.
4 Departamento de Explotación y prospección de Minas. Universidad de Oviedo. C/Independencia 13, 33004, Oviedo.
5 Department of Mathematics and Geosciences, University of Trieste, Trieste, Italy

Resumen: Los sedimentos del embalse Castilseras, ubicado aguas abajo en el río Valdeazogues en el distrito de Almadén, se recogieron para evaluar los contenidos en mercurio totales asociados con las aportaciones de sedimentos del río que provienen de las minas clausuradas. Se ha determinado el contenido en mercurio total así como otras propiedades físico-químicas de estos sedimentos. Los resultados muestran que el contenido en mercurio es elevado, y que se relaciona con el de los materiales de la zona, relacionados con la minería. Los sedimentos presentan un nivel de acidez significativo, son moderadamente salinos y tienen un tamaño de grano predominantemente limoso. El análisis estadístico indica que las concentraciones de mercurio están positivamente correlacionadas con el porcentaje en limo de las muestras. De los resultados obtenidos se puede concluir que el contenido en mercurio se va diluyendo aguas abajo del embalse y que éste está relacionado con la actividad minera, convirtiendo a Castilseras en uno de los embalses con mayor contenido en mercurio del mundo.

Palabras clave: Mercurio, Sedimentos, Actividad minera, Embalse, Distrito Minero Almadén.

Abstract: *Sediments from the Castilseras reservoir, located downstream of the Valdeazogues River in the Almadén mercury district were collected to assess the total mercury content associated with river sediment input from several decommissioned mines. A geochemical characterization, including the determination of total mercury content, were investigated using different physical and chemical techniques. The results obtained suggested that sediments are slightly acidic and characterized by high mercury, related to mining activities. In addition, sediments showed a silty texture and the electrical conductivity results showed moderate salinity, related to acid mine drainage (AMD) processes. The multivariate statistical analysis suggested that mercury content is positively correlated with the silt fraction in collected samples. In regard to the obtained results, we can conclude that Castilseras is one of the reservoirs with the highest mercury concentration, as a result of mining activities carried out in the zone. In this reservoir, the mercury content is diluted downstream.*

Key words: *Mercury, Sediments, Mining Activity, Reservoir, Almadén Mining District.*

INTRODUCCIÓN

El mercurio es el único metal de origen geogénico en estado líquido que encontramos en la naturaleza. Existe en forma elemental, inorgánica y orgánica, y cada una de estas formas afecta al ser humano de forma diferente.

El origen del mercurio en el medio puede provenir de fuentes naturales (emisiones volcánicas o erosión de las rocas) o como consecuencia de la actividad humana (procesos industriales, explotación de metales preciosos o incineración de residuos). Una vez liberado al medio ambiente, puede pasar a forma orgánica (metilmercurio) altamente bioacumulable por los seres vivos, y por depredación biomagnificarse a lo largo de la cadena trófica, amplificándose sus efectos tóxicos (Almeida et al., 2016).

Los sedimentos constituyen un almacén natural de elementos contaminantes emitidos naturalmente o antropogénicamente, que pueden dar lugar a su inmovilización o por el contrario a su liberación paulatina, pudiendo pasar a formar parte de la cadena trófica. En el caso del mercurio esto supone su puesta en circulación y posible transporte, pudiendo afectar tanto a la salud humana como a los ecosistemas.

El objetivo de este estudio es caracterizar sedimentos del Embalse de Castilseras que se encuentra localizado en el río Valdeazogues dentro del distrito minero de Almadén (Ciudad Real, España). Para ello, se ha determinado el contenido en mercurio

total en los sedimentos, junto con su granulometría y otras características químicas. Además, se ha llevado a cabo un análisis estadístico para estudiar las relaciones entre las variables obtenidas.

ZONA DE ESTUDIO

El distrito minero de Almadén (Ciudad Real, España) es ampliamente conocido como el distrito más importante de mercurio (Hg) en el mundo (Fig. 1B). El distrito se compone de una amplia región que ha sido históricamente afectada por intensas actividades mineras para la extracción de cinabrio (HgS) desarrolladas a lo largo de más de dos milenios. En un contexto geológico general, el distrito está formado principalmente por rocas siliciclástica con edades comprendidas entre el Ordovícico y el Devónico tardío. Los materiales litológicos son en su mayoría ortocuarcitas, areniscas, pizarras y rocas ígneas que afloran de diferentes formas. Las mineralizaciones de mercurio pertenecen a dos grandes tipos genéticos: estratoligadas en las Cuarcita Criadero y netamente discordantes en diversas unidades (Higueras et al., 2000).

Por el distrito minero discurren diferentes ríos y arroyos, siendo el principal el Río Valdeazogues. Sobre el mismo, en la parte sur del distrito se localiza el embalse de Castilseras (344536 E; 2489872 N) que recibe los drenajes cuatro de las cinco minas más importantes de mercurio localizadas en el distrito. El embalse fue construido en 1983 y tiene una capacidad de almacenamiento de 5 hm^3, una superficie promedio de 97 ha y un área de cuenca de drenaje de 574 km^2. El embalse se clasifica como holomítico, y la mezcla física entre las aguas superficiales y profundas se produce en otoño e invierno, mientras que durante los periodos secos se produce una estratificación que da lugar a condiciones anóxicas en el hipolimnion (García-Ordiales et al., 2016).

MATERIAL Y MÉTODOS

Se realizaron tres sondeos (Fig. 1) en los sedimentos en el embalse de Castilseras el verano de 2014. La metodología de muestreo consistió en la recuperación de testigos de sedimento mediante equipo manual Kajac Corer hincado en el sedimento del lecho del embalse por gravedad. La recuperación de las muestras se realizó mediante tubos desechables de metacrilato insertados en el portamuestras del equipo.

La columna de sedimentos recuperada en los sondeos fue variable siendo de 50 cm en el caso del Sondeo 1; 64 cm en el Sondeo 2 y 42 cm en el Sondeo 3, profundidad máxima que se recuperó con el método de recogida utilizado. Los testigos de sedimento recuperados fueron seccionados en diferentes muestras cada 2 cm de profundidad. Las muestras fueron congeladas y liofilizadas en un equipo Telstar, modelo Cryodos.

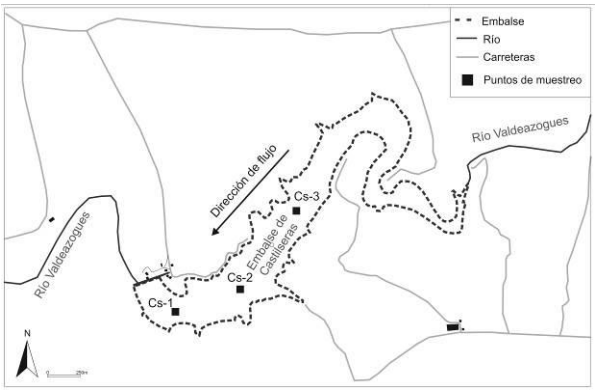


FIGURA 1. *Mapa de situación de los sondeos realizados en el embalse de Castilseras.*

Tanto pH como conductividad eléctrica han sido determinadas en el extracto 1:5 (p/v) utilizando agua ultrapura MilliQ.

El análisis granulométrico se realizó mediante un equipo láser (FRITSCH®ANALYSETTE 22 MicroTec plus).

La preparación de las muestras consistió en un ataque con una solución al 3 % de H_2O_2 para eliminar la materia orgánica presente en la muestra. Para ello, la alícuota de muestra se oxida mediante la solución durante 48h y posteriormente se tamiza para separar la fracción fina (< 2 mm). La fracción resultante se pone en suspensión con H_2O mediante agitación magnética durante 5 min y posteriormente se procesa en el equipo.

Para obtener las concentraciones de mercurio total, se ha empleado un equipo LUMEX RA-915+, unido a un pirolizador RP-91C. En la cámara de pirolisis se calcina la muestra a 800 ºC, liberando el mercurio contenido en las muestras en forma de vapor atómico y transportándolo a la celda analítica.

Se han utilizado materiales de referencia certificados (Montana Soil 2710a) y suelo de referencia de sedimentos lacustres para comparar los contenidos en mercurio total obtenidos. Además, todas las medidas se han realizado por triplicado.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El contenido en mercurio total de los sondeos extraídos en el embalse de Castilseras (Fig. 2A) en general se distribuye de manera que aumenta en profundidad, a excepción de los valores en el Sondeo 3 que descienden al aumentar la profundidad. Únicamente dos muestras, S1 30-32 cm y S2 44-46 cm, se encuentran por encima del percentil 95, con valores de 19.2 y 19.3 mg kg^{-1} respectivamente.

Los valores calculados oscilan entre 6.7-24.8 mg kg^{-1} de mercurio en el embalse, algo más altos que los calculados por García-Ordiales et al. (2016) en sedimentos superficiales tomados con una draga Van

Veen en distinto periodo de tiempo, que oscilan entre 2.5-17.3 mg kg^{-1}.

Los valores de pH están comprendidos entre 4.9 y 6.7 (Fig. 2B). La acidez de los sedimentos es debida a la presencia en el distrito de materiales litológicos con minerales generadores de acidez, concretamente sulfuros, asociados a los filones explotados por la actividad minera desarrollada en el distrito. Este hecho queda contrastado al comparar los resultados obtenidos con el valor promedio de 7.85 obtenido por IGME (2012) para los sedimentos de los ríos españoles, que muestra que los valores de los sedimentos del embalse de Castilseras presentan un grado de acidez significativo.

La conductividad eléctrica oscila entre 195 µS cm^{-1} y un máximo de 1134 µS cm^{-1} cuantificados en los sondeos 1 y 3 (Fig. 2C). Aplicando la clasificación de la USDA (1996) y considerando los valores medios de conductividad eléctrica obtenidos, los sedimentos pueden clasificarse como moderadamente salinos.

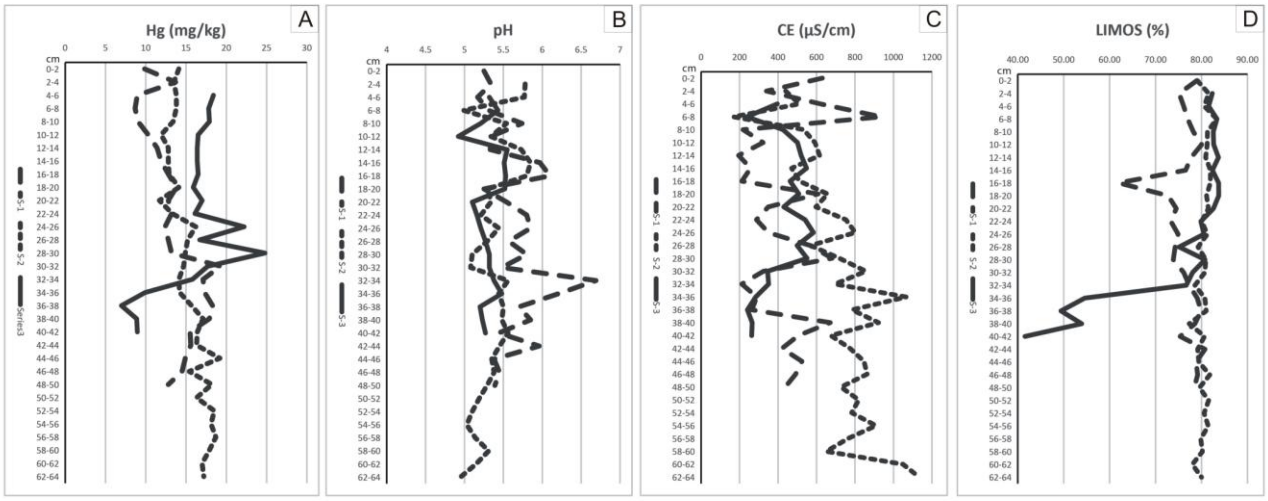


FIGURA 2. ***A***. *Gráfico de los valores de mercurio total (mg/kg) obtenidos en cada sondeo del Embalse de Castilseras* .***B***. *Valores de pH obtenidos en cada sondeo del Embalse de Castilseras.* ***C.*** *Valores de conductividad eléctrica obtenidos en cada sondeo del Embalse de Castilseras.* ***D***. *Valores de porcentaje en limos obtenidos en cada sondeo del Embalse de Castilseras*.

El contenido en limo de los sedimentos es variable en los sondeos (Fig. 2D) y supera en la gran mayoría de las muestras el 60 %. En los sondeos 1 y 3 la media del contenido en limos es 75 % y en el sondeo 2 de 80 %.

Los sedimentos contienen un valor medio del 3 % de arena, 78 % de limo y 19 % de arcilla. Estos resultados concuerdan con otros estudios realizados en la misma zona (García-Ordiales et al., 2016) en los que los porcentajes de arena y arcilla son también escasos.

No hay evidencias de tendencias de disminución o de aumento en el tamaño medio destacable, aunque se podría esperar tal tendencia para este tipo de depósito donde los sedimentos generalmente se vuelven más finos y más ricos en arcillas al acercarse a la barrera de la presa (García-Ordiales et al. 2016).

Con los datos obtenidos se ha realizado una matriz de correlaciones para llevar a cabo un estudio sobre las relaciones entre las variables, cuyos resultados se recogen en la Tabla 1. Es de destacar la correlación existente entre la profundidad y el contenido en mercurio total. Aunque el coeficiente de correlación no es excesivamente elevado, la tendencia sugiere que al ir aumentando la profundidad aumenta el contenido en mercurio total de los sedimentos, lo cual se explica por la disminución progresiva de las actividades mineras en Almadén.

Todos los sedimentos posteriores al cierre de la mina y al movimiento de tierras en esta zona deben contener por tanto menores niveles de mercurio (los sedimentos más superficiales y recientes) y a su vez los niveles de mercurio en cada profundidad estarán asociados a la intensidad de escorrentía y actividad de explotación de la mina cada año.

El mercurio también muestra una correlación positiva con la conductividad eléctrica, lo que sugiere una relación del contenido de este elemento con la presencia de sales solubles, un hecho frecuente en redes de drenaje afectadas por minería, en la que la presencia metales aparece ligada a la presencia de sales procedentes de la lixiviación de los materiales mineros y mineralizaciones (Higueras et al., 2015) Además, los resultados muestran una relación positiva entre la conductividad eléctrica y la profundidad, un hecho que podría estar relacionado con la llegada de sedimentos al embalse con menores contenidos progresivos de mercurio debido al abandono de los trabajos en las minas localizadas aguas arriba del embalse. El desconocimiento de la velocidad de transporte de los sedimentos en el río Valdeazogues y la edad de los mismos en el embalse, impide sacar conclusiones más

precisas en relación al abandono de la minería en esta parte del distrito.

Con respecto a la arena, el mercurio muestra una correlación negativa, mientras que en el caso del limo esta correlación es positiva y más alta (r=0.51). Considerando que la fracción limo domina casi en el 80 % de los sedimentos analizados, se puede concluir que el mercurio se encuentra acumulado en la fracción limo prioritariamente y no en la fracción arcilla como cabría esperar debido a su alta superficie específica.

	Profundidad (m)	*Hg(mg/kg)*	*pH*	*CE (µS/cm)*	*Arena (%)*	*Limo (%)*
Hg	0,35					
pH	-0,15	-0,08				
CE	0,44	0,27	-0,38			
Arena	0,16	-0,40	-0,10	-0,31		
Limo	-0,16	0,51	-0,03	0,35	-0,92	
Arcilla	-0,04	-0,15	0,32	-0,02	-0,43	0,04

TABLA 1. *Matriz de correlaciones (Coeficiente de Pearson) entre todas las variables físico-químicas estudiadas para los sedimento del Embalse de Castilseras*.

CONCLUSIONES

Las concentraciones de mercurio en los sedimentos del embalse de Castilseras son altas (2,6-24,8 mg kg^{-1}), situando éste como uno de los embalses con mayores contenidos de mercurio en sus sedimentos del mundo.

La fracción limo es probablemente el tamaño de grano que almacena más mercurio, al ser la fracción predominante.

Pese a los altos niveles de mercurio que se detectan en el embalse, esto no quiere decir que suponga un peligro para la salud humana. Sería necesario realizar un estudio de especiación de este elemento con el fin de conocer las diferentes especies químicas en las que se encuentra y determinar si hay altos contenidos en especies químicas biodisponibles (metilmercurio).

El contenido en mercurio aumenta con la profundidad, con lo cual su concentración está asociada directamente a la progresiva desaparición de la actividad minera, por ello, sus concentraciones pueden estar asociadas, en una primera aproximación, con los periodos de actividad minera existentes en el distrito y con la escorrentía superficial.

REFERENCIAS

Almeida, L.S.I., Oliveira, D.R.M., Silva, B.B.J., Cielho, M.M.N. (2016): Suitable extraction of soils and sediments for mercury species and determination combined with the cold vapor generation atomic absorption spectrometry technique. *Microchemical Journal*, 124: 326-330.

García-Ordiales, E., Esbrí, J.M., Covelli, S., López-Berdonces, M.A., Higueras, P., Loredo, J. (2016): Haevy metal contamination in sediments of an artificial reservoir impacted by long-term mining activity in the Almadén mercury district (Spain). *Environonmental Science and Pollution Research*, 23: 6024-6038.

Higueras, P., Oyarzun, R., Lorenzo, S., Gray, J.E., Biester, H., Esbrí, J.M. (2000): Caso práctico: Mercurio en el medio ambiente del distrito de Almadén. Un fenómeno dinámico.

Higueras, P., Oyarzun, R., Lillo, J., Sánchez-Hernández, J.C., Molina, J.A., Esbrí, J.M., Lorenzo, S. (2006): The Almadén district (Spain): Anatomy of one of the world's largest Hg-contaminated sites. *Science of the Total Environment*, 356: 112-124.

Higueras, P., Fernández-Martínez, R., Esbrí, J.M., Rucandio, I., Loredo, J., Ordóñez, A., Álvarez, R. (2015). Mercury soil pollution in Spain: a review. In E. Jiménez et al. (eds), *Environment, energy and climate change I: environmental chemistry of pollutants and wastes*, 32: 175-205.

IGME. 2012. *Geochemical atlas of Spain (Atlas Geoquímico de España),* Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

USDA (1996): *Soil survey laboratory methods manual. Soil Survey Investigations Report Nº 42*. Version 3.0. Washington DC, USA, 693p

Modelación numérica de sedimentación subacuática sintectónica: efecto de la presencia de fallas normales y zonas de relevo en la distribución de sedimento

Numerical modelling of syntectonic subaqueous sedimentation: the effect of normal faulting and a relay ramp on sediment dispersal

O. Gratacós[1], A. Carmona[1], R. Clavera-Gispert[1], J.A. Muñoz[1] y S. Hardy[1]

1 Geomodels Research Institute, Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franquès s/n, 08028, Barcelona, ogratacos@ub.edu

Resumen: Las fallas normales y las zonas de relevo son comunes en contextos extensivos y juegan un papel importante en la distribución de sedimento. Este control está bien estudiado en condiciones subaéreas, pero no es así en condiciones subacuáticas, donde los estudios son escasos. En estos casos, la modelación numérica puede ser una buena herramienta para entender y complementar la sedimentación sintectónica. En esta contribución, se presenta un nuevo modelo numérico (que combina deformación tectónica con sedimentación clástica) para estudiar el relleno sedimentario en una cuenca extensiva y, concretamente, en la zona de relevo entre fallas normales. Para este caso, se han definido diferentes configuraciones variando tres parámetros: (1) estructura; (2) tasa de desplazamiento de las fallas; y (3) localización del área fuente. La comparación entre los diferentes experimentos permite concluir que, la configuración estructural condiciona la sedimentación de los diferentes tipos de sedimento creando asimetrías en la distribución de sedimentos. Aún así, los correspondientes cinturones de facies (sedimento mayoritario) no reflejan esa asimetría y, por lo tanto, la posición de las fallas en profundidad. Además, la dirección de transporte condiciona el patrón de distribución llegando a obtener arquitecturas de depósito complejas con aparentes terminaciones estratigráficas que pueden inducir a errores interpretativos (terminaciones aparentes de estratos) en áreas sin información litológica.

Palabras clave: Modelos numéricos, zonas de relevo, tectónica extensiva, transporte, sedimentación.

Abstract: *Relay ramps and transfer fault zones are common in extensional settings and play a significant role in sediment dispersal. Unlike for subaerial settings, the impact of subaqueous relay ramps on sediment dispersal is less studied. In these cases, numerical approximations could be a good approach to understand the syntectonic sedimentation. Considering this, a novel numerical model (which merges tectonic deformation and sedimentation) is used to study the sedimentary infill related to a two-overlapped extensional faults and the related transfer zone. To perform the test study, three main parameters were considered: (1) fault configuration; (2) fault displacement rates; and (3) source area location. Our results, allow us to conclude that, although the coarse and medium-grained sediments shows not only differences perpendicular to faults, but also differences parallel to faults (conditioned by the left stepped fault geometry). Although, the dominant grain-size trends are linear and parallel to faults without reflecting the fault configuration. Furthermore, the relationship between the relay ramp dip and the sediment transport direction, strongly influences the grain-size arrangement. Complex stratigraphic architecture could be obtained with apparent stratigraphic beds terminations and erroneous conclusions could be deduced in those cases where lithological information is poor or inexistent.*

Key words: *Numerical modeling, relay ramps, extensional tectonics, transport, sedimentation.*

INTRODUCCIÓN

Las zonas de relevo (Fossen y Rotevatn, 2016) son comunes en un contexto extensivo y juegan un papel importante en el desarrollo de las cuencas de *rift* y en la dispersión del sedimento debido a su control sobre las direcciones de transporte. Como consecuencia, y también ligado a otros factores (como variaciones del nivel del mar o el aporte de sedimento) ejercen un fuerte control en la posición y geometría de los cuerpos y canales de arena y/o grava (Gawthorpe y Colella 1990, Gawthorpe y Hurts, 1993).

Diferentes autores han analizado estos sistemas a partir del estudio del relleno sintectónico en el registro sedimentario para entender y extraer la evolución del sistema de fallas y su relación con los patrones de distribución (por ejemplo, Hemelsdaël y Ford, 2014). También se han propuesto aproximaciones a través de modelos numéricos, ya sea 2D como 3D, aunque centrados en la modelación de los procesos subaéreos, como el desarrollo y control de la red de drenaje y la evolución del relieve (Cowie et al. 2006); o centrados en el estudio del área fuente y la cantidad de sedimento aportado; o en la arquitectura de depósito ligada a la deformación en el margen de un *semi-graben*

(Gawthorpe et al. 2003). Se puede consultar una revisión del efecto de las zonas de relevo en las direcciones de transporte y sedimentación en Athmer y Luthi (2011). Aún así, pocos estudios se han centrado en el efecto de este tipo de estructuras en medios subacuáticos y como las fallas extensivas y las zonas de relevo controlan la geometría del nivel de base y, en consecuencia, el flujo de fluido y la dispersión del sedimento que se transporta en suspensión.

Teniendo en cuenta esto, el principal objetivo de esta contribución es analizar, bajo estas condiciones, los patrones de transporte y sedimentación de tres sedimentos clásticos diferentes en una cuenca extensiva relacionada con dos fallas normales y una zona de relevo. Este estudio se realiza aplicando un programa informático que combina un modelo de deformación y uno de sedimentación subacuática (Carmona et al., 2010) que nos permite, no sólo reproducir la evolución de los diferentes cuerpos sedimentarios, si no también la distribución de facies y la deformación en la unidad pretectónica.

La variación de diferentes parámetros (estructura, teniendo en cuenta una o dos fallas; tasas de movimiento de las fallas; y posición del área fuente) permite tener un control sobre qué parámetro de los anteriores es el determinante y como éste afecta a la arquitectura de depósito y distribución de facies final, para, de este modo, ser capaces de cuantificar y predecir geometrías y/o distribuciones, de esas unidades o facies que puedan ser de interés.

EL MODELO NUMÉRICO

El programa informático desarrollado y usado en este estudio (Carmona et al., 2010) es un nuevo código que combina dos modelos anteriores: un modelo de deformación de elementos discretos (denominado DEM) (Finch et al., 2004) y un modelo de transporte y sedimentación subacuática basado en procesos (denominado SMF) (Gratacós et al., 2009). La combinación de ambos modelos, proporciona una evolución más completa y compleja, donde la deformación de la unidad pretectónica condiciona la sedimentación sintectónica, y la deposición de esta unidad sintectónica, a su vez, condiciona la posterior deformación de la unidad pretectónica.

La superficie topográfica inicial, definida por el programa DEM, es utilizada por SMF como nivel de base de la cuenca donde se calculan los procesos de transporte y sedimentación. Cada cierto tiempo de cálculo (establecido para asegurar un resultado matemáticamente correcto), esta nueva superficie se actualiza según la deformación y la sedimentación calculada por DEM y SFM respectivamente. En función de los resultados, se añaden nuevos elementos discretos a DEM y se actualiza la unidad sintectónica en SFM para el siguiente paso de tiempo.

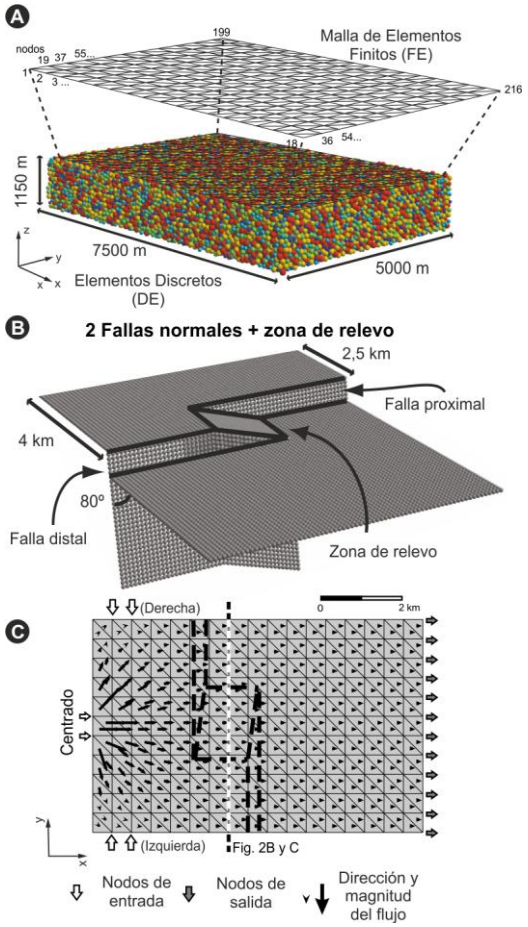


FIGURA 1. *A. Configuración inicial para la malla de elementos discretos y la malla de elementos finitos. B. Condiciones de contorno para el tercer experimento donde se definen dos fallas normales y una zona de relevo. C. Experimento 3 definiendo una área fuente puntual y centrada, con el flujo de fluido resultante representado. También se representa la teórica posición de la entrada puntual definida a la izquierda o a la derecha para los respectivos experimentos, así como la posición de los cortes de la figura 2B y C.*

CONFIGURACIÓN EXPERIMENTAL

La configuración inicial (Fig. 1) utilizada para la unidad pretectonica y definida en DEM tiene unas dimensiones de 7,5 x 5 x 1,15 km, donde se definen 45.210 esferas de un radio entre 35 y 60 m. La malla de elementos finitos definida para SFM que se adapta a esta unidad pretectónica, tiene 374 elementos triangulares (con 216 nodos) (Fig. 1A), y presenta una profundidad de agua inicial de 100 m y sin oscilaciones del nivel del mar, por lo tanto, los posibles cambios batimétricos responden a procesos de deformación y sedimentación. Para el sedimento que entra en la cuenca, se definen tres granulometrías diferentes (fino, medio y grueso). Los valores de entrada de los tres tipos de sedimento y, el caudal de agua entrante (12 m^3/s) se mantiene constante en todos los experimentos para poder comparar los resultados. El tiempo total simulado es de 6000 años, que se dividen en 60 pasos de tiempo de 100 años cada uno.

Para estudiar el efecto que producen diferentes configuraciones estructurales en el transporte y sedimentación subacuática, se han tenido en cuenta tres

parámetros principales (estructura, tasa de movimiento y posición del área fuente), que se han ido variando según el ejemplo, y siempre yendo del más sencillo al más complejo. Se han tenido en cuenta tres modelos estructurales diferentes: falla única proximal, falla única distal y dos fallas con zona de relevo (véase Fig. 1B). A cada configuración estructural se le han aplicado tres tasas de desplazamiento diferentes (2, 5 y 10 cm/año) lo que supone un total de 9 experimentos. Si a estos experimentos se les aplican 4 posiciones diferentes del área fuente (regional, puntual izquierda, puntual derecha y puntual central, véanse estas tres últimas configuraciones en la Fig. 1C), hacen un total de 32 experimentos.

RESULTADOS

Teniendo en cuenta que se han realizado estos 32 experimentos diferentes, a continuación se detallan aquellos que proporcionan información relevante y mas completa para entender el sistema geológico bajo estudio.

En lo referente a la deformación de la unidad pretectónica, en todos los experimentos se obtiene una geometría acorde con un modelo cinemático de *trishear* relacionado con un pliegue de propagación de falla (Erslev, 1991).

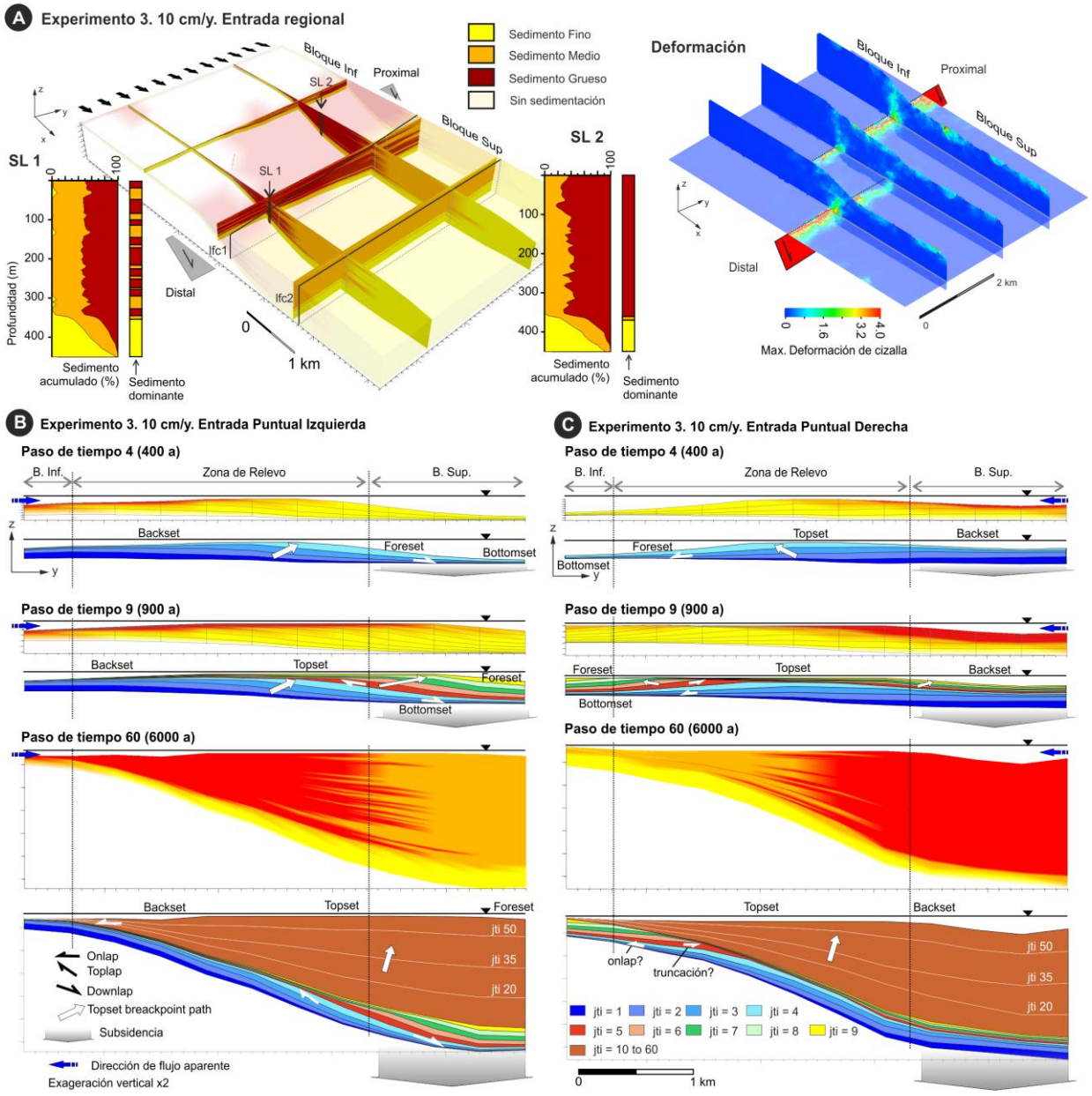


FIGURA 2. *A. Resultados para la sedimentación sintectónica y la deformación de la unidad pretectónica en el tercer experimento considerando dos fallas normales y una zona de relevo. B. Sección a lo largo de la zona de relevo (paralela a la dirección de las fallas normales, ver situación en la Figura 1C) para el tercer experimento considerando una área fuente puntual y situada en la izquierda (obteniendo una dirección de transporte acorde con la dirección de buzamiento de la zona de relevo). Se han representado 3 pasos de tiempo diferentes. C. El mismo ejemplo anterior, pero situando el área fuente en la derecha (transporte resultante contrario a la dirección de buzamiento de la zona de relevo). Véase como en este experimento se pueden observar estratos con terminaciones aparentes que pueden inducir a conclusiones erróneas.*

Para el sedimento sintectónico, y según la variación de la tasa de desplazamiento de las fallas, se obtienen menores distancias de transporte y un registro geológico más completo para un valor de tasa de desplazamiento de 10 cm/año (Fig. 2A).

Según la configuración estructural, el patrón de sedimentación obtenido para el tercer experimento con dos fallas normales y una zona de relevo, no es la combinación de los dos más sencillos (una falla proximal o distal). En este sentido, no se observa una zona de transición oblicua en la zona de relevo que enlace las dos fallas normales. Por contra, se observan distribuciones de facies (definidas a partir del sedimento mayoritario en cada punto de la cuenca) lineales o paralelas a las fallas, sin reflejar la geometría real de las fallas y la zona de relevo en planta. Aún así, la sedimentación del sedimento más grueso (y el medio), sí que muestra diferencias tanto distales como laterales, lo que indica una clara influencia en su distribución de las dos fallas y la zona de relevo.

En relación a la posición del área fuente, se puede observar como la ausencia de linealidad de los cinturones de facies y la distribución del sedimento, no está condicionada por la geometría de las fallas y la zona de relevo, si no por la posición del área fuente, siendo máximo este control, cuando la entrada se produce en los laterales (paralela a la dirección de las fallas) (Fig. 2B y C). En estos casos, y según la relación entre la dirección de transporte y el buzamiento de la zona de relevo, se puede llegar a obtener una arquitectura de depósito compleja con terminaciones de estratos aparentes que pueden inducir a conclusiones erróneas en aquellos casos donde la información geológica es escasa (por ejemplo, un perfil sísmico) (Fig. 2C).

CONCLUSIONES

El modelo numérico desarrollado (que combina procesos de deformación y procesos sedimentarios) se presenta como una buena herramienta para analizar el efecto y control que ejerce la presencia de fallas normales subacuáticas (y zonas de relevo asociadas) sobre la distribución del sedimento y la arquitectura de depósito resultante. En este caso, se ha analizado la influencia de tres parámetros diferentes: (1) estructura, (2) tasas de desplazamiento y (3) posición del área fuente. Aunque todos ellos ejercen su influencia en la distribución final del sedimento, el parámetro que se deduce que es más determinante, teniendo en cuenta una configuración estructural con dos fallas normales y una zona de relevo, es la posición del área fuente.

Además del análisis y cuantificación de los propios resultados y de las conclusiones directas que se puedan derivar, la aplicación del modelo numérico, también puede proporcionar nuevas ideas, relaciones o conceptos que ayuden a complementar los estudios ya existentes y poder llegar a ser predictivos.

AGRADECIMIENTOS

La realización de esta investigación se inscribe en el proyecto SALTECRES (CGL2014-54118-C2-1-R) así como en el Grup de Recerca Consolidad de Geodinàmica i Anàlisi de Conques (2014SGR467).

REFERENCIAS

Athmer W. y Luthi S. M. (2011): The effect of relay ramps on sediment routes and deposition: A review. *Sedimentary Geology*, 242, 1-17

Carmona A., Clavera-Gispert R., Gratacós O. y Hardy S. (2010): Modelling syntectonic sedimentation: combining a discrete element model of tectonic deformation and a process-based sedimentary model in 3D. *Mathematical Geoscience*, 42, 519-534

Cowie P.A., Tucker G.E., Whittaker A.C., Naylor M., Ganas A. y Roberts G. P. (2006): Investigating the surface process response to fault interaction and linkage using a numerical modelling approach. *Basin Research,* 18, 231-266.

Erslev E. A. (1991). Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19(6), 617-620.

Finch E., Hardy S. y Gawthorpe R. (2004): Discrete element modelling of extensional faults propagation folding above rigid basement rocks. *Basin Research*, 16, 489–506

Fossen, H. y Rotevatn, A. (2016): Fault linkage and relay structures in extensional settings – a review. *Earth Science Reviews*, 154, 14-28.

Gawthorpe R.L. y Colella A. (1990): Tectonics controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. *The International Association of Sedimentologists,* Especial Publication 10, 113-127.

Gawthorpe R.L. y Hurst J.M. (1993): Transfer zones in extensional basins: their structural style and influence on drainage development and stratigraphy. *Journal of the Geological Society, London*, 150, 1137-1152.

Gawthorpe R.L, Hardy S. y Ritchie B. (2003): Numerical modelling of depositional sequences in half-graben rift basin. *Sedimentology*, 50, 169-185.

Gratacós O., Bitzer K., Cabrera L. y Roca E. (2009): SIMSAFADIM-CLASTIC: a new approach to mathematical 3D forward simulation modelling for clastic and carbonate sedimentation. *Geologica Acta,* 7, 311-322.

Hemelsdaël R. y Ford M. (2014): Relay zone evolution: a history of repeated fault propagation and linkage, central Corinth rift, Greece. *Basin Research*, 1-23, doi: 10.1111/bre.12101

Cronoestratigrafía del Ordovícico ibérico

Iberian Ordovician chronostratigraphy

J.C. Gutiérrez-Marco[1], A.A. Sá[2], E. Villas[3], E. Bernárdez[4], J. Colmenar[5], S. Zamora[6], I. Rábano[7], S. Lorenzo[8], G.N. Sarmiento[9], D.C. García-Bellido[10], J.M. Piçarra[11], S. Pereira[12] y A. Jiménez-Sánchez[3,13]

1 Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), José Antonio Novais 12, 28040 Madrid. jcgrapto@ucm.es
2 Departamento de Geologia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 5000-801 Vila Real, Portugal; y Centro de Geociências, Universidad de Coimbra, 3030-790 Coimbra, Portugal. asa@utad.pt
3 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 10, 50009 Zaragoza. villas@unizar.es
4 Departamento de Geología, Universidad de Atacama, Av. Copayapu 485, Copiapó (Atacama), República de Chile. enrique.bernardez@uda.cl
5 Geological Museum, Natural History Museum of Denmark, University of Copenhagen, Øster Voldgade 5–7, DK-1350 Copenhagen K, Denmark. jorgecolmenarlallena@gmail.com
6 Instituto Geológico y Minero de España, Manuel Lasala 44 -9ºB, 50006 Zaragoza. s.zamora@igme.es
7 Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. i.rabano@igme.es
8 Departamento de Ingeniería Geológica y Minera, Universidad de Castilla-La Mancha, Plaza Manuel Meca 1, 13400 Almadén (Ciudad Real). saturnino.lorenzo@uclm.es
9 Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. gsarmien@ucm.es
10 The Environment Institute, Department of Biological Sciences, University of Adelaide, SA 5005, Australia. Diego.Garcia-Bellido@adelaide.edu.au
11 Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Rua Frei Amador Arrais, Ap. 104, 7801-902 Beja, Portugal. jose.picarra@lneg.pt
12 Departamento de Geologia y Instituto D. Luiz, Universidade de Lisboa, 1749-016 Lisboa, Portugal. ardi_eu@hotmail.com
13 Center of Biology, Geosciences and Environmental Education, University of West Bohemia, Klatovska 51, 306-19 Plzeň, República Checa. andreaj@unizar.es

Resumen: La nuevas divisiones de la escala global del Sistema Ordovícico, con excepción de los pisos Tremadociense e Hirnantiense, son difíciles de aplicar en la Península Ibérica, pues sus estratotipos de límite radican en facies y faunas de aguas profundas, desconocidas en las plataformas someras y de paleolatitud elevada del ámbito peri-gondwánico. Antes de ello, la escala regional británico-avalónica fue utilizada en Iberia durante todo el siglo XX, pero presenta serios inconvenientes de correlación vinculados con la propia evolución, conceptual y de criterio, registrada en las áreas tipo británicas durante los últimos 40 años. Sin embargo, la escala regional bohemo-ibérica es la que actualmente aporta una mayor precisión a las correlaciones, pues se basa en elementos bioestratigráficos y biocronológicos de distribución común a todo el margen peri-gondwánico europeo y norteafricano, y la que mantiene vínculos episódicos con otras escalas regionales, que permitirán resolver progresivamente las equivalencias con la escala global.

Palabras clave: Ordovícico, Cronoestratigrafía, Escala bohemo-ibérica, España, Portugal.

Abstract: *The new divisions from the global scale for the Ordovician System, except for the Tremadocian and Hirnantian stages, are difficult to correlate in the Iberian Ordovician, because their GSSPs involve deep-water facies and faunas not recorded in the shallow, high-paleolatitudinal settings of the peri-Gondwanan area. Previously to the Global scale, the British-Avalonian regional scale had been widely adopted in the Iberian Ordovician during all the 20th Century, but there are serious correlation problems due to the former's conceptual evolution and variable criteria used for the British type areas during the last 40 years. However, the use of the Bohemo-Iberian scale instead, provides better precision to Iberian correlations, because it is based in some local biostratigraphical and biochronological markers, widely recorded over an extensive area of the European and North African peri-Gondwanan margin. The Bohemo-Iberian scale shows episodic links with other regional scales, which will provide indirect correlations also with the global Ordovician scale.*

Key words: *Ordovician, chronostratigraphy, Bohemo-Iberian scale, Spain, Portugal.*

INTRODUCCIÓN

La subdivisión y nomenclatura cronoestratigráfica del Sistema Ordovícico en la Península Ibérica arranca en los albores del siglo XIX con su adscripción al "Terreno de Transición" o "de la Grauwaka", precisado luego como "terreno Siluriano". Esta última traducción nace en la versión española de la primera edición de los *Elementos de Geología* de Lyell (Ezquerra del Bayo, 1847), y de trabajos ingleses en Portugal. A partir de 1849-1855 se extiende a nivel peninsular la distinción entre el "Siluriano inferior" (= formaciones Llandeilo y Caradoc) y "superior" (= formaciones Wenlock y Ludlow), acorde también con la extensión regional de las faunas *segunda* y *tercera*, postuladas en 1852 por Barrande en Bohemia. Pero no es hasta 1879, cuando se produce en Gran Bretaña la segregación del "Ordovician" de Lapworth como un nuevo sistema independiente, cuando el "Siluriano inferior" empieza a

ser nombrado como “Ordoviciano” u “Ordoviciense”, en tanto que el “Siluriano superior” se conocerá poco después como “Gothlandés” o “Gothlandiense”.

En España, el empleo del “Siluriano” (*sensu lato*) siguió vigente hasta la segunda mitad del siglo XX entre el Real Cuerpo de Minas (y también entre algunos autores alemanes de la vieja escuela, que lo citaban como “Ordogot”, una contracción de “Ordoviciense+Gothlandiense”). El término Ordovícico se separa con bastante posterioridad del Silúrico (*sensu lato*), una grafía impulsada por Vilanova (1872) desde el ámbito universitario de las Ciencias Naturales, que se vio refrendada más tarde por las resoluciones del Congreso Geológico Internacional de París (año 1900). Estas pretendían uniformizar el sufijo -ic (en lugar de -an, ambos en inglés) para todos los sistemas geológicos. En España, la terminación en -ico (frente a -ano) fue campo de batalla común entre ingenieros y geólogos durante muchos años (Gozalo Gutiérrez, 1998, y referencias citadas), mientras el sufijo -ano fue el adoptado tempranamente por la lengua portuguesa.

A nivel de la subdivisión interna del Sistema Ordovícico, las complicaciones conceptuales y nomenclaturales no fueron menores, y de sus particularidades ibéricas trata la presente nota.

CRONOESTRATIGRAFÍA IBÉRICA

La escala tradicional británica del Sistema Ordovícico fue depurada primero por la Sociedad Geológica de Londres (*A correlation of Ordovician rocks in the British Isles*, 1972) y completada poco después con la transferencia al Ordovícico de la serie Tremadoc, clasificada inicialmente en el Cámbrico. Desde entonces y con las sucesivas actualizaciones de 1982 y 1989 publicadas por la Universidad de Cambridge, la escala británica fue adoptada en Iberia y otros países de nuestro entorno como el patrón cronoestratigráfico *de facto* para el Ordovícico, pero con ciertas peculiaridades. En primer lugar, tanto en la normativa del plan MAGNA español, como en mapas portugueses y en textos de toda índole (por ejemplo, el libro *Estratigrafía* de la Ed. Rueda de 1977, de Inmaculada Corrales y cuatro significados coautores), comenzaron a usarse las series británicas como pisos (con nombres terminados en -iense), en un sentido distinto al concebido para sus áreas tipo. En segundo lugar, se incorporó un piso extraño, el llamado “Skiddawiense”/”Skidaviano” (derivado del Grupo Skiddaw Slates inglés), que jamás llegó a ser utilizado o mencionado en Gran Bretaña. Finalmente, se generalizaron como series (¿o subsistemas?) los términos Ordovícico “inferior”, “medio” y “superior” (a veces omitiendo el Ordovícico “medio”), con un criterio variable según las épocas y autores. En general, Tremadociense y Arenigiense pasaron a integrar el Ordovícico “inferior”, Llanvirniense-Llandeiliense el “medio”, y Caradociense-Ashgilliense el “superior”.

La utilización en Iberia de esta primera versión depurada de la escala del Ordovícico británico se mantuvo firme, y con ello claramente desconectada de la evolución conceptual que entre tanto fue produciéndose en los estratotipos británicos. La consecuencia es que muchos autores españoles y portugueses siguen defendiendo hoy en día el uso de la terminología británica “tradicional” (forzosamente la de mediados del decenio de 1970 y, además ¡en su particular adaptación ibérica!), en lugar de esforzarse por adoptar la escala global o la, más conveniente, escala regional. En este sentido, Gutiérrez-Marco et al. (2015, Figura 1) aportan un cuadro demostrativo de los cambios sustanciales introducidos en la cronoestratigrafía británica a partir de 1987, hasta llegar a la escala regional actual, de ámbito británico-avalónico.

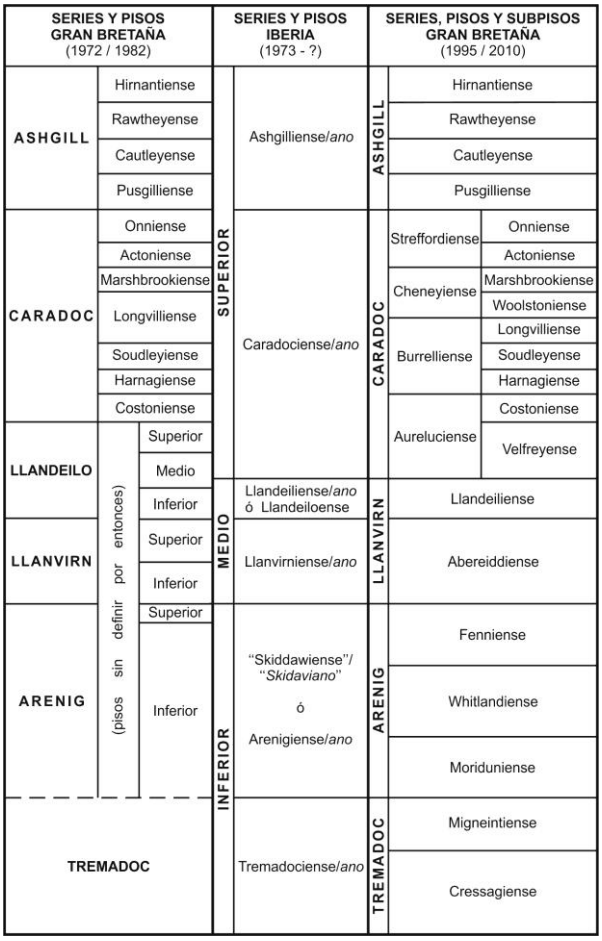


FIGURA 1. *Correlación entre la escala regional británica del Sistema Ordovícico, de acuerdo con su primera estandarización (izquierda) y en el estado presente (derecha). En el medio se aprecian las adaptaciones ibéricas de la escala “tradicional”. Éstas incorporan tres “series” (¿o subsistemas?) desconocidos en el Ordovícico británico, más seis divisiones que corresponden a las series británicas transformadas arbitrariamente en pisos. La terminación -ense/-iense se refiere a la lengua castellana, y el sufijo -ano a la portuguesa.*

Por ejemplo, en el transcurso de la citada evolución, el Llandeilo pasó, de ser una serie independiente, a incluir al Llanvirniense como piso inferior de la misma, para terminar siendo un piso (Llandeiliense) incorporado a la serie Llanvirn. Curiosamente, el "Llandeiliense" ibérico nunca tomó como referencia a la Formación Llandeilo (de antigüedad mayoritariamente Caradoc), sino que se equiparó a las pizarras de *Hustedograptus teretiusculus* del área tipo del Llanvirn. La revisión más moderna de la cronoestratigrafía británica de 2010 (ver Figura 1), admite incluso la conveniencia de cambiar el rango de las actuales series regionales, para pasar a considerarlas como pisos. Ello evitaría paradojas tales como que el Hirnantiense británico sea un piso (¿o futuro subpiso?) regional de la serie (¿o piso?) Ashgill; y todo ello en contraposición al Hirnantiense (*sensu stricto*) como piso formal de la nueva escala cronoestratigráfica global (Figuras 1 y 2). Lo mismo sucede con el piso Tremadociense mundial, que también equivale a la serie (¿o futuro piso?) Tremadoc de la escala regional británica.

LA ESCALA REGIONAL BOHEMO-IBÉRICA

La ausencia generalizada de argumentos biocronológicos y de precisiones bioestratigráficas para fundamentar una correlación directa con el Ordovícico británico, llevó a diversos autores a proponer nuevas divisiones cronoestratigráficas regionales para el ámbito mediterráneo, al que corresponderían los ambientes peripolares de la plataforma gondwánica y peri-gondwánica más meridionales. Así surgió en 1960 una división tripartita (Zagoriense, Morgatiense, Tafilaltiense) que no fructificó, además de la escala mediterránea definida en Bohemia (Havlíček y Marek, 1973), que a su vez recuperó algunos de los antiguos "étages" de Barrande y otros autores locales posteriores. Las primitivas series bohémicas se transformaron pronto en pisos, y la escala fue completada con el piso Oretaniense del Ordovícico Medio, definido en Iberia (Gutiérrez-Marco et al., 2015, y referencias citadas).

Las ventajas de emplear la escala bohemo-ibérica como referencia de primera mano para la caracterización cronoestratigráfica de unidades, son las mismas que las de cualquier otra escala regional, y se basan en la existencia de escalas biocronológicas y bioestratigráficas en común, e incluso facies sedimentarias y biofacies similares, en territorios que mantuvieron una estrecha vinculación paleogeográfica. Como el Ordovícico fue un periodo con acusado provincialismo faunístico, no es de extrañar que existan diferentes escalas regionales definidas para Escandinavia, Norteamérica-Laurentia, Australia, Siberia, Avalonia y el área peri-gondwánica sudpolar. Todas ellas se hallan en uso y dan estabilidad y precisión a las correlaciones intrarregionales (por ejemplo en los paleocontinentes Laurentia, Báltica o Siberia), conteniendo a menudo elementos que sirven de correlación con otras escalas regionales así como, directa o indirectamente, con la escala global.

SISTEMA	SERIE	PISOS GLOBALES	SS 2009	BASE DE LOS "SUBPISOS"	TS 2004	TU 2004	ESCALA REGIONAL BOHEMO-IBÉRICA		ESCALA REGIONAL BRITÁNICO-AVALÓNICA	
ORDOVÍCICO	SUPERIOR	HIRNANTIENSE	Hi2	final del HICE (excursión isotópica)	6c	21	HIRNANTIENSE		ASHGILL	HIRNANTIENSE
			Hi1	**Zona *Metabologr. extraordinarius* (g)**						
		KATIENSE	Ka4	Zona *Dicellograptus complanatus* (g)	6b	20	KRALODVORIENSE			RAWTHEYENSE
					6a	19				CAUTLEYENSE
			Ka3	Zona *Amorphognathus ordovicicus* (c)	5d	18				PUSGILLIENSE
			Ka2	Zona *Pleurograptus linearis* (g)		17	BEROUNIENSE	s	CARADOC	STREFFORDIENSE
			Ka1	**Zona *Diplacanthogr. caudatus* (g)**	5c	16		m		CHENEYENSE
		SANDBIENSE	Sa2	Zona *Climacograptus bicornis* (g)	5b	15				BURRELLIENSE
			Sa1	**Zona *Nemagraptus gracilis* (g)**	5a	14		i		AURELUCIENSE
	MEDIO	DARRIWILIENSE	Dw3	Zona *Pygodus serra* (c)	4c	13	DOBROTIVIENSE	s	LLANV.	LLANDEILIENSE ?
			Dw2	Zona *Didymograptus artus* (g)	4b	12	ORETANIENSE	s		ABEREIDDIENSE
						11		i		
			Dw1	**Zona *Levisogr. austrodentatus* (g)**	4a	10	ARENIGIENSE		ARENIG	
		DAPINGIENSE	Dp3	Zona *Oncograptus* (g)	3b	9		s		FENNIENSE
			Dp2	Zona *Isograptus victoriae maximus* (g)						
			Dp1	**Zona *Baltoniodus triangularis* (c)**	3a	8		m		WHITLANDIENSE
	INFERIOR	FLOIENSE	Fl3	Zona *Didymograptellus protobifidus* (g)	2c	7				
			Fl2	Zona *Oepikodus evae* (c)	2b	6		i		MORIDUNIENSE
			Fl1	**Zona *Tetragraptus approximatus* (g)**	2a	5				
		TREMADOCIENSE	Tr3	Zona *Paroistodus proteus* (c)	1d	4	TREMADOCIENSE	s	TREMADOC	MIGNEINTIENSE
					1c					
			Tr2	Zona *Paltodus deltifer* (c)	1b	3		m		
			Tr1	**Zona *Iapetognathus fluctivagus* (c)**	1a	2		i		CRESSAGIENSE
						1				

FIGURA 2. *Correlación entre las series y pisos globales del Sistema Ordovícico, las "rodajas de pisos" (SS= Stage Slices), los Time Slices (TS), Time Units (TU) y las escalas regionales bohemo-ibérica y británico-avalónica. Los taxones citados en negrita son los que definen los estratotipos globales de límite (GSSP) correspondiente a la base de los siete pisos y series (en su caso). Abreviaturas: c, conodonto, g, graptolito, i, inferior, Levisogr.,* Levisograptus*; m, medio; Metabologr.,* Metabograptus*; s, superior. Adaptado de Gutiérrez-Marco et al. (2015).*

La escala regional bohemo-ibérica es sólo parcial, ya que los pisos globales que enmarcan el Sistema Ordovícico (Tremadociense e Hirnantiense), corresponden a edades de bajo provincialismo o con acontecimientos climáticos importantes (la glaciación fini-ordovícica) que admiten una correlación directa con la escala global. Por su parte, la escala regional británica comparte con la escala bohemo-ibérica los pisos Tremadociense y Arenigiense, previos a la separación y deriva final de Avalonia desde Gondwana. Esta última acaba con las conexiones faunísticas que hasta entonces favorecían la correlación: así, mientras que en Gondwana las faunas continúan siendo las propias de aguas frías peripolares, al otro lado del Océano Rheico las aguas tornan a ser más templadas y con faunas cada vez más semejantes a las del paleocontinente báltico.

Un esquema bioestratigráfico general de las biozonas ibéricas que sirven de fundamento a los pisos de la escala bohemo-ibérica del Ordovícico Medio y Superior, puede verse en Gutiérrez-Marco et al. (2002). En la Figura 2 se indica la correlación aproximada entre esta escala regional con respecto a la escala global y a la regional británico-avalónica.

CRONOESTRATIGRAFÍA GLOBAL

La clasificación cronoestratigráfica global para el Sistema Ordovícico se completó en 2007, y abarca 3 series y 7 pisos internacionales (Figura 2), cada uno de ellos definido por sus correspondientes estratotipos globales de límite (GSSP). Para facilitar una mejor correlación con otros biohorizontes (más una anomalía isotópica) ubicuos, apreciados en los distintos paleocontinentes, Bergström et al. (2009) definieron posteriormente unas "rodajas de pisos" (*stage slices*), que reemplazaron otras divisiones previas similares, pero más problemáticas, como eran las "rodajas de tiempo" y las "unidades de tiempo", ambas de 2004. La veintena de "stage slices" ha sido bien aceptadas por la comunidad internacional y pueden servir de base para la definición de los futuros subpisos del Ordovícico.

De los 19 fósiles cuya primera aparición define la base tanto de los pisos formales, como de los subpisos informales (Figura 2), tan sólo dos han sido encontrados en Iberia y dentro de sucesiones de registro fósil discontinuo, por lo que no podemos saber si estamos verdaderamente ante el registro evolutivo (biocronológicamente significativo) que marca la primera aparición a escala global de ambas especies índice. Lo mismo sucede en otras áreas donde la escala bohemo-ibérica es de aplicación, como el norte de África, Oriente Medio, o la Europa central (en parte) y mediterránea.

CONCLUSIONES

El empleo en el Ordovícico ibérico de las series y pisos tradicionales del Ordovícico británico, durante todo el siglo XX e inicios del XXI, obstaculiza seriamente el desarrollo actual del nuevo marco cronoestratigráfico global y regional. En ausencia de elementos clave que nos permitan una correlación directa con la nueva escala global del Sistema Ordovícico, la solución más sensata pasa por la utilización y perfeccionamiento continuo de la escala regional bohemo-ibérica. Esta última aporta precisión a las correlaciones dentro de Iberia y también con otras áreas del ámbito perigondwánico para poder conseguir, a través de correlaciones parciales con las escalas regionales báltica y británico-avalónica (Gutiérrez-Marco et al., 2015) una mejora progresiva en la correlación de todas ellas con la escala ordovícica global.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto IBEROR (CGL2012-39471) del MINECO.

REFERENCIAS

Bergström, S.M., Chen, X., Gutiérrez-Marco, J.C. y Dronov, A.V. (2009): The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and $\delta^{13}C$ chemostratigraphy. *Lethaia*, 42: 97-107.

Ezquerra del Bayo, J. (1847): *Traducción del libro "Elementos de Geología", de Charles Lyell (1838), con adiciones sobre los terrenos de España*. Imprenta de Don Antonio Yenes, Madrid, 652 pp.

Gozalo Gutiérrez, R. (1998): El inicio de la polémica sobre los sufijos utilizados para denominar los "terrenos": -ano versus -ico o Casiano de Prado versus Juan Vilanova. *Geogaceta*, 23: 71-74.

Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M., Rábano, I., Sarmiento, G.N., San José Lancha, M.A., Herranz Araújo, P. y Pieren Pidal, A.P. (2002): Ordovician. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, eds.). The Geological Society, London, 31-49.

Gutiérrez-Marco, J.C., Sá, A.A., Rábano, I., Sarmiento, G.N., García-Bellido, D.C., Bernárdez, E., Lorenzo, S., Villas, E., Jiménez-Sánchez, A., Colmenar, J. y Zamora, S. (2015): Iberian Ordovician and its international correlation. *Stratigraphy*, 12 (3-4): 257-263.

Havlíček, V. y Marek, L. (1973): Bohemian Ordovician and its international correlation. *Časopis pro Mineralogii a Geologii*, 18: 225-232.

Vilanova, J. (1872): *Compendio de Geología*. Imprenta de Alejandro Gómez Fuentenebro, Madrid, 588 pp.

Condiciones de formación de niveles guía sedimentarios del Plioceno en la costa NE de Gran Canaria, España

Forming conditions of Pliocene sedimentary key layers on the NE coast of Gran Canaria, Spain

A. Lomoschitz[1], J.F. Betancor[2] y J. Meco[2]

1 Instituto de Oceanografía y Cambio Global, IOCAG, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, ULPGC, 35017 Las Palmas de Gran Canaria, Islas Canarias, España. Alejandro.lomoschitz@ulpgc.es

2 Dpto. de Biología, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria 35017 Las Palmas de G.C. jbetancor@becarios.ulpgc.es; jmeco@dbio.ulpgc.es; Joaquinfrancisco.meco@ulpgc.es

Resumen: El Plioceno inferior marino aparece representado en el NE de Gran Canaria por una sucesión volcano-sedimentaria compuesta por tres capas que alcanzan los 28 m de potencia, y que aflora entre los 50 y 125 m de altura, con una extensión lateral de 12 km. Se compone de: A) Nivel fosilífero de clastos fonolíticos rubefactados, originados sobre una amplia plataforma costera mio-pliocena; B) nivel blanco de arenas, limos y cenizas fonolíticas, que fueron sedimentadas en una bahía de unos 25 m de profundidad y C) capa de lavas submarinas (pillow lavas e hialoclastitas) que, provenientes de las emisiones basálticas del volcán Roque Nublo, se enfriaron al llegar a la costa y rellenaron la bahía hace 4.8 Ma. Los dos primeros (A y B) son considerados niveles guía sedimentarios y son tratados en el presente estudio. Se han establecido tres etapas en la formación del nivel A y dos ambientes submareales diferentes en la formación del nivel B.

Palabras clave: Plioceno inferior, Gran Canaria, nivel guía, medio costero, submareal.

Abstract: *Marine Early Pliocene deposits are registered on the NE Gran Canaria coast with a volcano-sedimentary succession of three beds that reach 28 m in thickness and crop out at 50 to 125 m high and along 12 km. This succession includes: (A) a reddish conglomerate with phonolite gravels and sands with marine fossil generated on a Mio-Pliocene wide shore platform; (B) a white layer of sand, silt and phonolite ash, which was deposited in a bay 25 m deep and (C) a bed of submarine basalt lavas (pillow lavas and hyaloclastite) that, coming from the Roque Nublo volcano, reached the coast and filled the bay at 4.8 Ma.(A) and (B) are sedimentary guide layers and their description and interpretation are the objective of this paper. Three stages have been established in the formation of (A) and two different subtidal environments have been considered from (B).*

Key words: *Early Pliocene, Gran Canaria, coast environment, subtidal.*

NTRODUCCIÓN

La presencia de niveles guía sedimentarios en islas volcánicas es un tema infrecuente. En aquellas zonas donde aparecen son indicativos de una pausa en la actividad volcánica o bien de una prevalencia de los procesos sedimentarios frente a los volcánicos.

El objetivo del presente trabajo es caracterizar e interpretar sedimentológicamente dos niveles guía sedimentarios del NE de Gran Canaria: 1) nivel fosilífero con clastos fonolíticos, rubefactado en su zona superior, situado a techo de los depósitos conglomeráticos miocenos de Las Palmas y 2) nivel blanco de arenas, limos y cenizas, con menor extensión lateral, situado inmediatamente por encima del anterior (Fig. 1).

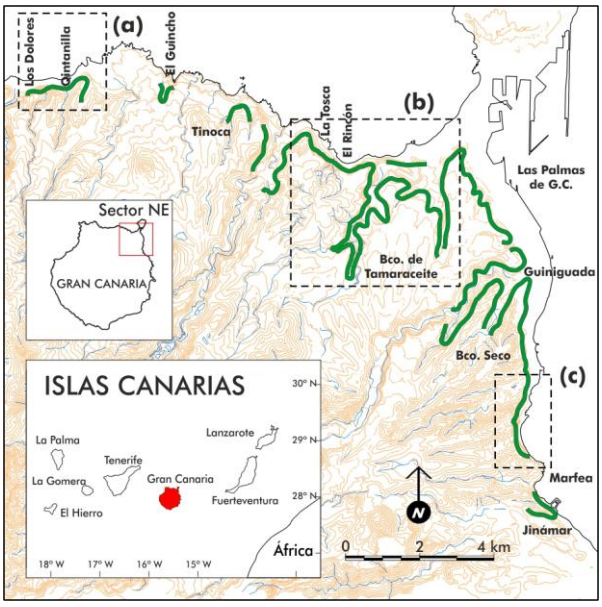


FIGURA 1. *Esquema de los niveles guía del NE de Gran Canaria. (a) Zona lateral Oeste, (b) zona central y (c) zona lateral Este. La sucesión formada por los niveles (A) nivel rubefactado, (B) nivel blanco y (C) pillow lavas, aparece completa en la zona central y su presencia es parcial en las zonas laterales.*

ANTECEDENTES

El nivel de clastos fonolíticos rubefactados ha sido ampliamente reconocido, por su importancia sedimentaria y paleontológica, y ha sido empleado con frecuencia como nivel guía (Navarro et al, 1969; Gabaldón et al., 1989; Pérez Torrado et al (1995). Tiene un rico contenido fósil, que incluye la fauna característica de los depósitos litorales Mio-Pliocenos de las Canarias Orientales (Meco et al., 2007). Dicha fauna caracteristica se compone de tres especies fósiles (*Saccostrea chili, Nerita emiliana and Strombus coronatus*) y otras tres especies fósiles acompañantes (*Ancilla glandiformis, Rothpletzia rudista and Siderastraea miocenica*). Recientemente, Meco et al. (2015) han establecido que estos depósitos marinos pertenecen al Plioceno inferior, a partir de dataciones y su contenido fósil.

El nivel blanco de arenas, limos y cenizas fonolíticas ha sido objeto de breves descripciones e interpretaciones dispares, en general asociadas con las lavas submarinas superiores (Araña y Carracedo, 1978; Gimeno et al., 2000).

Recubriendo estos dos niveles, existe un paquete de lavas basálticas que se inicia con un tramo de lavas submarinas costeras, principalmente pilow lavas e hialoclastitas, y que continua con un tramo de lavas subaéreas tipo pahoehoe (Gimeno et al., 2000; Pérez Torrado et al., 2002)

DESCRIPCIÓN DE LOS NIVELES GUÍA

Se han levantado 49 columnas estratigráficas a lo largo de la zona de estudio, de las cuales 40 corresponden a la zona central (Fig. 1) donde están presentes los dos niveles aludidos.

Nivel de clastos fonolíticos rubefactados

Principalmente se sitúa al techo de los depósitos mio-pliocenos de Las Palmas que están formados por conglomerados y areniscas, con clastos fonolíticos provenientes de la erosión de las rocas del Ciclo I (Mioceno) de la isla. Se consideran dos subtramos: A1 corresponde al conglomerado inferior no rubefactado y tiene 30-40 m de potencia; y A2 es el subtramo superior rubefactado que tiene 0.5 a 2 m (Fig. 2).

Subtramo A1: conglomerado fonolítico de cantos, gravas, bloques y arenas de color gris. Clastos subangulosos a subredondeados. Matriz de arenas gruesas y gravas. Fabrica clasto-soportada y en general masiva (caótica), con algunos niveles arenosos con estratificación horizontal. Los huecos entre clastos en algunas zonas aparecen cementados por carbonatos.

Subtramo A2: conglomerado fonolítico de cantos, gravas y bloques con una pátina de color rojo. Clastos subredondeados a subangulosos, matriz de gravas y escasas arenas. Fábrica masiva (caótica). Incluye bloques de 30 cm a 1 m. La superficie de los clastos aparece pulida y la pátina naranja-rojiza es de óxidos de Fe. En algunos clastos hay manchas de óxido de Mn.

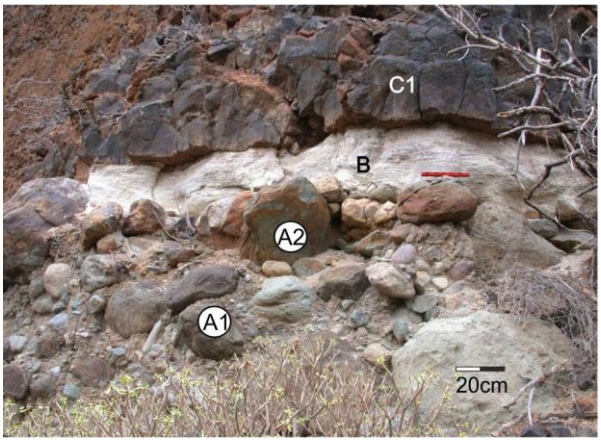


FIGURA 2. Detalle de una de las secciones. A1 conglomerado fonolítico gris; A2 nivel guía de clastos fonolíticos rubefactados; B nivel guía blanco de arenas, limos y cenizas fonolíticas; C1 coladas submarinas pillow lavas e hialoclastitas datadas en 4.8 Ma. Unos 25 m por encima (fuera de la foto) está C2 coladas subaéreas..

En este nivel se ha encontrado abundante fauna fósil (conchas de moluscos, dientes de pez y algas calcáreas) y huellas de moluscos litófagos en las superficies de los clastos mayores. La pátina rojiza queda sobreimpuesta en los clastos y fósiles en una franja de 0.5 a 2 m de espesor.

Nivel blanco de arenas, limos y cenizas fonolíticas

Aparece siempre sobre el nivel anterior, si bien su extensión es menor y se corresponde con la zona central (Fig. 1), con unos 4 km de largo y 2 km de ancho. A primera vista destaca como nivel guía por su color blanco y su estratificación horizontal. Internamente presenta laminación paralela y a techo estructuras de deformación, debidas al depósito de las pillow lavas superiores.

El espesor de la capa varía de 5 cm a 2 m. Se distinguen dos subtramos, B1 y B2, con características propias (Fig. 3).

El **subtramo B1** (de arenas grises) está compuesto de arenas grises de grano grueso a medio con intercalaciones de gravas finas y cenizas blancas. El color gris es debido a una mezcla de granos oscuros gris verdoso, de arenas y gravas finas, y de cenizas volcánicas blancas; ambas de composición fonolítica. Presentan laminación paralela a ondulada y, ocasionalmente, ripples simétricos de oleaje.

El **subtramo B2** (de limos y cenizas blancas) está integrado por limos y cenizas blancas con laminación paralela a ligeramente ondulada con algunas láminas cruzadas de ripples. Se han encontrado espículas de equinodermo y galerías (burrows) verticales milimétricas, sin clasificar. El techo se encuentra

distorsionado o penetrado por cuerpos de pillow lavas y muestra frecuentes estructuras de deformación por carga y estructuras de inyección por escape de fluidos.

FIGURA 3. Nivel guía blanco de arenas, limos y cenizas fonolíticas, en el que aparecen dos subniveles: B1, de arenas grises, y B2, de limos y cenizas blancas.

CONDICIONES Y AMBIENTES DE DEPÓSITO

Nivel de clastos fonolíticos rubefactados

En su formación pueden distinguirse tres etapas:

Etapa 1: Sedimentación de depósitos aluviales progradantes (fan delta) con presencia local de arenas bien clasificadas que representaría un incipiente cambio de facies a medios de transición. Esta etapa comprende el intervalo de ca. 9 a 5.5 Ma según Pérez Torrado et al (1995).

Etapa 2: Se instaura un medio litoral, tras una fase transgresiva, donde predomina la erosión. Se desarrolla una plataforma (o rasa) costera de gran extensión lateral (12 km de largo y 2 km de ancho), caracterizada por la presencia de cantos, gravas, arenas y bloques subredondeados y superficies lisas, así como fósiles marinos de ambiente litoral cálido (por ej.: *Nerita emiliana* y *Persististrombus coronatus*) propios del Plioceno inferior (Meco et al., 2015).

Etapa 3: hiato sedimentario y formación de la pátina roja. Una fase regresiva deja expuesta la plataforma costera a los agentes meteóricos. La circulación de aguas freáticas favorece la oxidación de minerales ferromagnesianos y una pátina de hematites recubre los clastos y penetra en el sustrato hasta 2 m.

Nivel blanco de arenas, limos y cenizas fonolíticas

A partir de las estructuras sedimentarias se ha deducido que el subtramo B1 (de arenas grises) se formó en un medio costero submareal en zona de shoreface, mientras que el subtramo B2 (de limos y cenizas blancas) se depositó en zona de offshore, pues en él predominan las finas laminaciones plano paralelas, propias de un proceso de decantación en un medio de muy baja energía. Las estructuras de carga y penetración de las pillow lavas en el nivel blanco son indicativas de que el material estaba blando o poco compactado, como un fango marino.

Esto concuerda con Gabaldón et al. (1989) y Pérez Torrado et al. (2002), cuya reconstrucción paleogeográfica de los depósitos marinos muestra una cuenca submareal somera, relativamente extensa y de suave pendiente, cuya profundidad puede asemejarse al espesor de las pillow lavas (25 m de media) que se depositaron encima. El medio sedimentario en su conjunto equivaldría a una bahía tranquila y poco profunda, de unos 5 km de largo y 2 km de ancho.

El área fuente de los sedimentos originarios del nivel blanco pudo estar en el NE de la isla que incluye depósitos volcánicos de composición fonolítica: niveles de cenizas blancas e ignimbritas poco soldadas tipo *ash and pumice*, que están presentes en el ciclo magmático II o Roque Nublo (Plioceno) de Gran Canaria y que son muy deleznables. Se podría plantear como hipótesis la posible contribución de partículas provenientes de una erupción explosiva cercana, a modo de "lluvia de cenizas". No obstante, las estructuras sedimentarias presentes en el depósito sólo permiten confirmar una sedimentación final en un medio acuoso, que produjo mezcla de sedimentos y un retrabajamiento submareal para formar el subtramo B1, y un proceso prolongado de decantación de partículas para formar el subtramo B2.

La erosión de estos materiales fonolíticos aportaría los sedimentos originales, principalmente arenas y limos, que fueron transportados y sedimentados en ambientes costeros y marinos.

El hecho de que la presencia del nivel blanco (B) esté asociada a la existencia de la capa de pillow lavas (C1) por encima, puede indicar dos hechos relevantes: a) que las pillow lavas sirvieran de cubierta de protección frente a la erosión y b) que los ambientes de formación de ambos fueran próximos o similares.

Partimos de la consideración de la potencia de las pillow lavas, que varía de 17 a 30 m, con una media de 25 m (Pérez Torrado et al., 2002), que indican las profundidades de la costa donde se depositaron y que podría ser una bahía abierta hacia el Norte. El cambio de medio sedimentario, respecto a la rasa costera emergida del nivel infrayacente, ha sido atribuido a un proceso transgresivo de tipo eustático de orden mayor (Lietz y Schmincke, 1975; Pérez Torrado et al., 1995). Sin embargo, estas pillow lavas han sido datadas por $^{40}Ar/^{39}Ar$ en 4.80 Ma (Meco et al., 2015) lo que las sitúa en el MIS (Marine Isotope Stage) del interglacial Si1 que es uno de los de menor intensidad en el Plioceno inferior (Lisiecki y Raymo, 2005) y su influencia en el nivel del mar global no sobrepasaría a unos escasos metros. Por tanto, el cambio en la

profundidad del medio sedimentario estaría asociado más a una tectónica local que a un cambio eustático global.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los niveles guía marinos del NE de Gran Canaria han sido estudiados desde diferentes puntos de vista por diversos autores. Por ejemplo, Lietz y Schmincke (1975) los consideran indicativos de las variaciones Mio-Pliocenas del nivel del mar y datan mediante K/Ar las lavas superiores en 4.3 Ma; Gimeno et al. (2000) estudian la transformación de coladas básicas subaéreas en pillow lavas y Pérez Torrado et al. (2002) hacen una reconstrucción paleogeográfica de los depósitos a partir de métodos topográficos; Meco et al. (2007, 2015) dataron las pillow-lavas inmediatamente superiores al nivel blanco en el sitio denominado Tamaraceite (Boca Barranco), obtienen una edad $^{40}Ar/^{38}/Ar$ en 4.8 Ma y destacan el rico contenido fósil del nivel rubefactado y su significado paleoclimático, propio de mares poco profundos y cálidos (tipo intertropical), así como su relación con los depósitos marinos mio-pliocenos de Fuerteventura y Lanzarote.

El levantamiento de columnas estratigráficas en la zona central, donde están presentes los dos niveles guía, su descripción y correlación han permitido establecer tres etapas en la formación del conglomerado fonolítico rubefactado: 1) depósito de abanicos aluviales miocenos; 2) erosión y formación de una amplia plataforma de erosión costera y 3) hiato sedimentario y formación de la pátina roja sobre los clastos y fósiles. El contenido fósil indica que en la etapa 2 había un clima cálido (tipo intertropical). La fauna marina fue arrastrada y depositada con los clastos de la plataforma costera, que alcanzó los 12 km de largo y 2 km de ancho.

Posteriormente, los dos subtramos del nivel blanco de arenas, limos y cenizas fonolíticas se depositaron por decantación en ambientes submareales próximos pero diferentes: B1 con alguna influencia del oleaje y B2 sin ninguna influencia. Todo ello dentro de una zona protegida frente al oleaje, que podría interpretarse como una paleobahía abierta hacia el norte, de 4 km de largo y 2 km de ancho. A continuación la bahía quedaría rellena por lavas basálticas provenientes del volcán Roque Nublo, quedando parte sumergidas (pillow lavas) y parte emergidas (lavas pahoehoe).

El tránsito del nivel rubefactado al nivel blanco conlleva una fase transgresiva de unos 25 m de desnivel, que podría justificarse por movimientos tectónicos locales en relación con el volcanismo.

REFERENCIAS

Araña, V. y Carracedo, J.C. (1978): *Los volcanes de las Islas Canarias III. Gran Canaria*. Ed. Rueda, Madrid, 175 p.

Gabaldón, V., Cabrera, M.C. y Cueto, L.A. (1989): Formación detrítica de Las Palmas. Sus facies y evolución sedimentológica. En: *ESF Meeting on Canarian Volcanism. Lanzarote.* Abstracts, 210-215.

Gimeno, D., Pérez Torrado, F.J., Schneider, J.L. y Wassmer, P. (2000): Transformación de coladas básicas alcalinas subaéreas en lavas almohadilladas en ambiente litoral: un ejemplo del Plioceno, Norte de la isla de Gran Canaria. *Geotemas,* 1(3): 325-328.

Lietz, J. y Schmincke, H.U. (1975). Miocene-Pliocene sea-level changes and volcanic phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K-Ar ages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 18: 213-239.

Lisiecki L. E. y Raymo M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed bentic $d^{18}O$ records. *Paleoceanography*, 20: PA1003., doi: 10.1029/ 2004PA001071.

Meco, J., Scaillet, S., Guillou, H., Lomoschitz, A., Carracedo, J.C., Ballester, J., Betancort, J.F. Cilleros, A. (2007): Evidence for long-term uplift on the Canary Islands from emergent Mio- Pliocene littoral deposits. *Global and Planetary Change*, 57: 222-234.

Meco, J., Koppers, A.A.P., Miggins, D.P., Lomoschitz, A. y Betancort, J.F. (2015): The Canary Record of the Evolution of the North Atlantic Pliocene: New $^{40}Ar/^{39}Ar$ Ages and Some Notable Palaeontological Evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 435: 53-69.

Navarro, J.M., Aparicio, A. y García Cacho, L. (1969): Estudio de los depósitos sedimentarios de Tafira a Las Palmas. *Estudios Geológicos,* 25: 235-248.

Pérez Torrado, F.J., Carracedo, J.C. y Mangas, J. (1995): Geochronology and stratigraphy of the Roque Nublo Cycle, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of the Geological Society*, London, 152: 807-818.

Pérez Torrado, F.J., Santana, F., Rodríguez-Santana, A., Melián, A.M., Lomoschitz, A., Gimeno, D., Cabrera, M.C. y Báez, M.C. (2002). Reconstrucción paleogeográfica de depósitos volcano-sedimentarios Pliocenos en el litoral NE de Gran Canaria (Islas Canarias) mediante métodos topográficos. *Geogaceta,* 32: 43-46.

Procesos de diagénesis temprana en el NW de la estructura *pockmark* "Gran Burato" en la Zona de Transición del Margen Continental de Galicia

Early diagenesis processes at the NW of the "Gran Burato" pockmark structure in the Transitional Zone of the Galician Continental Margin

A. E López Pérez[1], B. Rubio[1] y D. Rey[1]

1 Grupo GEOMA. Dept.de Geociencias Mariñas e Ordenación do Territorio. Facultade de Ciencias do Mar. Universidade de Vigo, 36310, Vigo, España. aelopez@uvigo.es; brubio@uvigo.es; danirey@uvigo.es

Resumen: En este trabajo se han analizado datos de elementos geoquímicos de alta resolución sensibles a cambios redox (Mn, Fe, Cr, Pb, V y Ba) obtenidos con un Itrax™ Core Scanner. Estos perfiles geoquímicos, junto con análisis de color, observaciones al microscopio electrónico de barrido y análisis del carbono orgánico total (TOC) y carbono inorgánico total (TIC), han permitido realizar la caracterización de los procesos de diagénesis temprana de un testigo extraído a 7.6 km al NW de la estructura *pockmark* "Gran Burato", localizada en la Zona de Transición del margen continental de Galicia. De los resultados obtenidos se han identificado numerosos frentes de oxidación a lo largo de todo el testigo. Este hecho sugiere que la diagénesis no ha alcanzado su estado de estabilidad debido a que la redoxclina no ha conseguido su profundidad de equilibrio por causa de procesos de escape de fluidos que provocan una continua oxigenación del sedimento.

Palabras clave: Zona de Transición, Margen Continental de Galicia, Diagénesis, Geoquímica.

Abstract: *In this work, high resolution geochemical data sensitive to redox changes (Mn, Fe, Cr, Pb, V and Ba) were obtained using the Itrax™ Core Scanner, that combined with colour data, scanning electron microscopy observations and the determination of the total organic carbon (TOC) and the total inorganic carbon (TIC) have allowed characterizing the early diagenesis processes in one core extracted at NW of the pockmark structure "Gran Burato" in the Transitional zone of the Galician continental margin. The results show several oxidations fronts that have been recognized along the whole core, which suggested that the steady-state diagenesis has not been reached because the redoxcline has not achieved the deeper equilibrium due to fluid escape processes that cause the continuous oxygenation of the sediment.*

Key words: *Transitional Zone, Galician Continental Margin, Diagenesis, Geochemistry.*

INTRODUCCIÓN

El principal motor de la diagénesis temprana en sedimentos marinos es la transformación de la materia orgánica mediada por bacterias. El consumo progresivo de oxígeno y otros oxidantes asociado a este proceso altera las condiciones redox del sedimento y provoca cambios mineralógicos, dando lugar a la diferenciación en la columna sedimentaria de ambientes geoquímicos. Atendiendo a su contenido en oxígeno Froelich et al. (1979) distinguieron inicialmente las zonas óxica, subóxica y anóxica. Por su parte Berner et al. (1981) diferenciaron entre una zona óxica y una post-óxica, separando en esta última una zona sulfhídrica y una metánica en función de sus productos diagenéticos principales.

La afinidad geoquímica específica de cada elemento por cada una de estas zonas, permite estudiar y caracterizar los procesos diagenéticos que en ellas ocurren a partir de su concentración en la fase sólida del sedimento. Esto es, a partir de sus productos diagenéticos.

En concreto este trabajo utiliza los perfiles de concentración de Mn y Fe, junto con otros elementos traza sensibles a cambios redox, para reconocer frentes de oxidación en el sedimento. Esta aproximación permite inferir la evolución de las condiciones ambientales del sedimento durante las primeras etapas de enterramiento, y por tanto la de sus condiciones geoquímicas, a partir de la determinación de su estado diagenético actual.

Una herramienta idónea para llevar a cabo el estudio de este tipo de procesos diagenéticos tempranos son los modernos escáneres de Fluorescencia de Rayos X (FRX) de alta resolución. Su capacidad para analizar de forma automática hasta 80 elementos con resoluciones verticales subcentimétricas constituyen uno de los pilares de este trabajo.

ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se localiza en la Zona de Transición (TZ) del margen continental pasivo de Galicia, el cual se extiende desde cabo Fisterra (43º N)

en su límite norte hasta los 40º N en su límite sur (Fig. 1). Este margen muestra una compleja configuración estructural que se refleja en el lecho marino. Vázquez et al. (2008) dividen esta región en cuatro provincias morfoestructurales, que desde la plataforma continental hasta la llanura abisal son: la Cuenca Interior de Galicia (CIG), la Zona de Transición (ZT), el Banco Galicia (BG) y el Margen Profundo de Galicia (MPG) (Fig. 1).

La Zona de Transición presenta una anchura entre 60 y 100 km con pendientes entre <0.5º y 3º (Ercilla et

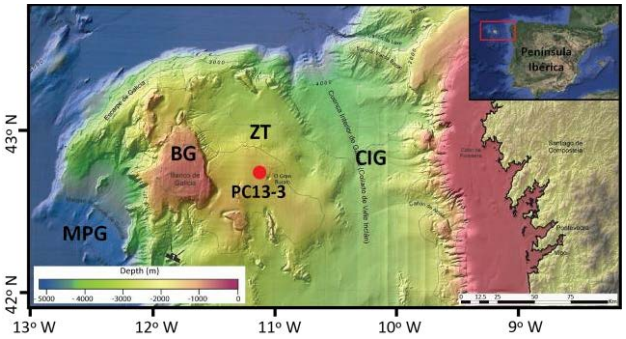


FIGURA 1. *Mapa del área de estudio con la posición del testigo PC13-3.*

al., 2011) y profundidades que varían entre los 1600 y los 2500 metros. Se trata de una provincia levantada, paralela al margen continental, que se caracteriza por presentar tres elevaciones de origen estructural que da lugar a un lecho marino irregular y a una morfología subredondeada, así como por un sistema de horst-graben controlado por fallas normales con orientación NW-SE (Vázquez et al., 2008).

Esta geometría se adquiere principalmente durante las fases tectónicas extensión y compresión que tienen lugar durante el Mesozoico y Eoceno (Orogenia Alpina) respectivamente.

En esta zona se identifican tres estructuras gigantes de tipo *pockmark*, una de ellas conocida como Gran Burato, y que han sido relacionadas con escapes de fluidos a gran escala por Rey et al. (2011).

MATERIALES Y MÉTODOS

Este trabajo se basa en el estudio del testigo de pistón PC13-3 de 4.28 m de longitud ubicado a 1688 m de profundidad en la TZ del Margen Continental de Galicia. Este testigo fue extraído a 7.5 km al NW de la estructura Gran Burato (lat. 42°43'04.01''N, long. 11°09'19.43''O) durante la campaña oceanográfica "Burato 4240" a bordo del R/V Sarmiento de Gamboa en septiembre del 2010.

Las imágenes ópticas y radiográficas y la variación elemental vertical se obtuvieron con el analizador de FRX Itrax^{TM} Core Scanner de la Universidad de Vigo. Los datos radiográficos fueron exportados a archivos de datos de escala de grises utilizando el *software* Redicore. Los datos de color fueron obtenidos con un espectrofotómetro Konica Minolta CM-2600d usando el espacio cromático CIE L* a* y b*. La adquisición se realizó cada 5 cm usando el *software* Spectra Magic Nx (versión 1.6).

La distribución granulométrica se determinó cada 4 cm usando un analizador de difracción laser Coulter LS230 (Beckman) de la Universidad de Barcelona. Los parámetros estadísticos se calcularon usando el *software* Gradistat v8 (Blott y Pye, 2001), y se clasificaron según Folk y Ward (1957).

El carbono total (TC) y el carbono inorgánico total (TIC) fueron determinados con un Macroanalizador elemental LECO CNS2000. El TOC se calculó mediante la diferencia entre TC y TIC.

RESULTADOS Y DISCUSIONES

Descripción sedimentológica

En términos generales, la textura sedimentaria del testigo PC13-3 está dominada por arenas muy finas ricas en foraminíferos mal seleccionadas (tamaño medio de grano= 0.067 mm y σ= 2.93), con un contenido de arena, limo y arcilla del 53.93%, 18.87% y 23.20% respectivamente. El contenido en arena disminuye gradualmente en profundidad.

Los análisis de color muestran una alternancia de capas ocres y sienas a lo largo de todo el testigo.

López et al. (2015) distinguen cuatro facies que corresponden a secuencias de sedimentación pelágicas y hemipelágicas dentro de las cuales aparecen finas capas de *ice-rafted debris* (IRDs).

Perfiles geoquímicos

Los resultados de FRX del Itrax^{TM} muestran picos de Mn a 11, 16, 19, 24, 27, 30, 42, 47, 54, 81, 85, 90, 106, 124, 165, 192, 199, 217, 226 y 261 cm de profundidad con valores máximos comprendidos entre 174,09 y 1.257,72 a.p., y picos de Fe a 11, 17, 20, 23, 26, 30, 42, 47, 54, 81, 87, 90, 106, 121, 166, 193, 199, 218, 226 y 264 cm con valores máximos comprendidos entre 11.404,63 y 78.207,81 a.p. A su vez, se observaron picos de Ba a una profundidad de 11, 19, 24, 30, 42, 47, 53, 81, 85, 88, 105, 121, 165, 191, 199, 217, 226, 260 y 265 cm con valores máximos que varían entre 37,5 y 161,54 a.p. Por su parte, picos de Cr, Pb y V aparecen a las mismas profundidades que los picos de Mn, Fe y Ba, presentando un ligero desfase debido a sus diferentes comportamientos redox.

Frentes de oxidación

Froelich et al. (1979) sugirieron que el Mn^{+2} y el Fe^{+2} son liberados en sus formas reducidas en la zona de sulfuros y son remobilizados hacia la superficie por procesos de difusión en donde precipitan en la redoxclina en forma de óxidos de manganeso y de hierro. De esta forma la profundidad de este límite redox puede ser estimada gracias a los picos de Fe y Mn observados en los perfiles geoquímicos, permitiendo identificar numerosos frentes de oxidación en el testigo

estudiado (Fig. 2). Se tomó el Mn como principal indicador diagenético debido a la fuerte dependencia del Fe de los aportes detríticos exóticos (Rey et al., 2008).

En los primeros 50 cm del testigo PC13-3 aparecen numerosos picos de Mn que se suceden muy rápidamente. A partir de esta profundidad, los picos a 81, 85, 90, 106, 124, 165, 217 y 226 cm tienden a ser más anchos y a aparecer más espaciados (Fig. 2). Estos picos son por lo general coincidentes en profundidad con los picos de Fe. El desfase que se observa en algunos niveles entre los picos de Fe y Mn se debe a la mayor sensibilidad del Fe^{2+} a precipitar en presencia de oxígeno que el Mn^{2+} (Thomson et al., 1998). En estos niveles también aparecen picos importantes de metales de transición como el Pb, Cr y V, con un ligero desfase en relación con los picos de Fe y Mn en función de su distinta sensibilidad redox. Estos elementos metálicos tienen gran afinidad a concentrarse en la zona de oxidación como consecuencia de los cambios redox durante la diagénesis temprana, por lo que su presencia es un indicador de frentes de oxidación.

Los frentes de oxidación señalados son coincidentes con profundidades en donde se observa bioturbación (25-32, 74-96 y 102-109 cm), y que coinciden con picos de TOC y descensos de TIC, por lo que están indicando condiciones oxidantes.

Los frentes de oxidación identificados son asimismo, coincidentes con cambios en la coloración de los perfiles de color L*, a* y b*. Estos cambios de color confirman la utilidad de los perfiles de color L*, a* y b* como una excelente herramienta para identificar procesos de diagénesis temprana. A su vez, los frentes de oxidación coinciden con descensos en los valores de gris radiográfico, lo que es coherente con un aumento de la densidad en los intervalos identificados como frentes de oxidación. La relación de este parámetro con la densidad del sedimento con este tipo de procesos fue establecida por Rodríguez-Germade et al. (2013).

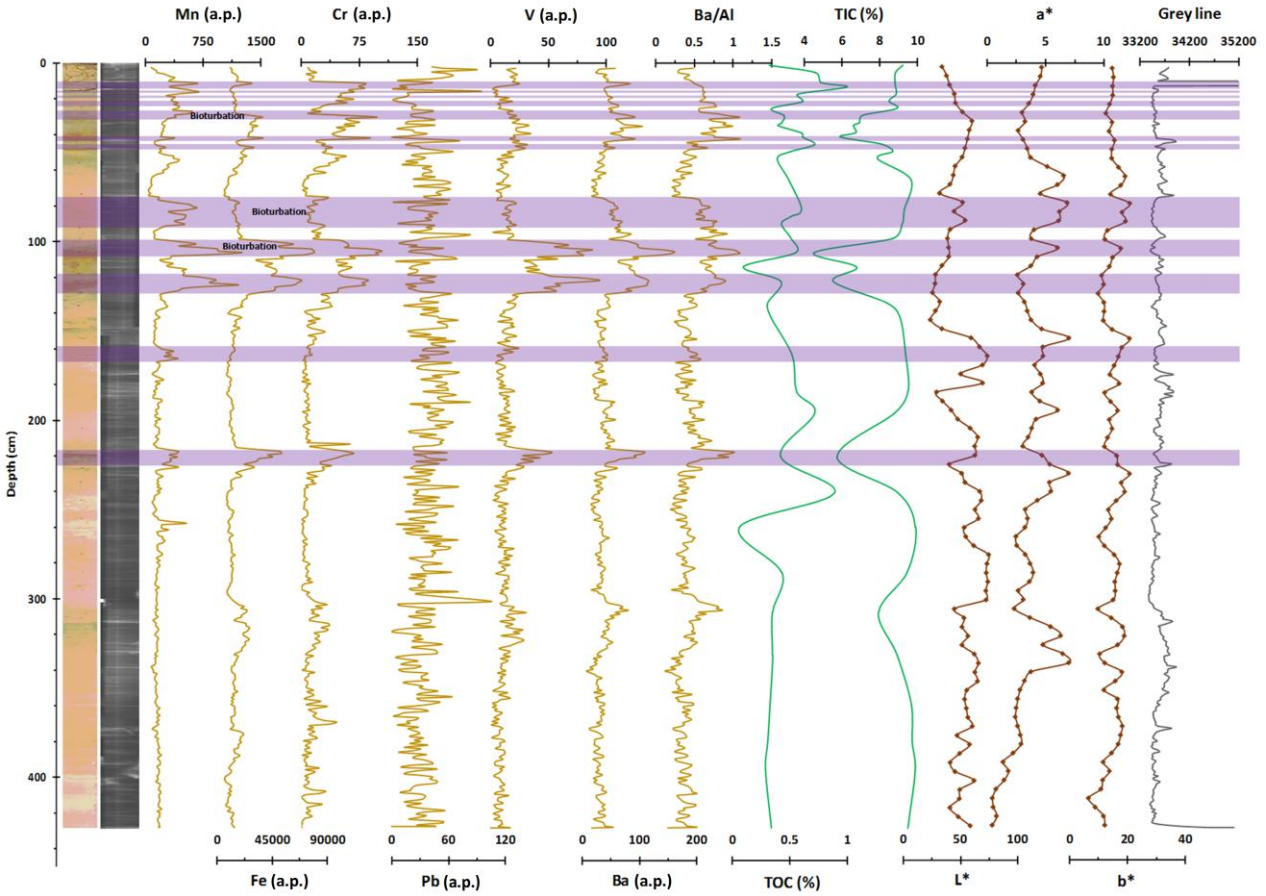


FIGURA 2. *Imagen óptica y radiográfica y perfiles de Mn, Fe, Cr, Pb, V, Ba y Ba/Al obtenidos a través del Itrax™Corer Scanner, perfiles de TOC y TIC obtenido mediante un instrumento LECO (modelo CNS2000), perfiles de L*, a* y b* obtenidos usando un espectrofotómetro y perfil de líneas de grises obtenido desde los datos radiográficos usando el software Redicore. Las bandas lilas indican los frentes de oxidación identificados.*

Por otro lado, en lo que se refiere a los picos de Ba, estos tienden a coincidir con los picos de Mn y Fe, relacionándose mayoritariamente con los frentes de oxidación observados. No obstante y dada la sensibilidad del Ba a los cambios redox, se calculó la relación Ba/Al para distinguir la señal diagenética del Ba de origen biogénico, del de origen diagenético y del de la barita detrítica. La coincidencia de este indicador con los picos de Ba, mostrando de forma cualitativa que el

origen del Ba es en gran medida por aporte biogénico en momentos de mayor paleoproductividad. El aumento de los aportes de MO durante los periodos de mayor productividad intensifica la diagénesis redoxomórfica asociando a su vez el Ba con los frentes de oxidación.

CONCLUSIONES

La combinación de diferentes indicadores de afinidad a condiciones óxicas como el Mn, Fe, los metales de transición como el Pb, Cr y V, así como la combinación de los cambios de color además del contenido en TOC y TIC, permitieron identificar numerosos frentes de oxidación a lo largo de todo el testigo (Fig. 2).

Así los diferentes frentes de oxidación están indicando un proceso de oxigenación del sedimento a lo largo del tiempo de tal forma que óxidos de diferentes generaciones están presentes, por lo que no se ha alcanzado el estado de equilibrio de la diagénesis temprana. Esto significa que la redoxclina no ha alcanzado su profundidad de equilibrio debido a los bajos valores de tasa de sedimentación calculados para el testigo PC13-3 (López et al., 2015). Esta baja tasa de sedimentación se interpreta como una consecuencia directa de la actividad de escape de fluidos a gran escala asociados a la estructura *pockmark* Gran Burato identificada por Rey et al. (2008) y al levantamiento topográfico de la zona en estudio. Este proceso sería el causante de los cambios de las condiciones redox y de la movilidad del límite de la redoxclina, explicando la identificación de numerosos frentes de oxidación a lo largo de todo el sedimento, así como la gran variabilidad en los perfiles de los metales de transición. Además la coincidencia de picos de Ba junto con los picos de Fe y Mn es un indicador cualitativo que el Ba se encuentra asociado a la estructura de los óxidos de Fe y Mn en esos niveles de oxidación.

Con todo esto podemos identificar que la diagénesis temprana se encuentra en la zona subóxica definida por Froelich et al. (1979) o postóxica definida por Berner et al. (1981).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el convenido Gran Burato 2010 y 2011 entre la Universidad de Vigo, CSIC y la Xunta de Galicia y el proyecto MINECO CGL2008-034774-E. Agradecemos a los capitanes y a la tripulación del buque Sarmiento de Gamboa y a los técnicos de la UTM.

REFERENCIAS

Berner, R.A. (1981): A new Geochemical classification of Sedimentary Environments. *Journal of Sedimentary Petrology,* 51 (2): 359-366.

Blott, S.J. y Pye, K. (2001) GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237-1248.

Ercilla, G., Casas, D., Vázquez, J.T., Iglesias, J., Somoza, L., Juan, C., Medialdea, T., León, R., Estrada, F., García-Gil, S., Farran, M., Bohoyo, F., García, M. y Maestro, A. (2011): ERGAP Project and Cruise Teams. Imaging the recent sediment dynamics of the Galicia Bank region (Atlantic, NW Iberian Peninsula). *Marine Geophysical Research,* 32: 99-126.

Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957): River bar, a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sediment Petrology* v., 27: 3 p.

Froelich, P.N., Klinkhammer, G.P., Bender, M.L., Luedtke, N.A., Heath, G.R., Cullen, F., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B. y Maynard, V. (1979): Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic suboxic diagenesis. *Geochimica et. Cosmochima Acta,* 43: 1075-1090.

López, A. E., Rubio, B., Rey, D., Mohamed, K.J., P. Álvarez-Iglesias, P., Plaza-Morlote, M., Bernabeu, A. y Martins, V. (2015): Sediment characterization in the vicinity of the Giant Pock Mark structure known as the "Gran Burato" (Transitional Zone, Galicia Continental Margin). En: *VIII Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico*: 193-196.

Rey, D., Rubio, B., Mohamed, K., Vilas, F., Alonso, B., Ercilla, G. y Rivas, T. (2008): Detrital and early diagenetic processes in Late Pleistocene and Holocene sediments from the SW Galicia Bank inferred from high resolution enviromagnetic and geochemical records. *Marine Geology,* 249: 64-92.

Rey, D., Rubio, B., Ramil F. y Pinheiro L. (2011). Informe técnico restringido final de la campaña oceanográfica Gran Burato 2011. Xunta de Galicia.

Rodríguez-Germade, I., Rubio, B., Rey, D., Vilas, F., Martins, V. y Rocha, F. (2013): Evaluación de técnicas de procesado de datos geoquímicos en sedimentos marinos analizados con un Itrax Corer Scaner. *Geogaceta*, 53: 85-88.

Thomson, J., Jarvis, I., Green, D.R.H. y Green, D. (1998): Oxidation fronts in Madeira Abyssal Plain turbidites: persistence of early diagenetic trace-element enrichments during burial. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 157: 559-571.

Vázquez, J.T., Medialdea, T., Ercilla, G., Somoza, L., Estrada, F., Fernández Puga, M.C., Gallart, J., Gràcia, E., Maestro A., y Sayago, M. (2008): Cenozoic deformational structures on the Galicia Bank Region (NW Iberian continental margin). *Marine Geology,* 249: 128-149.

El registro estratigráfico del Messiniense terminal y el Plioceno en la isla de Mallorca. Relaciones con la Crisis de Salinidad del Mediterráneo

The stratigraphic record of the late Messinian and Pliocene on the island of Mallorca. Relations with the Mediterranean Salinity Crisis

G. Mas Gornals

Grup de recerca Ciències de la Tierra (Geología i Paleontologia "Guillem Colom"), Universitat de les Illes Balears, Cra. Valldemossa, km 7,5. 07122 Palma de Mallorca (Illes Balears). masgornals@gmail.com

Resumen: El objetivo principal de la presente investigación es establecer qué rasgos caracterizan la sedimentación durante la transición Mioceno-Plioceno y la posterior transgresión del Plioceno en la isla de Mallorca, así como definir cómo se relaciona este registro con los diferentes modelos de Crisis de Salinidad Messiniense propuestos para el conjunto del Mediterráneo. Para ello, se ha procedido al análisis estratigráfico de un total de 100 afloramientos y sondeos, muchos de ellos totalmente inéditos o hasta ahora poco estudiados, correspondientes a las cuencas neógenas de la isla de Mallorca. Así, las principales discontinuidades, la geometría estratigráfica y los cambios de facies han sido caracterizados en términos de mayores superficies de erosión, correlaciones laterales y organización vertical de facies, con vistas a la reconstrucción de posibles escenarios. Los resultados obtenidos indican que en la isla de Mallorca el desarrollo de la Crisis de Salinidad Messiniense es más cercano y coherente con los modelos que defienden que la principal fase de desecación se produjo después del depósito de la Evaporita Marginal, el Complejo Carbonatico Terminal y la unidad *Lago Mare*.

Palabras clave: Crisis de Salinidad Messiniense, Plioceno, *Lago Mare*, Complejo Carbonatico Terminal, Mediterráneo Occidental.

Abstract: *The main aim of this research is to establish what features characterize sedimentation during the Miocene-Pliocene transition and the subsequent Pliocene transgression on the island of Mallorca in order to establish how it relates to the different proposed Messinian Salinity Crisis scenarios for the whole of the Mediterranean. To this purpose, a stratigraphic analysis has been carried out in total of 100 outcrops and boreholes corresponding to the main Neogene basins of Mallorca, many of which are completely unknown and others either little or not at all studied until now. In this way, the main discontinuities, the stratigraphic geometry and the changes of facies have been characterized in terms of the major erosional surfaces, lateral correlations and vertical organization of facies, in order to reconstruct and test possible scenarios. The results indicate that on the island of Mallorca the development of the Messinian Salinity Crisis is nearer to and coherent with the models that represent the main phase of desiccation took place after the deposition of the Marginal Evaporite, the Terminal Carbonate Complex and the Lago Mare unit.*

Key words: *Messinian Salinity Crisis, Pliocene, Lago Mare, Terminal Carbonate Complex, Western Mediterranean.*

INTRODUCCION

La Crisis de Salinidad Messiniense (MSC, por sus siglas en inglés) constituye un evento de gran importancia ambiental que afectó la evolución de todo el Mediterráneo y también las aguas de los océanos a nivel global.

En el Mediterráneo, la crisis se generó principalmente por el aislamiento y/o disminución de las comunicaciones con el océano Atlántico, resultando un nuevo balance hidrológico como consecuencia del cual se depositaron grandes cantidades de evaporitas, tanto en las llanuras abisales como en las zonas marginales, lo que junto con la presencia de una importante erosión de los márgenes expuestos, apuntan a que se habría podido producir un significativo descenso del nivel del Mediterráneo, de hasta 1000-2500 m. Paradójicamente, durante la crisis existió un período (o periodos), denominados *Lago Mare*, con un fuerte aporte de aguas dulces y/o salobres, posiblemente relacionadas con un gran cambio climático y/o intercambios de aguas con el Paratethys. Finalmente la crisis termina con la restauración de las condiciones marinas normales, coincidiendo con el inicio del Plioceno. La incógnita sobre la naturaleza de la mayor parte de las evaporitas y superficies de erosión aún está pendiente de resolver, constituyendo todavía un reto y objeto de debate para la comunidad científica (CIESM, 2008; Roveri et al., 2014).

En la isla de Mallorca (Fig. 1) pueden encontrarse excelentes evidencias de los efectos de la MSC y de la posterior re-inundación marina del Plioceno. De forma añadida este registro resulta especialmente adecuado para poder testar posibles escenarios, teniendo en cuenta que el Promontorio Balear, a diferencia de otras cuencas del Mediterráneo, ha permanecido relativamente estable en términos de movimientos verticales desde el Mioceno final (Govers et al., 2009; Just et al., 2011; Maillard et al., 2014; Driussi et al., 2015; Mas, 2015), constituyendo un emplazamiento adecuado para abordar el estudio de la MSC con evidentes repercusiones de interés tanto académico (modelos, *scenarios*) como aplicado-industrial (potenciales, *play concepts*).

El objetivo principal de la investigación es establecer qué rasgos caracterizan la sedimentación durante la transición Mioceno-Plioceno y la posterior transgresión del Plioceno en la isla de Mallorca, así como definir cómo se relaciona este registro con la MSC para llegar a un modelo regional, confrontando los datos registrados en Mallorca, dada su coherencia e interpretación, en relación a los distintos modelos o escenarios propuestos para el conjunto del Mediterráneo.

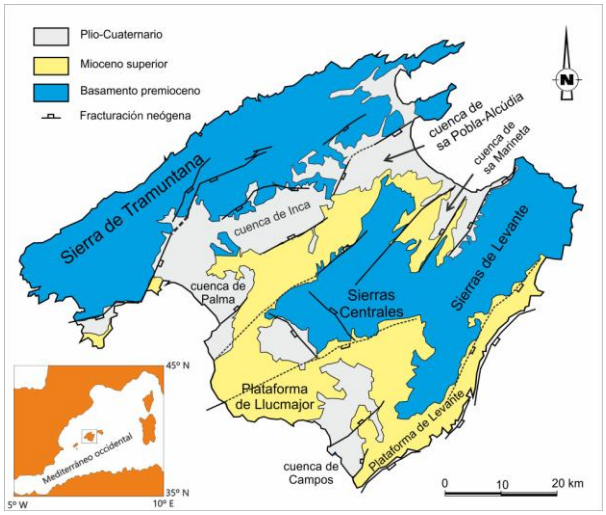


FIGURA 1. *Localización de la isla de Mallorca en el Mediterráneo occidental y mapa geoestructural de la isla de Mallorca con la situación de las cuencas estudiadas.*

METODOLOGIA

En el presente estudio, se ha procedido al análisis estratigráfico de un total de 100 afloramientos y sondeos correspondientes a las principales cuencas neógenas de la isla de Mallorca: Campos, Palma, Inca, sa Pobla-Alcúdia y sa Marineta (Fig. 1), así como a su correlación con vistas a la reconstrucción de posibles escenarios. De esta manera, las principales discontinuidades, la geometría estratigráfica y los cambios de facies han sido caracterizados en términos de principales superficies de erosión, correlaciones laterales y organización vertical de facies.

Uno de los principales inconvenientes para el estudio del Neógeno en la isla de Mallorca deriva de la dificultad para encontrar y disponer de afloramientos extensos y de buena calidad que nos permitan obtener un mínimo de datos adecuados para poder alcanzar un nivel de discusión y unas conclusiones suficientemente válidas y fiables.

En el presente estudio, aparte de algunas secciones clásicas y suficientemente conocidas, se aporta un buen número de nuevos afloramientos, muchos de ellos totalmente inéditos y otros hasta ahora nada o poco estudiados. Muchas de estas nuevas secciones inéditas pueden parecer individualmente muy limitadas y/o fragmentarias, pero en su conjunto han permitido un muestreo exhaustivo que ha posibilitado llegar a unas conclusiones con unos niveles de fiabilidad y validez destacables.

RESULTADOS

El registro sedimentario de las cuencas neógenas de la isla de Mallorca, desde finales del Mioceno hasta el Cuaternario, nos permite constatar los siguientes acontecimientos (Fig. 2):

(i) Sedimentación pre-crisis representada por el basamento pre o sin-orogénico y la Unidad Arrecifal, formada por depósitos de calizas correspondientes a arrecifes coralinos progradantes sobre facies bioclásticas de talud y plataforma.

(ii) Discontinuidad intra-messiniense que hacia los márgenes de cuenca y coincidiendo con los principales relieves se manifiesta en forma de depósitos detríticos regresivos (Fm. Margas de la Bonanova) derivados de la erosión marginal, para pasar lateralmente hacia las zonas más distales a una conformidad correlativa no erosiva, resultado de una significativa regresión forzada.

(iii) Complejo Carbonatico Terminal (CCT) representados por la Fm. Calizas de Santanyí, constituida por depósitos de manglar, calizas oolíticas y microbialitas, localmente diagenizadas y alteradas (Facies Pont d'Inca). Estos depósitos muestran un patrón transgresivo sobre la superficie intra-messiniense o en *onlap* transgresivo sobre los depósitos detríticos resultantes de la erosión de los márgenes (Fm. Margas de la Bonanova). En la cuenca de Palma la Fm. Calizas de Santanyí-CCT, es lateral y cronoestratigráficamente equivalente, al menos en parte, a las evaporitas (PLG, *Primary Lower Gypsum*) ubicadas en el depocentro de cuenca (Fm. Yesos de Sant Jordi).

(iv) Sedimentación de niveles lacustres de poca potencia correspondientes a un ambiente salobre y/o de agua dulce (Fm. ses Olles) con presencia de fauna paratethiense, propia de aguas oligo-mesohalinas poco profundas, generalmente depositados de forma directa, sin evidencias erosivas intermedias, sobre los depósitos del CCT (solo en un único caso se ha podido constatar

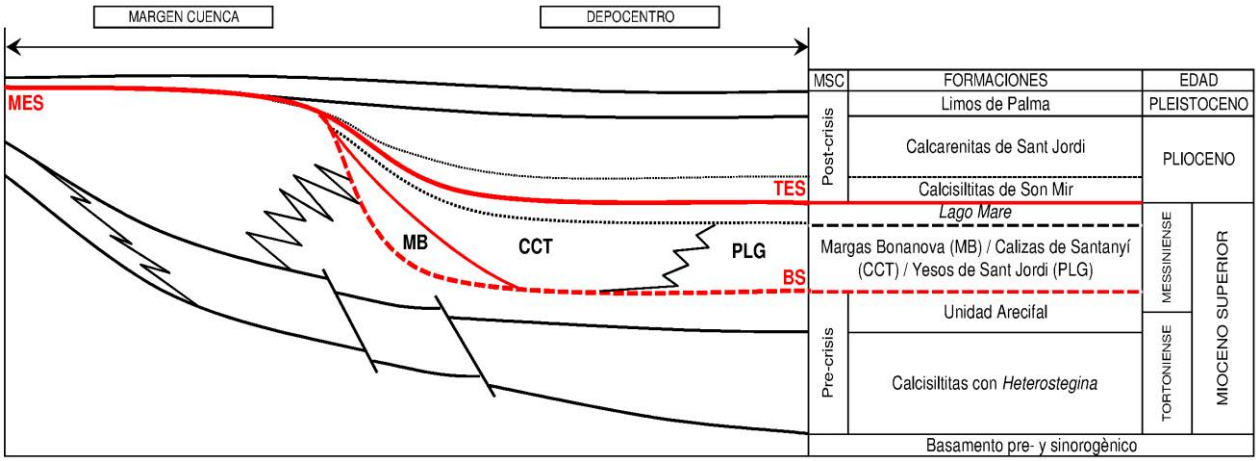


FIGURA 2. *Esquema cronoestratigráfico sintético de los depósitos pre-crisis, MSC y post-crisis de la isla de Mallorca.*

erosión, en forma de paleosuelo entre el CCT y estos depósitos lacustres). La posición y las condiciones paleoambientales observadas permiten correlacionar estos niveles con depósitos *Lago Mare* ampliamente reconocidos en el Mediterráneo durante la MSC.

(v) Presencia de una superficie de discontinuidad finimessiniense (MES), con evidencias de una fuerte erosión sub-aérea, que puede llegar a erosionar completamente los depósitos *Lago Mare* inmediatos. Esta misma superficie erosiva afecta también a techo a los depósitos del CCT, pudiéndolos eliminar en ocasiones por completo, afectando directamente el techo de la Unidad Arrecifal subyacente. Todo esto nos indica que estos depósitos, es decir tanto del *Lago Mare* como del CCT (PLG incluido), se depositaron antes del inicio de la mayor caída del nivel del mar ocurrida durante el paroxismo de la MSC.

(vi) Evidencias de una transgresión repentina del mar plioceno, con presencia de un *lag* transgresivo en la base, y depósitos marinos profundos (Fm. Calcisiltitas de Son Mir) que lateralmente y hacia techo pasan gradualmente (prograden) a litorales, parálicos y eólico-edáficos (Fm. Calcarenitas de Sant Jordi).

(vii) Finalmente las cuencas son colmatadas por depósitos detríticos aluviales cuaternarios (Fm. Limos Rojos de Palma) pudiendo formarse albuferas y marismas residuales, cordones dunares litorales, así como todo el conjunto de depósitos relacionados con las variaciones glacio-eustáticas cuaternarias.

DISCUSION Y CONCLUSION

La mayor erosión (MES), asociada al pico de máxima caída del nivel del mar, ocurrida durante la fase de máxima desecación, se sitúa a techo de los depósitos de Calizas de Santanyí-CCT y *Lago Mare*, ya que estos se encuentran fuertemente erosionados y posteriormente fosilizados por la transgresión del Plioceno. Así, tanto los depósitos del CCT-PLG como del *Lago Mare* serían anteriores al paroxismo de la MSC.

La secuencia pliocena en su conjunto está constituida por una sucesión granocreciente y progradante, que pasa de forma gradual de depósitos calcilutíticos profundos hacia calcarenitas con niveles lumaquélicos hacia techo, para pasar finalmente a niveles eólicos/edáficos. Entre los niveles marinos pliocenos de carácter litoral se ha podido constatar la existencia de depósitos regresivos intercalados, posiblemente correspondientes a una importante regresión intra-pliocena. Por otra parte, durante la progradación y coincidiendo con momentos de estabilización del nivel marino, se habrían desarrollado algunos niveles restringidos de carácter parálico residual, si bien, se constata que la retirada del mar de las cuencas fue prácticamente completa durante el Pleistoceno inferior.

Estos resultados nos indican que en la isla de Mallorca la expresión de la Crisis de Salinidad Messiniense se acerca más y es coherente con los modelos que defienden que la principal fase de desecación se produjo después del depósito de la Evaporita Marginal (PLG) el Complejo Carbonático Terminal y la unidad *Lago Mare* (Clauzon et al., 1996; Cornée et al., 2008).

Según estos modelos, habrían existido dos episodios evaporíticos (Fig. 3). Durante el primer episodio (5,97-5,94 Ma) se habría producido tan solo una bajada del nivel del Mediterráneo de poco calado que habría provocado el depósito de la unidad detrítica de Margas de la Bonanova en los márgenes e iniciando la de los Yesos de Sant Jordi (PLG) en el depocentro de la cuenca de Palma. Entre los dos episodios evaporíticos se habría producido una breve restitución del nivel del mar (5,94-5,77 Ma) que habría provocado el último depósito de carbonatos (Calizas de Santanyí-CCT) en las zonas marginales, y que en nuestro caso también incluiría el episodio *Lago Mare* al final. El segundo episodio evaporítico (5,77-5,33 Ma) correspondería al principal descenso del nivel del mar (1000-2500 m) que habría provocado la desecación que

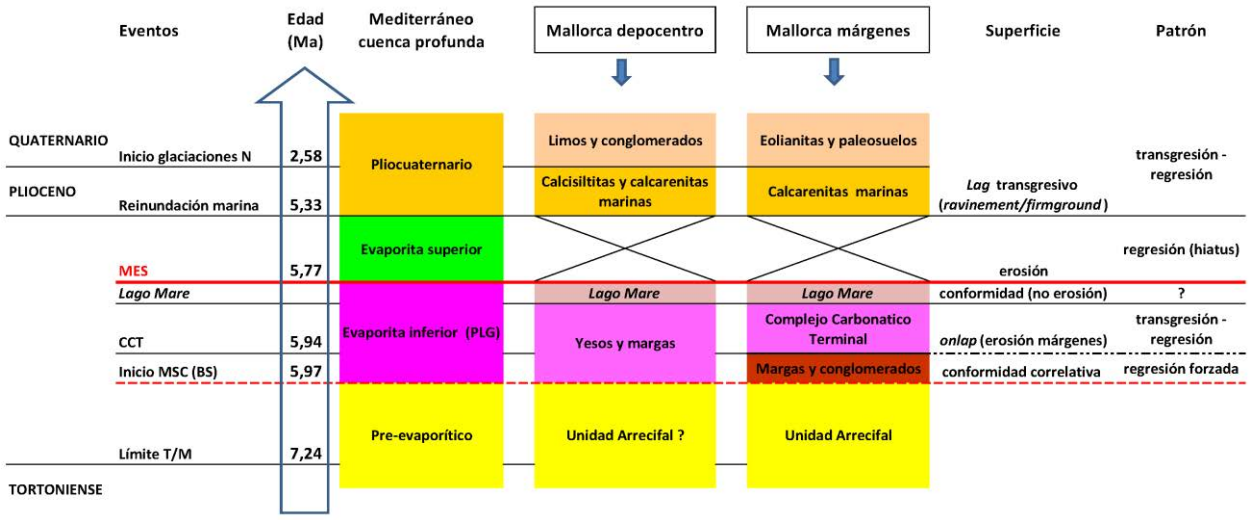


FIGURA 3. *Modelo de escenario de los depósitos MSC de la isla de Mallorca y su relación con los eventos del Mediterráneo occidental.*

afectó tanto a márgenes como llanuras abisales del Mediterráneo, resultando el depósito de las evaporitas abisales y la erosión (MES) de los depósitos marginales depositados durante el primer episodio (PLG, CCT y *Lago Mare*) o antes de la crisis (Unidad Arrecifal o basamento anterior).

Contrariamente a la postura actualmente "consensuada" que defiende la existencia de un único episodio *Lago Mare* al final de la crisis, justo antes de la re-inundación pliocena (CIESM, 2008; Roveri et al., 2014), la evidencia del *Lago Mare* de Mallorca, claramente erosionado por la superficie de erosión messiniense (MES), implica considerar que este se depositó antes de la fase de mayor desecación de la MSC y no posteriormente, sin que se pueda descartar la existencia de un segundo episodio relacionado con el *highstand* de la re-inundación pliocena (Clauzon et al., 2005).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo constituye un extracto de la tesis doctoral del mismo autor (Mas, 2015) realizada bajo la dirección del Dr. Joan J. Fornós Astò de la *Universitat de les Illes Balears*, en el marco del proyecto CGL 2013-48441-P financiado por el MINECO.

REFERENCIAS

CIESM (2008): The Messinian Salinity Crisis from mega-deposits to microbiology - A consensus report. Executive Summary. Almeria (Spain), 7-10 November 2007. Briand, F. (ed.). *CIESM Workshop Monographs*, 33: 7-28. Monaco.

Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A. y Loutre, M.F. (1996): Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved?. *Geology*, 24(4): 363-366.

Clauzon, G., Suc, J.P., Popescu, S.M., Marunteanu, M., Rubino, J.L., Marinescu, F. y Melinte, M.C. (2005): Influence of the Mediterranean sea-level changes over the Dacic Basin (Eastern Paratethys) in the Late Neogene. The Mediterranean *Lago Mare* facies deciphered. *Basin Research*, 17: 437-462.

Cornée, J.J., Maillard, A., Conesa, G., Garcia, F., Saint Martin, J.P., Sage, F. y Münch, P. (2008): Onshore to offshore reconstruction of the Messinian erosion surface in Western Sardinia, Italy: Implications for the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, 210: 48-60.

Driussi, O., Maillard, A., Ochoa, D., Lofi, J., Chanier, F., Gaullier, V., Briais, A., Sage, F., Sierro, F. y Garcia, M. (2015): Messinian Salinity Crisis deposits widespread over the Balearic Promontory: Insight from new high-resolution seismic data. *Marine and Petroleum Geol*ogy, 66 (1): 41-57.

Govers, R., Meijer, P. y Krijgsman, W. (2009): Regional isostatic response to Messinian Salinity Crisis events. *Tectonophysics*, 463: 109-129.

Just, J., Hübscher, C., Betzler, C., Lüdmann, T. y Reicherter, K. (2011): Erosion of continental margins in the Western Mediterranean due to sea-level stagnancy during the Messinian Salinity Crisis. *Geo-Mar Letters*, 31: 51-64.

Maillard, A., Driussi, O., Lofi, J., Briais, A., Chanier, F., Hübscher, Ch., y Gaullier, V. (2014). Record of the Messinian Salinity Crisis in the SW Mallorca area (Balearic Promontory, Spain). *Marine Geology*, 357: 304-320.

Mas, G. (2015): *El registre estratigràfic del Messinià terminal i del Pliocè a l'illa de Mallorca. Relacions amb la crisi de salinitat de la Mediterrània*. Tesi doctoral. Universitat de les Illes Balears. 534 pp.

Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., Sierro, F.J., Bertini, A., Camerlenghi, A., de Lange, G.J., Govers, R., Hilgen, F.J., Hübscher, C., Meijer, P.T. y Stoica, M. (2014): The Messinian Salinity Crisis: past and future of a great challenge for marine sciences. *Marine Geology*, 352: 25-58.

$^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios discrimination applied to the main Paleozoic carbonate sedimentation in Ossa-Morena Zone

Relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ aplicada a la discriminación de los episodios de sedimentación carbonatada en la Zona de Ossa-Morena

N. Moreira[1], J. Pedro[2], J.F. Santos[3], A. Araújo[4], J. Romão[5], R. Dias[6], A. Ribeiro[7], S. Ribeiro[8] and J. Mirão[9]

1 Earth Sciences Institute (ICT), Pole of the University of Évora, Rua Romão Ramalho, nº 59, 7000-671 Évora, Portugal; LIRIO- Escola de Ciências e Tecnologia da Universidade de Évora (ECTUE). nmoreira@estremoz.cienciaviva.pt
2 ICT, Pole of the University of Évora; Dep. Geociências da ECTUE, Largo dos Colegiais, 2-Apartado 94, 7002-554 Évora, Portugal. jpedro@uevora.pt
3 GeoBiotec, Dep. Geociências, Universidade of Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal; Isotope Geology Laboratory. jfsantos@ua.pt
4 ICT, Pole of the University of Évora; Dep. Geociências da ECTUE; aaraujo@uevora.pt
5 UGCG, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Estrada da Portela, Apartado 7586 - Zambujal, 2720 Alfragide, Portugal; Universidade Europeia, Estrada da Correia, nº53, 1500-210 Lisboa. manuel.romao@lneg.pt
6 ICT, Pole of the University of Évora; Dep. Geociências da ECTUE; LIRIO-ECTUE. rdias@uevora.pt
7 Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (UL), Dep. Geologia da Faculdade de Ciências da UL, Museu Nacional de História Natural e da Ciência (UL), Edifício C6, Piso 4, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal. aribeiro@fc.ul.pt
8 GeoBiotec, Dep. Geociências, Universidade of Aveiro; Isotope Geology Laboratory. sararibeiro@ua.pt
9 Laboratório HERCULES | Instituto de Investigação e Formação Avançada e Departamento de Geociências | Escola de Ciências e Tecnologia, Universidade de Évora. jmirao@uevora.pt

Abstract: The carbonate sedimentation in Ossa-Morena Zone during the Palaeozoic is formed, at least, during two main episodes. However, some chronological questions remain open, due to lack of biostratigraphic data in some carbonates. Sr isotope analysis were performed on selected limestones and marbles from Ossa-Morena Zone, in order to discriminate the Sr signature of the two main carbonate sedimentation episodes. The Sr isotopic data from the analyzed carbonates show two clusters of $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios, one related to the Lower Cambrian and other to the Lower-Middle Devonian carbonates.

Palabras clave: Ossa-Morena Zone, carbonate sedimentation, $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Resumen: *La sedimentación carbonatada en la Zona de Ossa-Morena durante el Palaeozoic está formado, por al menos, dos episodios principales. Sin embargo, algunas cuestiones cronológicas permanecen abiertas, debido a la falta de datos bio-estratigráficos en algunos carbonatos. Se han realizado análisis de isótopos de Sr en calizas y mármoles seleccionados de la Zona de Ossa-Morena, con el fin de discriminar la signatura de Sr de los dos episodios principales de sedimentación de carbonatos. Los datos isotópicos de Sr de los carbonatos analizados muestran dos grupos de relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr$, uno relacionado con el Cámbrico Inferior y otro con los carbonatos del Devónico Inferior-Medio.*

Key words: *Zona de Ossa-Morena, sedimentación carbonatada, $^{87}Sr/^{86}Sr$*

INTRODUCTION AND GEOLOGICAL SETTINGS OF OSSA-MORENA ZONE CARBONATES

The Palaeozoic carbonate sedimentation in Ossa-Morena Zone (OMZ) has been issue of discussion from various authors (*e.g.* Oliveira et al., 1991; Piçarra, 2000; Pereira et al., 2012; Araújo et al., 2013 and included references). However, it is unambiguous the presence, at least, of two different carbonate sedimentation episodes in this tectonostratigraphic zone:

(i) the first in the Lower Cambrian, related to the first pulses of Variscan Cycle (Moreira et al., 2014), is characterized by sequences of marbles or limestones (dolomite and calcite), sometimes with siliciclastic beds and interbedded metavolcanic rocks (*e.g.* Oliveira et al., 1991; Vera, 2004; Pereira et al., 2012; Araújo et al., 2013; Moreira et al., 2014). The Ovetian-Marianian age is constrained by paleontological data in Spain (Vera, 2004 and included references) and in Portugal (Alter-do-Chão-Elvas Domain; *e.g.* Oliveira et al., 1991; Araújo et al., 2013). However, in the successions with absence of biostratigraphic data, the assigned age is based on lithostratigraphic correlations, such as the cases of Abrantes, Estremoz, Ficalho and Viana do Alentejo sequences (*e.g.* Oliveira et al., 1991). In Estremoz and Ficalho successions, onto the carbonated sequences (mostly dolomitic marbles) appears a volcano-sedimentary complex with abundant calcitic marbles (Oliveira et al., 1991; Araújo et al., 2013). Piçarra (2000) describes some crinoid fragments in the calcitic marbles in Ferrarias (according to the author, equivalent of Estremoz Marbles) and Ficalho, assigning at least an Upper Silurian or Devonian age for the marbles contained in the volcano-sedimentary complex. Pereira et al. (2012) argue that these ages are

not depositional, but results from sub-aerial exposure and remobilization of Devonian faunal material. The same authors obtain a 499.4 ± 3.3 Ma age (SHRIMP U-Pb zircon) in meta-rhyolites, according with these authors, intercalated into marbles from the Estremoz sequence, proposing a Middle-Upper Cambrian transition age. However, we consider that the stratigraphic position of the meta-rhyolite is uncertain with regard to the carbonate sequence and it is not interbedded in the marble sequence.

(ii) the second episode in the Lower-Middle Devonian, it seems to be only represented in Portugal, in the southernmost domains of OMZ, and it is related with a reef system. Machado et al. (2010) describe a calciturbiditic sequence spatially associated to volcanic rocks with low-K tholeiitic to calc-alkaline geochemical signatures in Odivelas (Ferreira do Alentejo; Santos et al., 2013). The paleontological data from these limestones provides a Lower to Middle Devonian age (Oliveira et al., 1991; Machado et al., 2010 and included references).

The aim of this work is establish $^{87}Sr/^{86}Sr$ signatures in marbles and limestones from different domains of OMZ, compare and correlate the obtained data with available data in previous works, in order to discriminate and achieve strontium isotopic patterns for the carbonate episodes and isotopic-stratigraphic correlation for Paleozoic OMZ carbonates.

THE $^{87}Sr/^{86}Sr$ RATIO

The ability to correlate and, in some cases, date sediments using strontium isotope ratios ($^{87}Sr/^{86}Sr$) derives from the fact that this ratio value dissolved in the oceans has varied over the time, and these differences are preserved in carbonated sediments (McArthur et al., 2012 and included references).

The $^{87}Sr/^{86}Sr$ variation has been caused by changing fluxes of Sr to the ocean, from two main sources: mantle and continental crust (McArthur, et al., 2012). In middle ocean ridges the interaction between oceanic crustal rocks and seawater, related to hydrothermal circulation, generates a modification of Sr isotope ratio in seawater. The loss of Sr from seawater is replaced by leached Sr from middle ocean ridge rocks, decreasing the $^{87}Sr/^{86}Sr$ of marine seawater. On the other hand, the continental weathering supplies are higher than that of marine Sr. Indeed, addition of crustal Sr to the ocean, therefore increases the marine $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio in seawater was always higher than 0,703 (minimum value of mid ocean ridge rocks) and generally lower than 0,713 (best estimated value to modern rivers; McArthur et al., 2012 and included references).

The analytical precision of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio that can be measured is ± 0.00002. This precision makes analytically indistinguishable the ratio variation in seawater from worldwide localities. This uniformity is resulted from the residence time of Sr in the Ocean that is far longer than the time it takes currents to mix the oceans, so the oceans are thoroughly mixed on time scale that are short relative to the rates of gain and loss of Sr (McArthur et al., 2012 and included references). As such, it is assumed that the ocean has always been well mixed, as in present, and consequently is isotopically uniform with respect to $^{87}Sr/^{86}Sr$.

SAMPLES AND METHODS

37 samples of OMZ carbonate rocks were collected. The samples were characterized by conventional petrographic techniques, with special attention to textural and/or metasomatic (i.e. secondary dolomitization) features. After the conventional petrographic characterization, samples underwent specific preparation, such as cleaning and removing meteoric alteration surfaces followed by crushing, gridding and sieving, in order to obtain powdered carbonate samples smaller than 63 μm.

The detailed mineralogical composition of carbonates was analysed in X-Ray difractometer (XRD) Bruker D8 Discover with DaVinci geometry and using a Lynxeye linear detector (Hercules Laboratory, University of Évora). The scans was collected from 2θ 3º to 75º, with steps of 0.005º and one second by step. The semiquantification of the phases abundances were done using the DIFFRAC.SUITE software from Bruker by the RIR-Reference Intensity Ratio (Hubbard et al, 1988 and included references).

The strontium isotope analyses was performed in the Isotopic Geology Laboratory (University of Aveiro) using a Mass Spectrometer Thermal Ionization (TIMS) with a VG Sector 54 spectrometer. The main procedure involve a first stage of rocks sample dissolution with HCl with some drops of HF and HNO_3 for the carbonates. Afterwards, the remaining solutions, including the carbonate leachate samples, were dried and redissolved in HCl and subject to conventional two-stage ion chromatography separation with cation exchange resins for Sr purification. This methodology should guarantee the non-carbonate fraction separation from the whole sample. After the carbonate concentration and purification in each sample the isotopic measurements $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios were performed by means of a thermal ionization mass spectrometry (VG Sector 54).

SAMPLE DESCRIPTION AND XRD ANALYSIS

From the 37 analysed samples, 21 are calcitic-dominated carbonates, 14 are mostly dolomitic, 1 is an ankeritic (or dolomitic Fe-rich) marble and 1 is a sandstone with calcite cement. Some dolomitic carbonates show macro and microscopic textural evidences of secondary dolomitization, while in others the dolomitization is regarded as “primary” due the nonexistence of textural/metasomatic features. In these cases is possible that the dolomitization results from diagenetic process.

The XRD analyses reveals variable carbonate content in the analysed samples: 29 samples have more than 75% (14 with more than 95%); 6 samples have 60-75% (ETZ-6A; VB-2; ALT-1; FIC-2; BEN-1; AB-37) and 2 samples (BA-3; BA-4) have less than 60%.

The remaining mineralogical component is mainly composed by silicates, generally quartz, muscovite and chlorite. Sometimes, plagioclase, K-feldspar, amphiboles, biotite and iron oxides are also present. It is important to emphasize the presence of some clay mineral detected in XRD analysis, which could reveal some alteration of sample (AB-13; AB-27; AB-37; VIA-1; VIA-2), although the percentage is generally lower 3%.

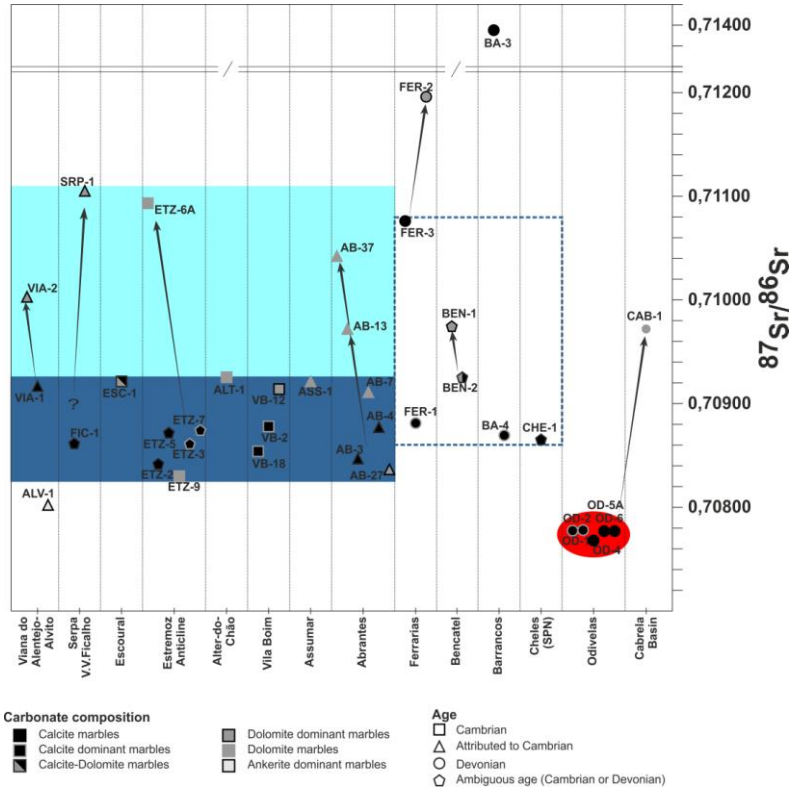


FIGURA 1. *Projection of $^{87}Sr/^{86}Sr$ values, showing the presence of two distinct clusters, one of them composed by Odivelas Lower-Middle Devonian Limestones (within the red circle) and the other one composed by Cambrian Carbonates (blue colours). The arrows represents the effect of secondary/meteoric dolomitization related to the interaction with meteoric fluids.*

$^{87}Sr/^{86}Sr$ RATIOS OF THE CARBONATED EPISODES: A DISCUSSION

The projection of $^{87}Sr/^{86}Sr$ values clearly shows the presence of two distinct clusters (Fig.1). One of them is only composed by the Odivelas limestones (Lower-Middle Devonian) with $^{87}Sr/^{86}Sr$ lower than 0,70800. The lower values obtained could be associated with the interaction between seawater and the host volcanic rocks (Santos et al., 2013), or being the result of the lower values of $^{87}Sr/^{86}Sr$ in seawater, which is typical from the Lower-Middle Devonian transition (McArthur et al., 2012). However, the reworked limestones with similar age (and genesis?) in the Cabrela Carboniferous Basin (*e.g.* Oliveira et al., 1991) presents higher $^{87}Sr/^{86}Sr$ values (0,70972), when compared with the Odivelas limestones. This may be the result of meteoric fluid interactions over the resedimented Cabrela limestones within an intracontinental basin. This fact also could explain the presence of dolomite-rich limestones (dolostones) in Cabrela Basin, since the Odivelas limestones are clearly calcitic (only two samples show 1% of dolomite).

The other cluster is composed by (calcitic and dolomitic) limestones and marbles attributed to Cambrian, and has $^{87}Sr/^{86}Sr$ values higher than the Odivelas limestones (0,70825-0,70925; Fig.1). The Abrantes, Escoural, Viana do Alentejo and Estremoz marbles, affected by medium-high metamorphic grade, presents $^{87}Sr/^{86}Sr$ values similar to the analysed in the Vila Boim and Alter-do-Chão limestones, which have low metamorphic grade. This evidence seems to show that the metamorphic grade do not change significantly the primary signature of $^{87}Sr/^{86}Sr$. The dolostones and dolomite marbles from Estemoz, Assumar, Alter do Chão and Vila Boim displays similar $^{87}Sr/^{86}Sr$ values. The data are concordant with the Cambrian worldwide seawater values presented by McArthur et al. (2012).

The Cambrian attributed samples with macro evidences of secondary dolomitization (VIA-2, SRP-1; ETZ-6A; AB13; AB37) presents highly values of $^{87}Sr/^{86}Sr$, comparatively to the calcitic and dolomitic limestones/marbles without evidences of secondary dolomitization, similar behaviour exhibited by Cabrela

dolostones (Devonian; Fig. 1). The Viana do Alentejo sample (VIA-2), sampled inside a marble centimetric fracture-filling dolomite (secondary dolomitization process) was collected as a control sample and shows high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio values. This increment in the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio is interpreted as the result from the interaction between meteoric fluids/rock.

The Alvito Fe-rich carbonate (ALV-1) despite exposes textural evidences of metasomatic process, shows the lowest $^{87}Sr/^{86}Sr$ value and is regarded as an outlier. This require more data in order to understand the influence of ankeritic or dolomite Fe-rich fluids in the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio during the metasomatism.

The Barrancos, Ferrarias and Bencatel limestones have low metamorphic grade and are attributed to Silurian-Devonian age (Piçarra, 2000). The $^{87}Sr/^{86}Sr$ data obtained for these limestones are distinct to the data obtained for the the Odivelas limestones and displays $^{87}Sr/^{86}Sr$ values partly similar to the values obtained from the limestones/marbles attributed to Cambrian (0,70860-0,71800). With exception to BA-3 sample (see discussion below), all these carbonates are NW-SE aligned, and their stratigraphic position is ambiguous. In Ferrarias, the carbonates are affected by intense fracturing and display several evidences of intense rock/fluid interaction. This may justify the high values observed in samples FER-2 and FER-3.

The BA-3 sample is the most impure "carbonate", with significant amounts of siliciclastic components and display the highest $^{87}Sr/^{86}Sr$ values (Fig.1). This higher value should be the result of the high siliciclastic component which may provide values that are not representative of Sr isotopic signature of seawater during the deposition. The interaction between silicate and carbonate components during the diagenetic process or the interaction rock/fluid dominated by crustal fluids can be invoked to justify this highest $^{87}Sr/^{86}Sr$ value.

FINAL CONSIDERATIONS

The differentiation is clear between two dissimilar events of carbonate sedimentation in OMZ based in the Sr isotopic signature of carbonates. This methodology could be applied to other OMZ domains without biostratigraphic data and allowing to correlate the different carbonates and assign them to the same age, based on $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios. However, it is crucial to use samples without meteoric or hydrothermal alteration, since the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio could be modified.

Although, this methodology is suitable applied to the Cambrian and Lower-Middle Devonian carbonates, some doubts remain unresolved as regards to the age and origin of the Barrancos-Ferrarias-Bencatel carbonates, where was not possible to discriminate the Sr ratio signal of these carbonates from the signal of others.

ACKNOWLEDGEMENTS

Noel Moreira acknowledges Calouste Gulbenkian Foundation for the financial support and FCT PhD grant (SFRH/BD/80580/2011). The authors acknowledge the funding provided by ICT, under contract with FCT. Thanks to the reviewers (P. Huerta and I. Rosales) for the useful comments.

REFERENCES

Araújo, A., Piçarra de Almeida, J., Borrego, J., Pedro, J. y Oliveira, J.T. (2013): As regiões central e sul da Zona de Ossa-Morena, In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal* (Vol. I), Escolar Editora, Lisboa, 509-549.

Hubbard C. R. y. Snyder, R.L. (1988): RIR-Measurement and Use in Quantitative XRD, Powder Diffraction 3(2), 74.

Machado, G., Hladil, J., Slavík, L., Koptíková, L., Moreira, N., Fonseca, M. y Fonseca, P. E., (2010): An Emsian-Eifelian Calciturbidite sequence and the possible correlatable pattern of the Basal Choteč event in Western Ossa-Morena Zone, Portugal (Odivelas Limestone). *Geologica Belgica* 13 (4), 431-446.

McArthur, J.M., Howarth, R.J. y Shields, G.A. (2012): Strontium Isotope Stratigraphy. In: Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmotz M.D., Ogg G.M. (Eds.), *A Geologic Time Scale 2012* (Chapter 7), Elsevier, 127-144

Moreira, N., Araújo, A., Pedro, J.C., Dias, R. (2014): Evolução geodinâmica da Zona de Ossa-Morena no contexto do SW Ibérico durante o Ciclo Varisco. *Comunicações Geológicas* 101 (Vol. Especial I), 275-278.

Oliveira, J.T., Oliveira, V., Piçarra, J.M., 1991. Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comun. Serv. Geol. Port*. 77, 3-26.

Pereira, M.F., Solá, A.R., Chichorro, M., Lopes, L., Gerdes, A. y Silva, J.B. (2012): North-Gondwana assembly, break up and paleogeography: U–Pb isotope evidence from detrital and igneous zircons of Ediacaran and Cambrian rocks of SW Iberia. *Gondwana Research* 22 (3–4), 866-881.

Piçarra, J.M. (2000): *Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal.* Vol. I -.Litoestratigrafia do intervalo Câmbrico médio?-Devónico inferior, Vol. II - Bioestratigrafia do intervalo Ordovícico-Devónico inferior. PhD Thesis (unpublished), Évora University, Portugal.

Santos, J.F., Mata, J., Ribeiro, S., Fernandes, J. y Silva, J. (2013): Sr and Nd isotope data for arc-related (meta) volcanics (SW Iberia), *Goldschmidt Conference Abstracts*, 2132.

Vera, J.A., (Eds.), 2004. *Geología de España*. SGE y IGME, 884pp.

De la Cuenca Interior de Galicia (NW Iberia), las Masas de Hielo Noratlánticas y la procedencia de los IRD

About the Galicia Interior Basin (NW Iberia), the North Atlantic Ice Sheets and IRD provenance

M. Plaza-Morlote[1], D. Rey[1], J.F. Santos[2], S. Ribeiro[2], D. Heslop[3], A. Bernabéu[1], K.J. Mohamed[1], B. Rubio[1] y V. Martíns[4]

1 Departamento de Xeociencias Mariñas, Universidade de Vigo, Vigo, España. m.plaza.morlote@uvigo.es
2 Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Aveiro, Portugal. jfsantos@ua.pt
3 Research School of Earth Sciences, Australian National University Canberra, Australia. david.heslop@anu.edu.au
4 Departamento de Paleontología, Faculdade de Geología, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Brazil. virginia.martins@ua.pt

Resumen: En este estudio se presentan y discuten los resultados referentes a la procedencia de los Detritos de Hielo a la Deriva (IRD) asociados a los últimos seis Eventos de Heinrich (HE) en el Margen Noroeste de Iberia. La investigación se basa en la firma isotópica del neodimio y el estroncio de la fracción detrítica gruesa de los sedimentos del sondeo CI12PC3, recogido de la Cuenca Interior de Galicia (Atlántico NE). Se trata del segundo trabajo referente a la procedencia de IRD en el NW del Margen Ibérico, tras los hallazgos efectuados por Martins et al. (2013), y el primero en presentar resultados de procedencia relativos a los últimos seis HE en dicho margen.

Palabras clave: Neodimio, Eventos de Heinrich, Masa de Hielo Europea, NW Margen Ibérico, Último Periodo Glaciar.

Abstract: *In this study they are presented and discussed the results relating to the Ice Rafted Detritus (IRD) provenance of the last six Heinrich Events (HE) in the North West Iberian margin. The research is based on the Neodymium and Strontium isotopic fingerprint in the coarse detrital fraction of the sediment core CI12PC3, from the Galicia Interior Basin (NE Atlantic). This is the second work concerning to the IRD provenance in the NW Iberian Margin, after the findings made by Martins et al. (2013), and the first one to present provenance results for the last six HE in this margin.*

Key words: *Neodymium, Heinrich Events, European Ice-Sheet, NW Iberian Margin, Last Glacial Period.*

INTRODUCCIÓN

Pocos temas han centrado tanto la atención entre la comunidad paleoclimática cuaternaria como lo han hecho los Eventos de Heinrich (HE). Estos eventos se definen como episodios de descarga masiva de icebergs en el Atlántico Norte (Heinrich, 1988). Su derretimiento dio lugar a la formación de niveles enriquecidos en material detrítico exótico (*Ice Rafted Detritus*: IRD) en el fondo oceánico, originando las denominadas capas de Heinrich (HLs). Estos depósitos ocupan grandes extensiones en el Atlántico Norte, y son especialmente importantes en el denominado cinturón de Ruddiman (Ruddiman, 1977).

Las HLs que aparecen en el Margen Ibérico Atlántico están fuera del cinturón de Rudiman, se denominan distales y tienen características composicionales propias (i.e. Thouveny et al., 2000; Rey et al., 2008). El estudio de su procedencia aporta información muy valiosa acerca de la dinámica de las masas de hielo que exportan IRD a esta zona (Martins et al., 2013).

El objetivo de este trabajo es establecer la procedencia de los IRD asociados a los últimos seis Eventos de Heinrich (HE) en una zona distal de sedimentación de IRD, a través de la composición isotópica del neodimio y el estroncio de los sedimentos terrígenos, ampliamente utilizados como indicadores de procedencia (Martins et al., 2013; Toucanne et al., 2015).

ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se localiza en la Cuenca Interior de Galicia, en el NW del Margen Ibérico (Fig. 1.).

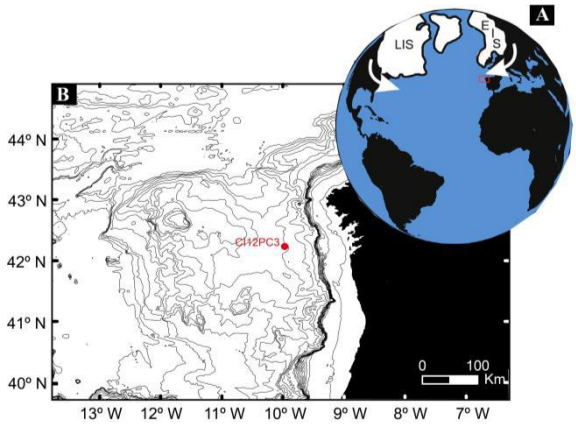


FIGURA 1. *A) Extensión aproximada de la Masa de Hielo Europea (EIS) y la Masa de Hielo Laurentina (LIS). El recuadro rojo marca el área de estudio que se detalla en la imagen b. (modificado de Toucanne et al., 2015). B) Situación del sondeo CI12PC3 estudiado, en la Cuenca Interior de Galicia.*

Se trata de una cuenca intratalud de 150 km de ancho por 300 km de largo, situada entre los 2800 y los 4000 m de profundidad.

Los sedimentos terrígenos de esta zona son aportados principalmente por los ríos Duero y Miño, y proceden del drenaje de cinturón Varisco Ibérico (Farías et al., 1987; Martins et al., 2013), así como del retrabajamiento de materiales de la plataforma y talud continentales. Además durante el Último Periodo Glaciar la zona ha estado sometida a descargas eventuales de IRD (Martins et al., 2013).

MATERIAL Y MÉTODOS

Este trabajo se basa en análisis multiproxy efectuados sobre el testigo de pistón CI12PC3 de 498 cm de longitud. Dicho testigo fue recogido durante la campaña oceanográfica GALINCLIMARCH en la Cuenca Interior de Galicia (NW Iberia), en las coordenadas de latitud 42º18'38''N y longitud 10º0'16''W, a una profundidad de 2530 m (Fig.1).

Se efectuaron análisis de: 1) hierro (Fe) y titanio (Ti) por Fluorescencia de Rayos X (XRF) por medio de un escáner de alta resolución Itrax^{TM}; 2) carbono inorgánico total (TIC) utilizando el Macroanalizador elemental LECO CNS2000, para estimar el porcentaje de $CaCO_3$ a través de la formula TIC × 100/12; 3) tamaño de grano a través de un Coulter LS13320 (Beckman); 4) estudio petrográfico mediante Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) JEOL JSM-6700f operando en modo de retrodispersados; 5) medidas de susceptibilidad magnética por unidad de masa usando un Kappabridge KLY3; 6) determinación de propiedades magnéticas de histéresis efectuadas en el CENIEH en Burgos; 7) curvas termomagnéticas en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos; 8) relaciones isotópicas de neodimio y estroncio llevadas a cabo en la Universidade de Aveiro; 9) 11 determinaciones de edad radiocarbónica por AMS realizadas por Beta Analytic Inc.

RESULTADOS

El testigo CI12PC3 está constituido principalmente por sedimentos terrígenos de grano fino, arcillas-limos líticos (Fig. 2). Presenta tres facies principales: hemipelágicas con una fuerte componente biogénica (30-60% de $CaCO_3$), puramente hemipelágicas (9-30% de $CaCO_3$) y detríticas (HLs), ricas en óxidos de Fe y Ti (Figs. 2 y 3).

Propiedades magnéticas

El perfil de susceptibilidad magnética (Fig. 2) muestra el patrón característico de alternancia de picos máximos típico del Atlántico Norte asociado con las HLs (Hemming et al., 2004 y trabajos citados en él).

Las muestras aparecen a lo largo del campo de mezcla de los estados de monodominio (SD) y multidominio (MD) para la magnetita, correspondiéndose con el campo de transición de granos pseudo-monodominio (PSD) en el diagrama de Day (Day et al., 1977; Dunlop, 2002; Fig. 4).

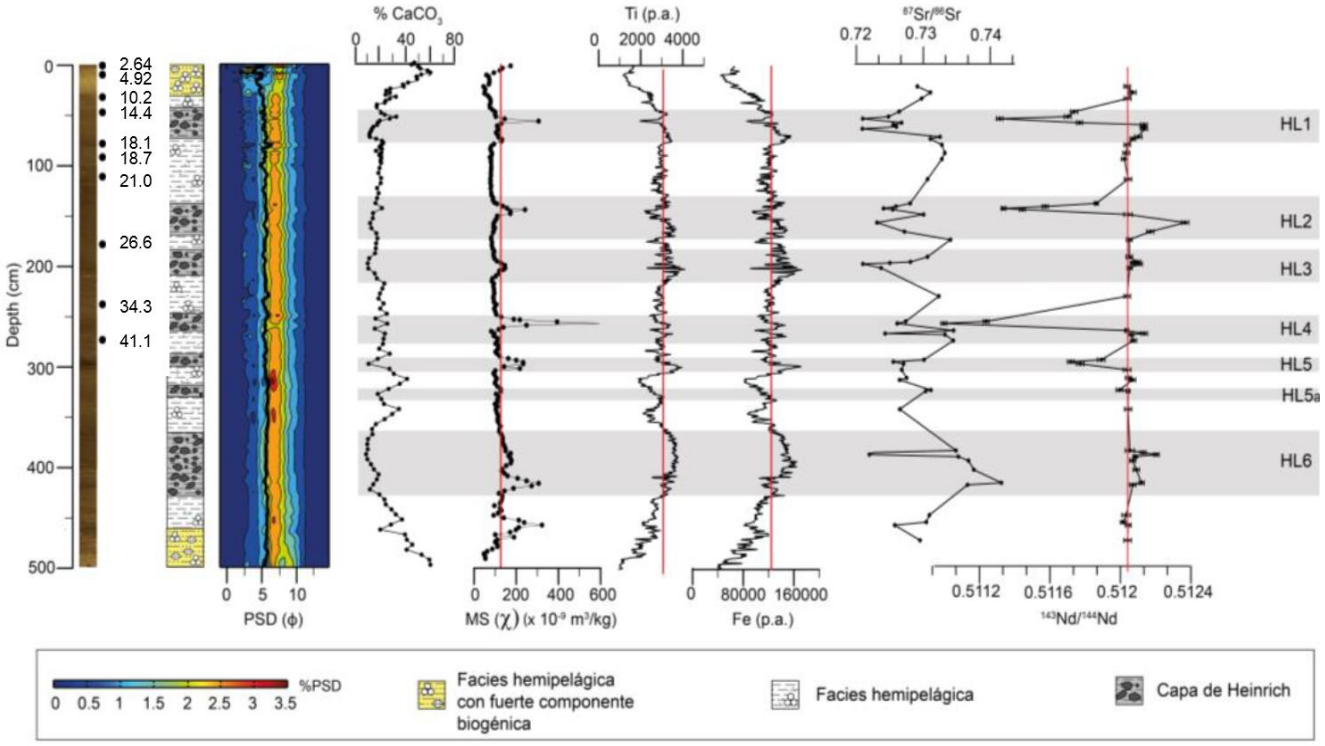


FIGURA 2. Datos del testigo del sondeo CI12PC3 (de izda. a dcha.): fotografía con las posiciones de las dataciones (Ka), facies sedimentarias, distribución de tamaño de grano (media del tamaño resaltada en negro), % $CaCO_3$, Susceptibilidad magnética normalizada a la masa, Ti (áreas pico), Fe (áreas pico), $^{87}Sr/^{86}Sr$ y $^{143}Nd/^{144}Nd$.. Los rectángulos grises marcan la localización de las seis últimas capas de Heinrich.

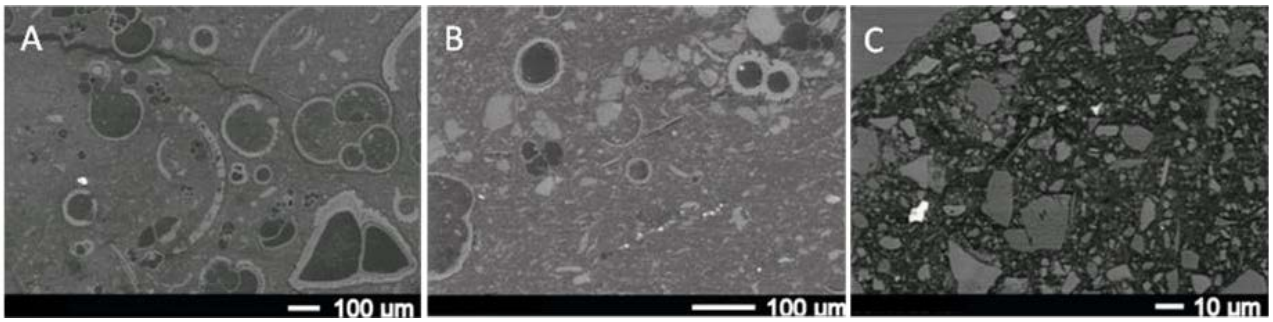


FIGURA 3 Imágenes SEM en modo de retrodispersados de las tres facies descritas. A) Hemipelágicas con fuerte componente biogénica; B) Puramente hemipelágicas; C) HLs.

Las muestras procedentes de las HLs se proyectan en la sección de grano más grueso de la línea de mezcla SD-MD, y próximas al MD; mientras que las muestras que corresponden a los niveles hemipelágicos se encuentran en el segmento de grano más fino, cercanas al SD (Fig. 4). Esta tendencia es corroborada por los análisis termomagnéticos y las curvas de inversión de primer orden (FORCs), que indican características típicas de la magnetita MD en las HLs, y de magnetita SD en los niveles hemipelágicos. Estos resultados son consistentes con los análisis sedimentológicos y de SEM (Figs. 2 y 3). Consecuentemente las propiedades magnéticas se han utilizado para identificar las HLs.

Contenido de Fe y Ti

Los perfiles de Fe y Ti muestran una correlación alta y muy significativa ($R=0.973$; $p<0.01$) lo que indica que sus variaciones responden a un proceso o fuente común. Toucanne et al. (2015) observan también una alta correlación y elevados valores de ambos elementos durante los HE; por lo que en este trabajo también se han usado los perfiles de Fe y Ti como indicadores de HL, además de las propiedades magnéticas.

Isotopos de Nd y Sr

Las muestras analizadas presentan valores de $^{143}Nd/^{144}Nd$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$ que varían desde 0.510999 a 0.512204 y desde 0.720901 a 0.741669, respectivamente. Los valores de fondo para el ratio $^{143}Nd/^{144}Nd$, entendiendo de fondo como aquellos que se han obtenido de las facies hemipelágicas, presentan valores comprendidos entre 0.512016 ($\varepsilon_{Nd} = -12.1$) y 0.512069 ($\varepsilon_{Nd} = -11.1$). Por su parte, los valores de fondo para el ratio $^{87}Sr/^{86}Sr$, varían de 0.726466 a 0.734055. Estos resultados se ajustan al rango de composiciones isotópicas europeas (Grousset et al., 2000), y se corresponden con valores obtenidos en sedimentos detríticos en las desembocaduras de diversos ríos que drenan materiales de las cordilleras variscas (Bayon et al., 2015).

Los valores obtenidos para las HLs presentan valores inferiores a ε_{Nd} =-12.1 y/o superiores a ε_{Nd} = -11.1; correspondiéndose en cualquiera de los casos con valores isotópicos foráneos a la zona de estudio. Estos valores concuerdan con resultados previos obtenidos en HLs de áreas cercanas (Martins et al., 2013).

DISCUSIÓN

Identificación y procedencia de IRD en el NW del Margen Ibérico

Los resultados magnetomineralógicos permiten detectar poblaciones de minerales magnéticos exóticos que presentan tamaños y mineralogías magnéticas ajenas al medio de sedimentación local/regional.

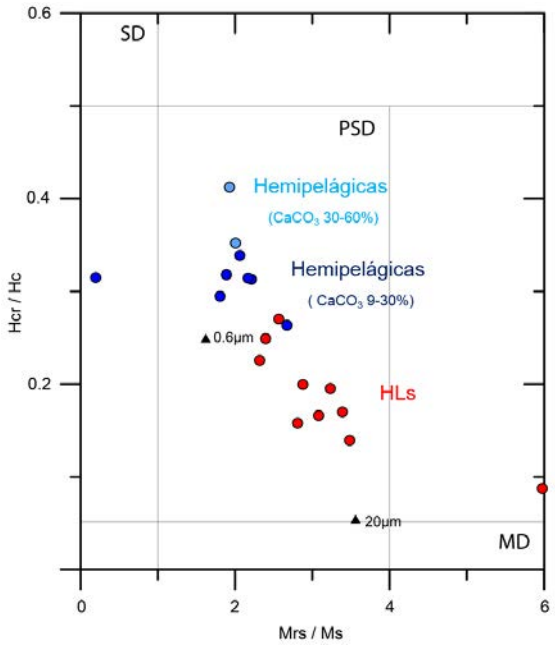


FIGURA 4. Diagrama de Day (Day et. al, 1977) para el testigo CI12PC3. Los triángulos negros representan tamaños de magnetitas naturales (Dunlop, 2002).

Las HLs en la zona de estudio se identifican por: (a) un incremento local de en torno a un orden de magnitud en la amplitud de los picos de susceptibilidad magnética (Fig. 2); (b) un aumento del tamaño de grano magnético (Fig. 4); (c) distribuciones de FORC características de granos multidominio y (d) mineralogías magnéticas características de las HLs.

Por su parte, la determinación de la extensión vertical de las HLs se basó en el establecimiento de valores umbral de los perfiles de Fe y Ti.

En lo referente a procedencia, la firma isotópica de los IRD en la secuencia sedimentaria estudiada muestra dos procedencias principales, Laurentina y Europea. Los valores de $\varepsilon_{Nd} < -15$ ($^{143}Nd/^{144}Nd= 0.511870$) se corresponden con procedencia Laurentina (provincia canadiense) y/o desde el oeste de Groenlandia, mientras que los valores de $\varepsilon_{Nd} > -15$ (en ocasiones >-10) se vinculan con un origen Europeo (Grousset et al., 2000).

La Masa de Hielo Laurentina (LIS) ha sido considerada hasta el momento como la masa de hielo clave en los HE. Sin embargo, en nuestra ubicación geográfica resalta de manera notable la importancia de la Masa de Hielo Europea (EIS), ya que los últimos seis HE muestran IRD cuya firma isotópica señala a esta masa (Fig. 2).

CONCLUSIONES

Los resultados derivados del testigo CI12PC3 situado en el NW de Iberia muestran que la procedencia de los sedimentos detríticos de la zona están controlados por variaciones en la contribución del material detrítico de la cadena Varisca Ibérica y de material detrítico foráneo depositado durante los HE.

Los icebergs que alcanzaron la Cuenca Interior de Galicia durante el último periodo glaciar proceden principalmente de la EIS, ya que su firma isotópica aparece en las últimas seis HLs , y en segunda instancia de la LIS.

AGRADECIMIENTOS

M.P.M. agradece a la Universidade de Vigo su beca predoctoral. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto MINECO CGL2010-16688 y XUNTA EM2012/142 así como por el Programa de Consolidación y estructuración de Unidades de Investigación Competitiva de la Xunta.

REFERENCIAS

Bayon, G., Toucanne, S., Skonieczny, C., André, L., Bermell, S. Cheron, S., Dennielou, B., Etoubleau, J., Freslon, N., Gauchery, T., Germain, Y., Jorry, S.J., Ménot, G., Monin, L., Ponzevera, E., Rouget, M.-L., Tachikawa, K. y Barrat, J.A. (2015): Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 170: 17-38.

Day, R., Fuller, M. y Schmidt, V.A. (1977): Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13: 260-267.

Dunlop, D.J. (2002): Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*, 107: 2056.

Farías, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo de Maciá, J.G. y Rodríguez Fernández, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia. *Memórias Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Porto,* 1: 411-431.

Grousset, F.E., Pujol, C., Labeyrie, L., Auffret, G. y Boelaert, A. (2000): Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behaviour of the European ice sheets? *Geology*, 28: 123-126.

Heinrich, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29: 142-152.

Hemming, S.R. (2004): Heinrich Events: massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Review of Geophysics*, 42: 1-43.

Martins, V., Santos, J.F., Mackensen, A., Dias, J.A., Ribeiro, S., Moreno, J.C., Soares A.M., Frontalini, F., Rey, D. y Rocha, D. (2013): The sources of the glacial IRD in the NW Iberian Continental Margin over the last 40 ka. *Quaternary International*, 318: 128-138.

Rey, D., Rubio, B., Mohamed, K., Vilas, F., Alonso, B., Ercilla, G. y Rivas, T. (2008): Detrital and early diagenetic processes in Late Pleistocene and Holocene sediments from the SW Galicia Bank inferred from high-resolution enviromagnetic and geochemical records. *Marine Geology*, 249: 64-92.

Ruddiman, W.F. (1977): Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat 40 to 65N). *Geological Society of America Bulletin*, 88: 1813-1827.

Thouveny, N., Moreno, E., Delanghe, D., Candon, L., Lancelot, Y., Shackleton, N.J. (2000): Rock magnetic detection of distal icerafted debris: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 180: 61-75.

Toucanne S., Soulet G., Freslon N., Jacinto R. S., Dennielou B., Zaragosi S., Eynaud F., Bourillet J.F. y Bayon G. (2015): Millennial-scale fluctuations of the European Ice Sheet at the end of the last glacial, and their potential impact on global climate. *Quaternary Science Reviews*, 123: 113-133.

Travertinos actuales (El Saladillo, Murcia) y fósiles (Azuaje, Gran Canaria): mismas facies en contextos geológicos distintos

Active (El Saladillo, Murcia) and fossil (Azuaje, Gran Canaria) travertines: similar facies in different geological settings

A. Rodríguez-Berriguete[1], M.A. Bustillo[2] y A.M. Alonso-Zarza[1]

1 Dpto. Petrología y Geoquímica. Fac. CC Geológicas, UCM-IGEO (CSIC). José Antonio Novais 12, 28040, Madrid. * arberriguete@ucm.es.
2 MNCN-CSIC. José Gutiérrez Abascal 2, 28006, Madrid

Resumen: En este trabajo se compara un travertino de un sistema activo (El Saladillo, Murcia) con uno fósil (Azuaje, Las Palmas) posiblemente Holoceno. Los dos presentan facies y mineralogías similares. En ambos el mineral dominante en las zonas cercanas a las surgencias es el aragonito (agregados esferulíticos) que disminuye distalmente, a favor de la calcita (morfologías trigonales). Las facies características son: *shrubs*, burbujas calcificadas, costras laminares, granos con cubiertas y micríticas con diatomeas. En conjunto ambos depósitos corresponden a un sistema de pozas y cascadas. El fuerte desequilibrio químico que caracteriza la zona de surgencia y su tendencia a equilibrarse aguas abajo son los responsables de la mineralogía, las facies, y de la variación de ambas a lo largo del sistema.

Palabras clave: aragonito, esferulitos, temperatura, calcita.

Abstract: *An active travertine (El Saladillo, Murcia) and a fossil travertine (Azuaje, Las Palmas) have been compared in the present work. Both travertines show similar facies and mineralogy despite their formed under different geological settings (sedimentary and volcanic respectively). Aragonite, usually as spherulitic crystal aggregates, is the dominant mineral phase close to the spring. Aragonite content diminishes distally to spring, whereas trigonal calcite crystals become to be the dominant mineral phase. Characteristic facies found in both deposits are: shrubs, coated bubbles, laminated crusts, coated grains, and micrite deposits containing abundant diatoms. These deposits correspond to spring-fed pool-cascade systems. Strong chemical disequilibrium close to spring and downflow trend to chemical equilibrium control facies, mineralogy, and their variations along the system.*

Key words: *aragonite, spherulites, temperature, calcite.*

INTRODUCCIÓN

Se comparan un travertino de un sistema activo (El Saladillo, Murcia) y otro fósil (Azuaje, Gran Canaria) posiblemente Holoceno, formados en contextos geológicos muy diferentes, pero que poseen similitudes en facies y mineralogía. La comparación entre los depósitos del sistema activo y los del fósil proporciona información acerca de las condiciones de formación del último.

El travertino de El Saladillo (Mazarrón, Murcia) (Fig. 1A) comenzó a formarse a partir de un sondeo de 535 m realizado en 1985 sobre arenas, margas y arcillas Miocenas, hasta alcanzar el sustrato Triásico-Paleozoico. Las aguas emergen del pozo con caudales de 12 l/s y temperaturas de 51 ˚C (Informe IGME). Se han medido temperaturas de 47.2-48.4 ˚C y pH de 6.88 en la poza adyacente al punto de salida del agua (Pinuaga et al., 2000; Moreno-Merino y Martínez-Parra, 2003; Bustillo y Aparicio, 2013). La composición del agua ha variado entre sulfatada-sódica y sulfatada-clorurada-sódica (Arana, 2007). Los depósitos se extienden varias decenas de metros, formando una sucesión de pozas y estrechos canales que drenan el agua hacia una rambla cercana (Bustillo y Aparicio, 2013).

El travertino del Barranco de Azuaje (Norte de Gran Canaria) (Fig. 1B) se formó sobre rocas volcánicas Pliocenas a Pleistocenas. El sistema ha sido interpretado como un conjunto de manantiales que tienen su salida en las paredes del barranco formando travertinos *perched*, y un sistema fluvial escalonado con una sucesión de pozas, barreras y cascadas en el fondo del barranco (Rodríguez-Berriguete et al., 2012). Cada depósito individualmente tiene 10-30 m de longitud, mientras que el sistema completo supera los 1.5 km.

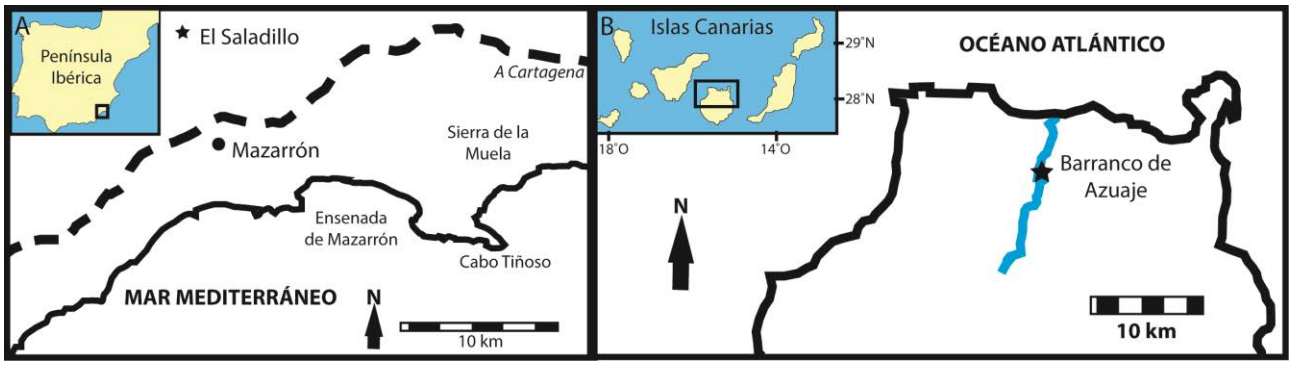


FIGURA 1. *Localización de las dos áreas de estudio. A. El Saladillo, en la provincia de Murcia, al Norte de Mazarrón (La línea discontinua es la AP-7). B. Barranco de Azuaje en el Norte de la isla de Gran Canaria.*

METODOLOGÍA

El estudio mineralógico se llevó a cabo mediante Difracción de Rayos X (DRX), mediante diagramas de polvo total, utilizando un Equipo PHILIPS modelo PW1710, equipado con monocromador de grafito. El estudio petrológico fue realizado por microscopía óptica convencional y microscopía electrónica de barrido (MEB). En MEB se trabajó sobre fragmentos de muestras metalizadas con oro, con un equipo FEI Inspect, realizándose a la vez análisis químicos puntuales por energía dispersiva (EDS), con un equipo OXFORD Inca.

MINERALOGÍA Y MICROFACIES

En ambos travertinos es difícil encontrar facies formadas únicamente por aragonito o por calcita, siendo normal que los depósitos sean mixtos, aunque en función de las zonas predomine uno u otro (proximal >80% aragonito). Los óxidos y oxi-hidróxidos son comunes (Azuaje < 10%; Saladillo, hasta 15%) en ambos casos, principalmente los de Fe, aunque en Azuaje aparecen también de Mn. Se observan además cantidades menores de filosilicatos y minerales de origen volcánico en Azuaje, mientras que en El Saladillo aparecen cantidades menores de cuarzo, y a veces yeso, thenardita y otras sales, correspondientes a eflorescencias comunes en ramblas de la zona. En ambos casos se observa una tendencia de proximal (en o cerca de la/s surgencia/s) a distal (partes más alejadas de la/s surgencia/s) a la disminución en la proporción de aragonito y oxi-hidróxidos, y al incremento en la cantidad de calcita. Varias de las microfacies encontradas en El Saladillo son similares a las de los depósitos fósiles del Barranco de Azuaje. Ejemplos de esto son:

Shrubs: en el depósito fósil de Azuaje se encuentra una gran diversidad de morfologías de agregados arborescentes con texturas tanto fibrosas primarias, como masivas debidas a cementación-recristalización. Estas últimas también se encuentran en El Saladillo (Fig. 2). En todos los casos se observan extinciones ondulantes con nícoles cruzados.

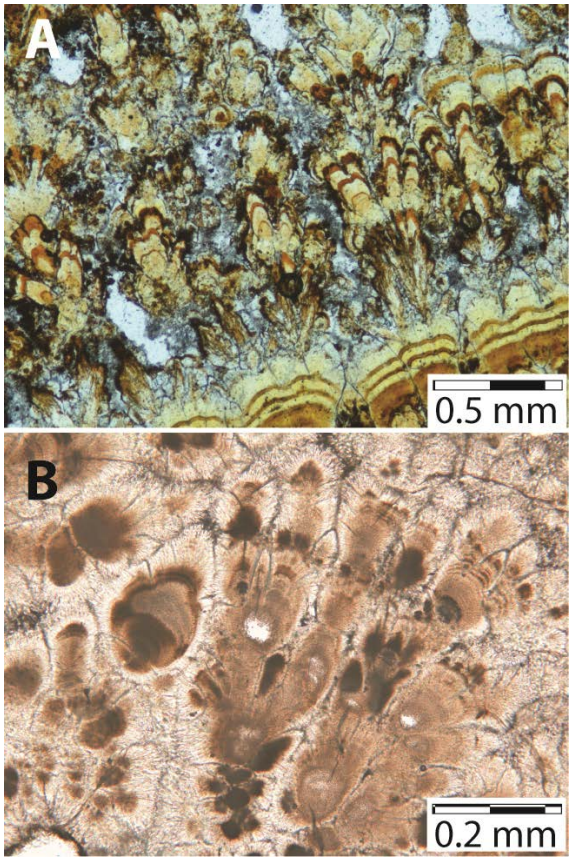


FIGURA 2. *Shrubs mostrando un desarrollo arborescente en A. el travertino activo de El Saladillo; B. en el travertino fósil de Azuaje.*

Burbujas calcificadas: En ambos travertinos se encuentran facies de burbujas recubiertas por 10-50 µm de micrita-microesparita que frecuentemente se engrosa hacia la parte inferior (Fig. 3). En Azuaje, algunas burbujas tienen recubrimientos formados por cristales aciculares, e incluso prismáticos que crecen dentro de matrices micríticas o cristalinas gruesas (en parte por cementación y/o recristalización).

Costras laminadas: son laminaciones alternantes claro-oscuro. Presentan morfologías de adaptación al sustrato, y se caracterizan por tener morfología ondulada (crenulación). En ocasiones las láminas son micríticas aunque son habituales las formadas por

cristales aciculares de 70-400 µm dispuestos en empalizada. En algunos casos estas laminaciones aparecen dentro de una estructura formada por abanicos adosados los unos a los otros lateralmente.

Granos con cubiertas: Los oncoides son comunes, presentando núcleos intraclásticos en El Saladillo y Azuaje. Las envueltas alternan entre láminas porosas, generalmente de mayor espesor, y láminas densas y de poco espesor. El tamaño de los oncoides de ambos depósitos varía desde pocos milímetros a varios centímetros.

Micrita con diatomeas: Es frecuente encontrar abundantes diatomeas mezcladas con aragonito y calcita en depósitos de poza de ambos travertinos. Las diatomeas aparecen en pozas en posición distal al manantial, donde el agua tiene una temperatura inferior a 36 ˚C. La proporción de diatomeas es baja, constituyendo menos del 5% de esta facies.

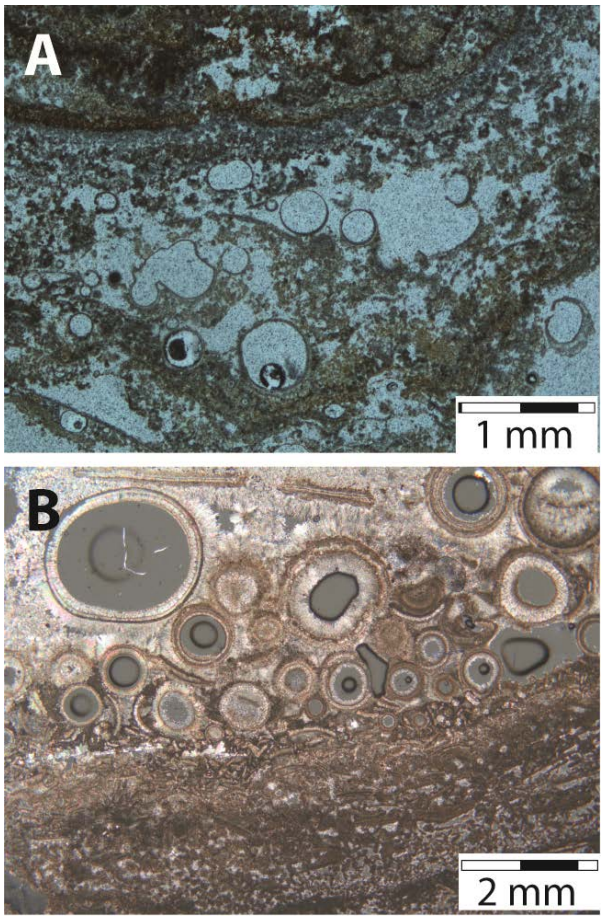


FIGURA 3. *A. Burbujas calcificadas micríticas de El Saladillo; B. Burbujas calcificadas micríticas y esparíticas de Azuaje.*

Los agregados de cristales de aragonito observados tanto en El Saladillo como en Azuaje, presentan frecuentemente morfologías radiales de tipo esferulítico (Fig. 4), en abanico, y en mancuerna entre otros. Estos agregados de cristales presentan tamaños de 5 a más de 50 µm y están asociados a facies tales como costras laminares, e incluso a facies de poza. En Azuaje además es común encontrar fibras de aragonito en empalizada (disposición normal a la superficie sobre la que se desarrollan). La calcita se encuentra frecuentemente con morfologías trigonales en ambos depósitos. En Azuaje también se encuentran cristales prismáticos y, más frecuentemente, equidimensionales. Estos últimos en ocasiones engloban en su interior agregados radiales de fibras aragoníticas, que pueden estar preservadas o no (este último caso, inversión aragonito-calcita).

DISCUSIÓN

En los dos sistemas estudiados, el aragonito es el mineral principal (>80%) en las zonas proximales y disminuye distalmente, conforme aumenta la proporción de calcita. Los principales factores que favorecen la precipitación de aragonito en lugar de calcita son (a) temperaturas superiores a 40-45 ˚C (Jones y Renaut, 2010), o (b) relaciones Mg/Ca superiores a 1 (Nader, 2007).

En El Saladillo la temperatura del agua sería favorable para la precipitación de aragonito, pero no así la relación Mg/Ca (< 0.5) (Arana, 2007). Por el contrario, la relación Mg/Ca > 1 de Azuaje sería favorable para la formación de aragonito, pero no así la temperatura estimada (<40 ˚C) (Rodríguez-Berriguete et al., 2012). La transición mineralógica sugiere que el aragonito precipita donde el agua tiene un desequilibrio químico más fuerte. Este desequilibrio queda reflejado en la morfología de los agregados cristalinos (esferulitos, dendritas, etc.) que van dejando paso a agregados de cristales más equidimensionales (Fernandez-Díaz et al., 1996; Jones y Renaut, 2010) aguas abajo. Además, la existencia de abundantes diatomeas en pozas distales al manantial indica el enfriamiento de esas aguas por debajo de los 36 ˚C.

La diferencia en contexto geológico se refleja en los minerales accesorios de ambos travertinos, siendo fácilmente relacionables con los respectivos sustratos de cada área. A pesar de la total diferencia de contextos geológico e hidrogeológico, la similitud de facies y mineralogías podría deberse a condiciones semejantes en ambos casos: aguas con altas saturaciones con respecto a calcita y aragonito, temperaturas relativamente elevadas y pH ligeramente ácidos a neutros. La tendencia a la disminución del grado de saturación, temperatura, pCO_2, e incremento en pH entre otros parece darse en ambos depósitos, tal y como ocurre en sistemas similares (Kele et al., 2011).

Las modificaciones diagenéticas (cementación, recristalización agradante, inversión aragonito-calcita) no solo se observan en los travertinos fósiles, sino también en los de sistemas activos. Esto sugiere que estos procesos diagenéticos son muy tempranos con respecto a la precipitación primaria.

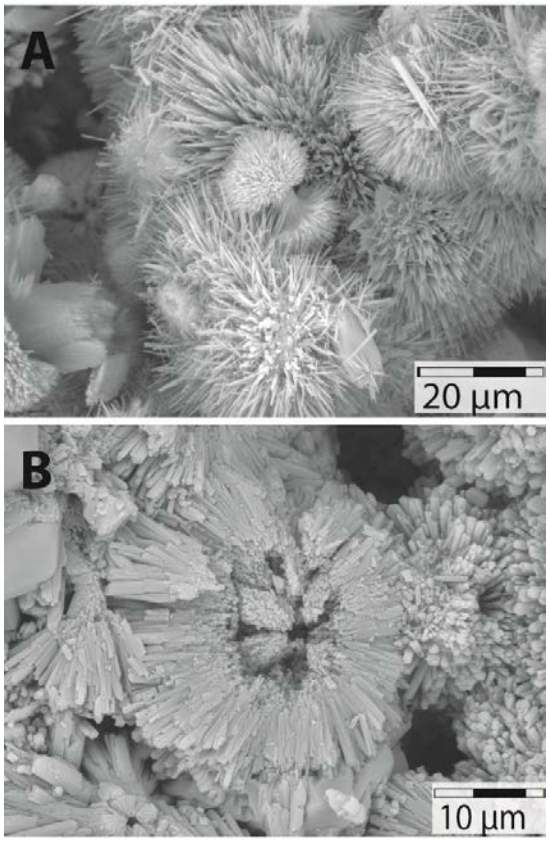


FIGURA 4. *Esferulitos observados al microscopio electrónico de barrido, formados por cristales aciculares de aragonito de A. El Saladillo; B. Azuaje.*

CONCLUSIONES

La formación de aragonito en lugar de calcita en zonas proximales de travertinos estaría en relación con precipitación bajo fuerte desequilibrio químico. Dicho desequilibrio podría estar favorecido por la relativamente alta temperatura del agua y la elevada diferencia de pCO_2 entre agua y atmósfera. A medida que se tiende al equilibrio aguas abajo, se forma solo calcita.

La similitud mineralógica y textural entre dos sistemas formados en contextos geológicos tan diferentes sugiere que las condiciones físico-químicas del agua son el principal control del tipo de microfacies y su mineralogía (composición y morfología). La composición del sustrato ejerce un bajo control en dichos depósitos.

La observación de tendencias similares conforme aumenta la distancia al manantial, así como la similitud en microfacies sugieren condiciones similares de formación para ambos: temperaturas del agua de 40-50 ˚C tendiendo a disminuir distalmente y pH cercanos a 7.

La diagénesis en este tipo de sistemas es muy temprana, llegando a ocurrir poco tiempo después de la precipitación primaria.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por los proyectos CGL2014-54818-P (MINECO) y CGL-2011-27826-CO2-02 (MICINN). Es una contribución al Grupo de Investigación UCM 910404. Agradecemos a los Drs. C. Arenas y P. Huerta sus comentarios y sugerencias.

REFERENCIAS

Arana Castillo, R (2007): *El patrimonio geológico de la región de Murcia*. Academia de Ciencias de Murcia, 69 p.

Bustillo, M.A., y Aparicio, A. (2013). Estudio petrológico de los travertinos hidrotermales del sondeo geotérmico de "El Saladillo" (Mazarrón, Murcia). *Macla* 17, 25-26.

Fernandez-Diaz, L., Putnis, A., Prieto, M., Putnis, C. V. (1996). The role of magnesium in the crystallization of calcite and aragonite in a porous medium. *Journal of Sedimentary Research*, 66(3).

Jones, B., Renaut, R.W. (2010): Calcareous spring deposits in continental settings. En *Carbonates in continental settings.* Developments in Sedimentology 61, 177-224.

Kele, S., Özkul, M., Fórizs, I., Gökgöz, A., Baykara, M.O., Alçiçek, M.C., Németh, T., 2011. Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: new evidences of low temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. *Sedimentary Geology* 238, 191–212.

Moreno-Merino, L., Martínez Parra, M. (2003): Contenido en algunos elementos minoritarios de interés terapéutico o ambiental en las aguas minerales de la región de Murcia. *Schironia* 2, 10-17

Nader, F.H., 2007. Petrographic and geochemical study on cave pearls from Kanaan Cave (Lebanon). *International Journal of Speleology* 36, 39–50.

Pinuaga Espejel, J.I., Martínez Parra, M., Gonzalez Casal, I. (2000): Potencial hidromineral de la región de Murcia. En *Panorama actual de las aguas minerales y minero-medicinales en España*, López Geta J.A. y Pinuaga Espejel J.L. ed. Ministerio de Medio Ambiente IGME. 361-373.

Rodríguez-Berriguete, A., Alonso-Zarza, A.M., Cabrera, M.C., Rodríguez-González, A. (2012): The Azuaje travertine: an example of aragonite deposition in a recent volcanic setting, Gran Canaria Island, Spain. *Sedimentary Geology* 277-278, 61-71.

Neogene lithological units at the west end of the Guadalquivir Basin and their correlations with the Huelva-1 borehole (Huelva - Spain)

Unidades litológicas del Neógeno en el extremo oeste de la Cuenca del Guadalquivir y su correlación con el sondeo Huelva-1 (Huelva - España)

A. Salazar[1], J.C. Larrasoaña[2], M. Abad[3], E. Mayoral[4], J.N. Pérez-Asensio[5], M.L. González-Regalado[4], R. Martín-Banda[6], J. Civis[7] and M.P. Mata[1]

1 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), C/ La Calera, 1, 28760 - Tres Cantos (Spain). a.salazar@igme.es, p.mata@igme.es
2 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), C/ Manuel Lasala, 44 - 9º B, 50006 - Zaragoza (Spain). jc.larra@igme.es
3 Dpto. de Geología, Universidad de Atacama, Avd. Copayapu 485, Copiapó (Chile). manuel.abad@uda.cl
4 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva. Av/ 3 de Marzo, s/n. 21071 - Huelva (Spain). mayoral@dgeo.uhu.es , montero@dgeo.uhu.es
5 Dpto. d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franquès s/n. 08028 Barcelona (Spain), jn.perezasensio@ub.edu
6 Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. c/ José Antonio Novais, 2. 28004-Madrid (Spain). raquem08@ucm.es
7 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), c/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid (Spain). j.civis@igme.es

Abstract: A detailed surveying and a new geological map of the sheet at 1:50.000 number 999/1016 (Huelva - Los Caños), located at the west end of the Guadalquivir Basin, has been carried out. This data allows us to propose a new organization of the lithological units present at the west side of the Odiel River. These units include all the sedimentary record in this sector of the Guadalquivir Basin, ranging from Tortonian to Pliocene, but with shallower and coarser facies that are only present in this part of the basin. This fact is due to the location of the area, probably less subsiding due to a longer distance from Betic-Rif orogen. The lithological units are described concisely and a correlation with the core of the Huelva-1 borehole and with the outcrops of Huelva – Palos de la Frontera area is also proposed. The units are organized in a stack of sequences with a progradational pattern, typical of a basin margin, and highlighting a gradual reduction of the accommodation space in the late Messinian and during the Pliocene.

Key words: Guadalquivir Basin, Neogene, lithofacies, lithological units, stratigraphic correlation

Resumen: *Se ha realizado un reconocimiento detallado y un nuevo mapa geológico de la hoja a 1: 50.000 número 999/1016 (Huelva - Los Caños), situada en el extremo oeste de la Cuenca del Guadalquivir. Estos datos nos han permitido proponer una nueva organización de las unidades litológicas presentes en el lado oeste del río Odiel. Estas unidades incluyen el registro sedimentario completo de este sector de la Cuenca del Guadalquivir, que va desde Tortoniense al Plioceno, pero mostrando unas facies más someras y gruesas que solo están presentes en esta parte de la cuenca. Este hecho se debe a la ubicación de la zona, probablemente menos subsidente debido a su mayor distancia con respecto al orógeno Bético-Rifeño. Las unidades litológicas se describen de forma concisa y se propone también su correlación con el testigo del sondeo Huelva-1 y los afloramientos de la zona de Huelva - Palos de la Frontera. Las unidades litológicas se organizan formando un apilamiento de secuencias con un patrón progradacional, típico de un borde de cuenca, y ponen de manifiesto una reducción gradual del espacio de acomodación a finales del Messiniense y durante el Plioceno.*

Palabras clave: *correlación estratigráfica, Cuenca del Guadalquivir, Neogeno, litofacies, unidades litológicas*

INTRODUCTION

The Guadalquivir Basin (GB) is a foreland basin developed during the Neogene and Quaternary between the Betic Cordillera and the Iberian Massif (Sierro et al., 1996). The GB follow an ENE-WSW direction, formerly opened to the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean (Tortonian – early Messinian), but currently only towards the Atlantic (Gulf of Cadiz). As a result of the low-relief of the territory, the erodibility of the sediments and intense agricultural tillage and forestry works, the outcrops of Neogene series at the western end of the GB are still poorly researched. Additionally, the lithofacies of the sediments present remarkable differences, and correlations between the Neogene sediments located at the east and west sides of the Odiel River are difficult. A detailed surveying and new geological mapping (Salazar and Martín-Banda, in press) of the sheet at 1:50.000 number 999/1016 (Huelva - Los Caños) have provided a better knowledge of the Neogene deposits, showing a general westward lateral variation to coarser and shallower lithofacies. These new data allows us to propose a new organization of the lithological units in the area (Fig.

1). The lithological units located at the west side of the Odiel River (Cartaya - El Rompido and Aljaraque - El Portil areas) are described firstly, and a correlation with the core of the Huelva-1 borehole (Larrasoaña et al., 2008) and the well-documented outcrops of Huelva – Palos de la Frontera area (Mayoral and Pendón, 1986-87; Civis et al., 1987) is also proposed (Fig. 3).

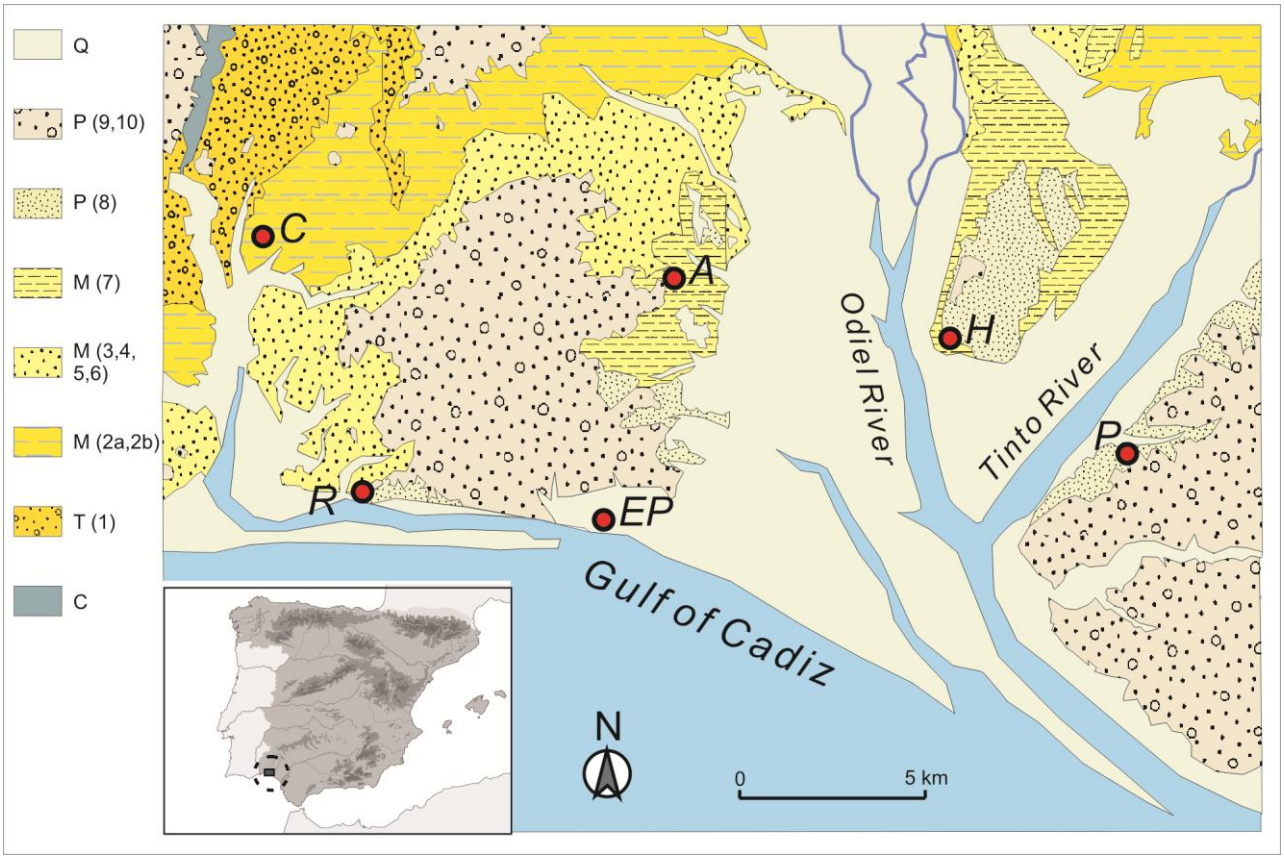


FIGURE 1. *Simplified geological map of sheet nº 999/1016 (Huelva - Los Caños). Locations: C = Cartaya, R = El Rompido, A = Aljaraque, EP = El Portil, H = Huelva, P = Palos de la Frontera. Units: C = Carboniferous, T = Tortonian, M = Messinian, P = Pliocene, Q = Quaternary. The numbers in brackets correspond to the lithologic units of Figure 3 and text.*

NEOGENE LITHOLOGICAL UNITS AT THE WEST OF ODIEL RIVER

The oldest Neogene sediments outcrop at the north of Cartaya, and are composed of 20 to 30 m of sands and gravels, with very few bioclasts (unit 1) and resting directly upon the Carboniferous substrate. Just over, a disconformity underlies 50-60 m of yellowish-grey silts (unit 2a; shoreface-offshore facies) with some bivalves, solitary corals and frequent bioturbation (local section at the highway A-49; Fig. 2). This unit grades westward into very fine sands and to clays and to calcareous silty clays upward and to the east (unit 2b; continental slope facies) and is overlaid by a set of coarsening - upward shoreface sands with abundant carbonate nodules, *Amussium cristatum* and cetaceans remains (unit 3), pointing to the beginning of a progradation (Fig. 2).

The sedimentation continues with 30-40 m of pale reddish-yellow poorly sorted sands (local section at Tojadillos quarry, near Aljaraque), with visible muscovite grains and intense bioturbation (unit 4; foreshore facies). Westward, this unit is overlaid by 10-20 m of reddish-brown sandy gravels with cut and fill structures, rip-up clasts, normal graded bedding, trough cross-stratification and imbricated clasts (unit 5; fluvial facies).

The overlying units 7 and 8 have different distribution and facies in the Aljaraque - El Portil area and Cartaya - El Rompido area. At Aljaraque – El Portil, 50-60 m of scarcely bioturbated grey mudstones with some fragments of bivalves crop-out extensively (unit 7; offshore facies) and is overlaid by unit 8, the early Pliocene Huelva Sand Formation of shoreface subenvironments (Civis et al., 1987). But at Cartaya – El Rompido the unit 7 is absent and the Huelva Sand rest directly over the fluvial unit 5 at El Rompido. Unit 8 contains 25-30 m of pale-yellow fine and very-fine silty sands, with abundant fossils and significant amounts of glauconite at the base (González-Regalado and Ruiz, 1988), with a thin bed of biocalcirudite at its base at El Rompido cliffs.

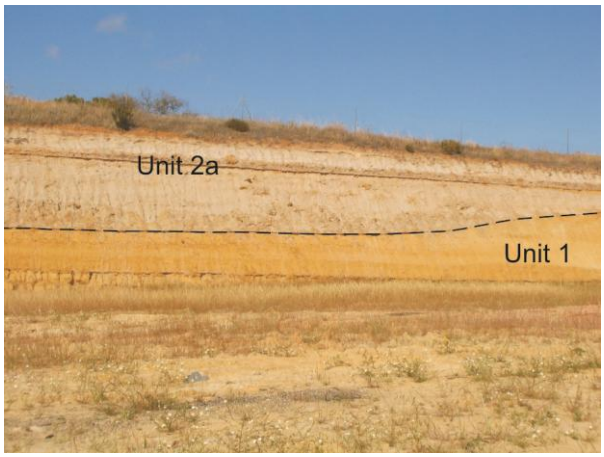


FIGURE 2. *Disconformity between unit 1 (equivalent to Niebla Formation) and unit 2a (equivalent to Gibraleón Formation) at the cut face of the highway A-49.*

The termination of all these formations is a truncation that allows the unit 9 to rest over, and partially cover, their outcrops. Unit 9 is composed by reddish grey to deep red sand, medium to coarse grained, becoming very coarse and gravely to the top (foreshore facies). The thickness is variable (from 3-4 m to more than 10 m in this area) and bioturbation is intense. Overlaying this unit appears a 3-10 m thick fluvial unit, composed of sand and gravel (unit 10), sometimes with ferruginous cement and tableland shape.

CORRELATION WITH HUELVA-1 BOREHOLE AND HUELVA – PALOS AREA

The unit 1 marks the beginning of the Miocene transgression (Fig. 3) and the presence of *Heterostegina* sp. ensures a Tortonian age and its correspondence with Niebla Formation (Civis et al., 1987; Abad, 2010). Unit 2a was studied by Sierro (1985) at Cartaya quarry, considering it within *Turborotalia humerosa* biozone (Tortonian). *Globigerinoides elongatus* and *Neogloboquadrina acostaensis* are present in unit 3, indicating a Messinian age. Therefore, both units must be considered as equivalents of the basal part of Tortonian-Messinian Gibraleón Clay Formation (Civis et al., 1987), but in shallower and coarse facies.

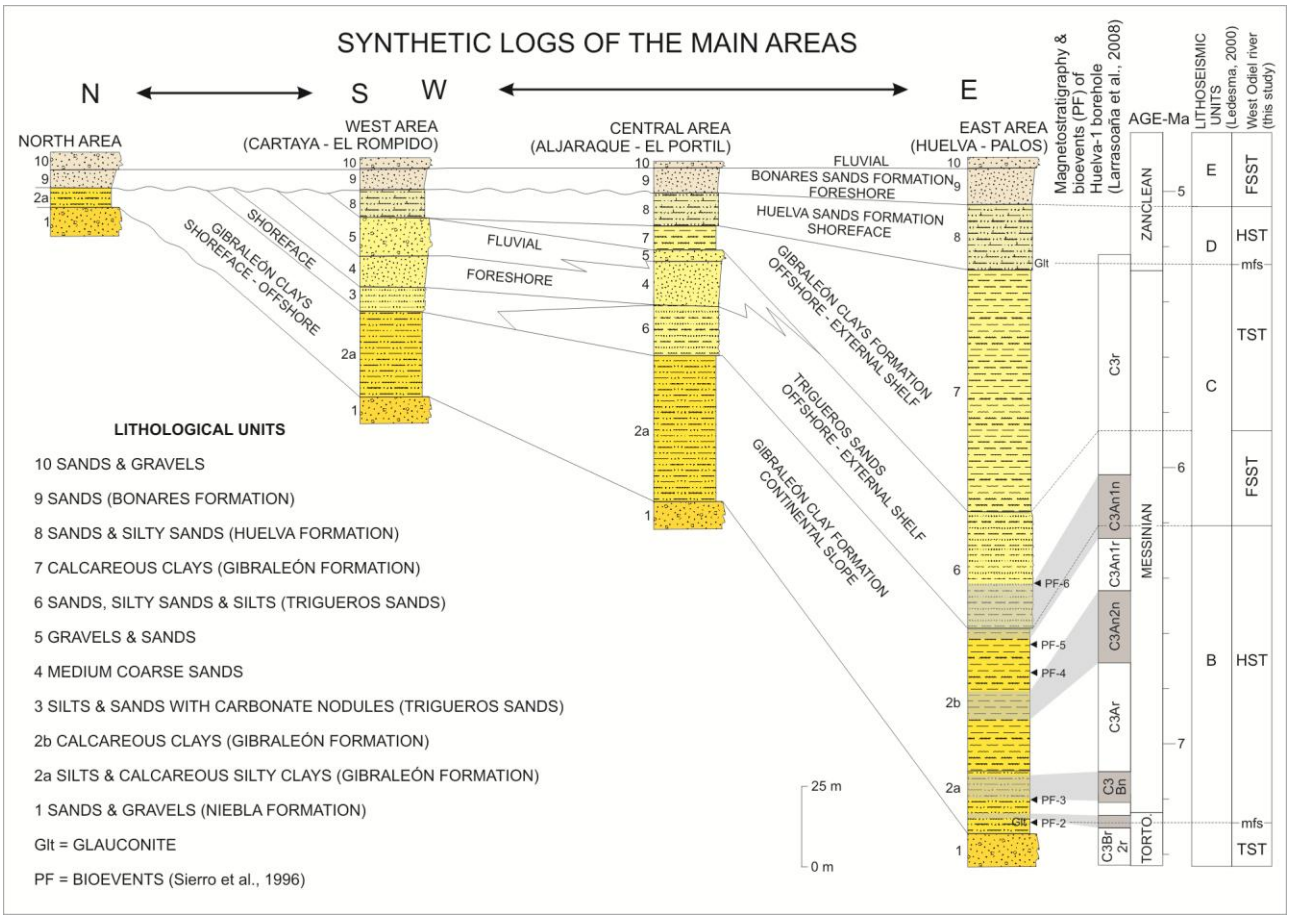


FIGURE 3. *Correlation panel of synthetic logs of the main areas (see location in Figure 1) with Huelva-1 borehole Huelva – Palos de la Frontera area. TST = transgressive systems tract, mfs = maximum flooding surface, HST = highstand systems tract, FSST = falling stage systems tract.*

The presence of *Globorotalia margaritae* in unit 7 allows us to correlate these sediments with the upper part of Gibraleón Clay, above the bioevent PF-6 (FO of *G. margaritae* group) of Sierro et al. (1996). Therefore, units 4 and 5 must also be considered Messinian. Both units conforms the upper part of a progradational sequence, in relation with the turbidites of unit 6 Trigueros Sand (Sierro et al., 1996). The equivalence of units 8 and 9 with Huelva Sand Formation and Bonares Sand Formation (Mayoral and Pendón, 1986-87) has been previously proposed by various authors (González-Regalado and Ruiz, 1988).

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Unit 1 has been interpreted as a transgressive system tract (TST) and units 2a and 2b as the subsequent highstand systems tract (HST); being the maximum flooding surface (mfs) the glauconitic levels near the boundary of both units (Sierro et al., 1996; Ledesma, 2000; Abad, 2010). At the northwest of Cartaya the boundary between Niebla (unit 1) and Gibraleón (unit 2a) formations is erosional (Fig. 2) and the typical glauconite level does not exist. This fact, due to local erosion within a context of widespread transgression, maybe interpreted in relation with a slight tectonic uplift.

Units 3, 4 and 5 show a progradational trend, contemporaneous with Trigueros Sand turbidites, therefore, in relation with the lithosismic unit C of Ledesma (2000), a regressive and progradational sequence linked to a forced regression, and in relation with the sea-level drop at chron C3r at the Montemayor-1 core (Pérez-Asensio et al., 2012). The following unit (unit 7; offshore facies) represents a new TST at the west side of Odiel River, with a transgressive surface at the base. The unit 8 has been considered a HST, with a mfs near the Miocene-Pliocene limit, by Sierro et al. (1996). Units 9 and 10 form the last stratigraphic sequence (Sierro et al., 1996; Ledesma 2000), with a clearly unconformity at the base of Bonares Sand Formation at the west side of Odiel River.

The location of the area, probably less subsiding due to a longer distance from Betic-Rif orogen, allowed the preservation of shallower facies, not present in other parts of the basin. The lithological units are organized in a stack of sequences with a progradational pattern, typical of a basin margin, and highlighting a gradual reduction of the accommodation space in the late Messinian and during the Pliocene.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was supported by the research project GUADALTYC (CGL2012-30875) and IGME funds (Proyecto para la actualización de 15 hojas del mapa geológico de España a escala 1:50.000 2002–2005; Plan de Edición de Cartografía Geológica y Geomorfológica del IGME 2013-2016).

REFERENCES

Abad, M. (2010): *La transgresión tortoniense en el margen pasivo de la cuenca del Guadalquivir: respuesta estratigráfica e implicaciones paleontológicas*. Tesis Doctoral, Univ. de Huelva, 510 pp.

Civis. J., Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Flores, J.A., Andrés, I., Porta, J. y Valle, M. (1987): El Neógeno marino de la provincia de Huelva: Antecedentes y definición de unidades litoestratigráficas. In: *Paleontología del Neógeno de Huelva* (Civis, J. ed.). Univ. Salamanca, Salamanca, 9-21.

González-Regalado Montero, M.L. y Ruiz Muñoz, R. (1988): Foraminíferos bentónicos de las arenas pliocenas de El Rompido (Provincia de Huelva). *Studia Geologica Salmanticensia*, 25: 187-204.

Larrasoaña, J.C., González Delgado, J.A., Civis, J., Sierro, F.J., Alonso Gavilán, G. y Pais, J. (2008): Magnetobiostratigraphic dating and environmental magnetism of Late Neogene marine sediments recovered at the Huelva-1 and Montemayor-1 boreholes (lower Guadalquivir basin, Spain). *Geo-Temas*, 10: 1175-1178.

Ledesma, S. (2000): *Astrobiocronología y estratigrafía de alta resolución del Neógeno de la Cuenca del Guadalquivir-Golfo de Cadiz.* Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 464 pp.

Mayoral, E. y Pendón, J.G. (1986-87): Icnofacies y sedimentación en zona costera. Plioceno superior (?), litoral de Huelva. *Acta Geologica Hispanica*, 1-22: 507-513.

Pérez-Asensio, J.N., Aguirre, J., Schmiedl, G. y Civis, J. (2012): Messinian paleoenvironmental evolution in the lower Guadalquivir Basin (SW Spain) based on benthic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 326-328: 135-151.

Salazar, A. y Martín-Banda, R. (in press): *Mapa Geológico de España 1:50.000, nº 999/1016 (Huelva – Los Caños), Edición digital.* IGME, Madrid.

Sierro, F.J. (1985): Estudio de los foraminíferos planctónicos, bioestratigrafía y cronoestratigrafia del Mio-Plioceno del borde occidental de la Cuenca del Guadalquivir (S.O. de España). *Studia Geologica Salmanticensia*, 21: 7-85.

Sierro, F.J., González Delgado, JA, Dabrio, C., Flores J.A. y Civis, J. (1996): Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). In: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 339-345.

Estructuras sedimentarias inducidas por obstáculos en los lagos someros efímeros de Lillo (Toledo) y Racetrack (EEUU): estudio comparativo

Obstacle-induced sedimentary structures on playa lakes of Lillo (Central Spain) and Racetrack (USA): comparative study

M.E. Sanz-Montero[1], J.P. Rodríguez-Aranda[2] y Ó. Cabestrero[1]

1 Dpto. de Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, UCM, 28040, Madrid. mesanz@ucm.es, ocabestr @ucm.es
2 Dpto. de Didáctica de Ciencias Experimentales, Facultad de Educación, UCM, 28040, Madrid, juanparo@ucm.es

Resumen: En este trabajo se analiza la formación de marcas de erosión dejadas por corrientes de agua, así como las marcas originadas por piedras y otros objetos arrastrados por la corriente en lagunas muy llanas y someras de La Mancha (humedal salino de Lillo, Toledo) y de Death Valley (Racetrack playa, EEUU). Asimismo se documenta la frecuente asociación de estas marcas con diferentes estructuras bióticas (tapices microbianos fragmentados, burbujas de gas, poros, materia orgánica, etc.) que juegan un papel en el desarrollo y preservación de tales rasgos. Dada la naturaleza extremadamente somera y plana de estos cuerpos de agua, la presencia de marcas de erosión en su superficie, especialmente el desarrollo de largos surcos dejados por rocas, no se comprende plenamente aún y es objeto de controversia. Mediante detallados y continuados estudios morfológicos, sedimentarios, hidrodinámicos y meteorológicos en las lagunas manchegas, con el apoyo de los análisis comparativos llevados a cabo en Racetrack playa, se reconstruye la formación de tales estructuras. Su génesis comienza con la excavación de un *scour* alrededor de los objetos que actúan como obstáculos para las corrientes y puede continuar con el arrastre del objeto, en uno o varios episodios, lo cual causa la formación de un surco. El reconocimiento de estructuras tan indicativas, puede aportar información muy útil en la reconstrucción de paleoambientes, especialmente en series yesíferas.

Palabras clave: piedras deslizantes, marcas de erosión, obstáculos, lagunas yesíferas,

Abstract: *In this work, we describe and analyse the formation of erosional and depositional marks produced around obstacles (stones) by unidirectional currents in Racetrack playa (Death Valley, USA) and in three playa-lakes of La Mancha (central Spain). These structures are associated with long and curvilinear grooves lefts behind by stones (sailing stones). The common association of these erosional and/or depositional marks with different biotic features (microbial mat fragments, gas bubbles, pores, organic matter, etc.) is also documented. Given the extremely shallow and flat nature of the playa lakes, the occurrence of erosion marks on its surface, especially the long furrows left by rocks, is not yet fully understood and remains controversial. Through continued and detailed morphological, sedimentary, meteorological and hydrodynamic studies, as well as comparative morphological analyses carried out in Racetrack, the formation of such structures is reconstructed. Obstacle marks form around protruding objects that act as obstacles to the water flow. Eventually, the turbulence can be strong enough to remove and transport the object (rock) in one or more successive stages, which causes the formation of a groove. The recognition of obstacle-induced sedimentary structures, thus, may provide helpful information in reconstructing palaeoenvironments, especially in gypsum rocks.*

Key words: *sailing stones, erosion, obstacle marks, grooves, playa lakes.*

INTRODUCCIÓN

Se considera que las estructuras sedimentarias primarias, como las marcas de erosión, se forman a través de mecanismos físicos (Allen, 1982). No obstante, en los ambientes costeros propicios al desarrollo de tapices microbianos bentónicos, se ha observado que la formación de determinadas estructuras sedimentarias está también influida por la presencia de estos (i.e, Noffke, 1999). El estudio sistemático que se lleva a cabo en las lagunas salinas del humedal de Lillo (Toledo) también ha mostrado que el desarrollo de microorganismos bentónicos sobre el sedimento evaporítico da lugar a una variedad de estructuras sedimentarias, incluyendo biolaminación, domos, ampollas, porosidad fenestral, etc. (Sanz-Montero et al., 2012a), a la vez que determina la génesis de bioturbación debida a diferentes insectos muy específicos (Sanz-Montero et al., 2012b). Asimismo, se ha observado que, en contra de lo esperado para estos medios, tradicionalmente considerados de baja energía, los episodios tormentosos generan estructuras de erosión y transporte (Sanz-Montero y Rodríguez- Aranda, 2013; Sanz Montero et al., 2015). Entre estas estructuras destaca la presencia de marcas de obstáculos que comúnmente van asociadas a surcos dejados por rocas que han sido

arrastradas sobre el sedimento (Fig. 1). Estructuras con estas características (*sailing stones*) habían sido descritas previamente en una laguna somera del SW de EEUU, denominada Racetrack Playa (Fig. 2; Messina, 1998). Dado que estos ambientes lacustres son efímeros, someros y extremadamente llanos, se sigue debatiendo, aún hoy, sobre el mecanismo que propulsa la rocas (el empuje del viento por sí solo, del agua o del hielo), ver referencias en Sanz-Montero et al. (2016).

En este trabajo se muestran los resultados obtenidos a partir de nuevas observaciones en tiempo real sobre la formación estructuras de erosión, fundamentalmente relacionadas con las rocas, en las tres lagunas del humedal de Lillo (Altillo Chica, El Longar y Altillo Grande) en Toledo, pues, hasta ahora, solo se habían descrito en la primera laguna. Además, se ha llevado a cabo un estudio de campo en Racetrack Playa en junio de 2015, lo que nos permite realizar un análisis comparativo de las marcas en los dos entornos.

FACTORES QUE CONTROLAN LA FORMACIÓN DE ESTRUCTURAS

Tanto las lagunas manchegas como Racetrack en EEUU se caracterizan por presentar un lecho muy llano y por su carácter somero y efímero, que condiciona que permanezcan secas y con el sedimento agrietado durante muchos meses.

Uno de los aspectos que condiciona el desarrollo de marcas de erosión es la presencia de un objeto sobre el lecho que cause heterogeneidad e interfiera en el movimiento del fluido. En el caso de las lagunas manchegas los objetos que se observan dispersos sobre la superficie son: fragmentos de roca de diversos tamaños (cuarcita, sílex y carbonatos), restos de plantas, huesos, etc. (Fig. 1). En Racetrack se han reconocido rocas (mayoritariamente dolomías) de hasta 30 cm dispersas sobre la superficie agrietada (Fig. 2).

Otro aspecto que se debe tener en cuenta es la erosionabilidad del lecho, considerándose que este factor viene condicionado por la naturaleza y textura del sustrato (Almorox et al., 2010). En las lagunas manchegas el sustrato es de naturaleza limo-arcillosa, con un contenido de yeso de hasta el 70%, de arcillas de hasta el 30% y de materia orgánica de hasta 4%, lo que condiciona su carácter cohesivo (Sanz-Montero et al., 2015) y favorece la formación de agregados estables. De igual manera, el sedimento de Racetrack es un limo arcilloso con abundantes carbonatos que presenta cantidades significativas de materia orgánica, manifestada por los tonos oscuros que muestra el sedimento en algunas zonas. Además, otro factor, quizás el más importante, que influye en la erosionabilidad es la presencia de tapices bacterianos y algales. El papel que éstos juegan en las lagunas manchegas depende de la fase de crecimiento en la que se encuentren, la cual cambia, a su vez, con las condiciones hidrodinámicas. Cuando las condiciones son más estables los tapices se extienden sobre la superficie y, por sus propiedades aglutinantes y cohesivas, aumentan significativamente la resistencia del sedimento a la erosión. No obstante, la desecación de los tapices puede producir su agrietamiento y consiguiente fragmentación.

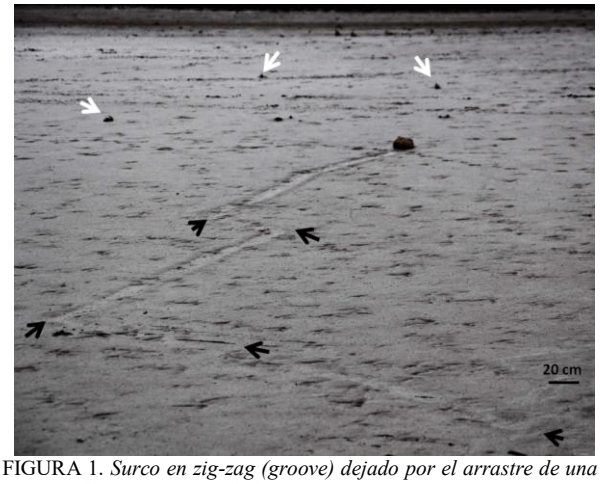


FIGURA 1. *Surco en zig-zag (groove) dejado por el arrastre de una roca en la laguna del Altillo Grande (enero de 2015). Nótese la presencia de un scour al comienzo de la traza y otros intermedios (flechas negras). Se observan numerosas huellas de zancudas y varios objetos sobre el sedimento (flechas blancas).*

FIGURA 2. *Surcos (grooves) curvilíneos dejados por rocas en el lecho de Racetrack playa. Escala=70 cm.*

Asimismo, la producción de gases, bien por los organismos fotosintéticos, bien por los descomponedores, causa la acumulación de éstos bajo el tapiz en forma de ampollas o domos y, en algunos casos, su fragmentación. Dichos fragmentos quedan sueltos en el fluido donde se comportan como un objeto más. De hecho, se ha observado que en estos ambientes lagunares muchos de los materiales que se removilizan durante los episodios energéticos son porciones de tapices (*mat chips*) que se depositan en distintas zonas. La rotura del tapiz deja expuestas zonas del sedimento que, desprovistas de cubierta, son más vulnerables a la erosión por los fluidos. Se ha detectado, incluso, que la presencia de objetos sobre el tapiz, representa un punto de debilidad por donde la

acción de las corrientes comienza a rasgarlo y arrancan trozos (Fig. 1), en muchos casos con forma de "V". A diferencia de las zonas próximas, este sedimento queda así desprotegido, se retrabaja y forma *ripples* que aparecen en parches sobre la superficie. Cuando se dan condiciones de menor energía, los microbios recolonizan muy rápidamente los *ripples* (Fig. 4), comenzando por los senos y otras zonas deprimidas lo que les confiere estabilidad y favorece su preservación durante más tiempo, entre otros efectos.

Racetrack se estudió cuando su superficie se encontraba seca, aunque en las zonas más deprimidas se encontraban placas descamadas (*mat chips*) en los que se podía apreciar el tono verdoso característico de los *biofilms* microbianos. Este hecho nos permitió confirmar que en esta laguna el factor biótico es también importante.

Las observaciones realizadas en las lagunas manchegas muestran que cuando una corriente de agua se encuentra con un obstáculo (roca) que se proyecta fuera del agua, se crean turbulencias capaces de originar procesos de erosión aunque el umbral para iniciar el movimiento del objeto no se alcance. Las estructuras que así se generan reciben el nombre de marcas de obstáculos (Allen, 1982). Las formas que se producen en las lagunas alrededor de estos obstáculos son depresiones de socavación (*scours*), que pueden tener morfologías muy variadas, y que pueden asociarse con sedimentos que se depositan en las zonas protegidas (sombra de obstáculo). La forma resultante depende de diversos factores: velocidad del agua; tamaño, forma y orientación del objeto con respecto a la corriente; presencia de otros objetos cercanos; fase de desarrollo de los tapices microbianos; etc. Así, se han reconocido marcas de socavación (*scours*) con morfología de "luna creciente" (*crescent marks*) generadas por flujos esencialmente unidireccionales. En estas marcas las zonas más profundas se encuentran aguas arriba del obstáculo. También se han observado *scours* circulares que, a modo de foso, rodean completamente la roca y son producidos por flujos rotatorios muy energéticos. En las "zonas de sombra" del obstáculo con menor energía hidrodinámica, que se suelen encontrar delante o detrás de éste, se pueden acumular depósitos con distinto tamaño de grano. Se ha observado que montículos de sedimento, básicamente trozos de tapices, se acumulan a más de un metro de distancia detrás de plantas encalladas en el sedimento.

Cuando la lámina de agua es muy delgada no se originan fosos en torno al obstáculo y, por el contrario, se generan depósitos que se disponen a modo de "cola de cometa" a su alrededor.

En muchos casos, la roca que ha causado la obstrucción permanece en su posición original quizás algo girada, pero también se han visto rocas que descansan sobre el depósito de sombra delantero lo que implica que la roca se ha desplazado hacia arriba y hacia delante desde el hoyo socavado. Comúnmente, se observa que los *scours* y las marcas de objetos (*tool marks*) van asociados ya que se reconocen trazas, a modo de surcos (*grooves*), hechas en el lecho por rocas arrastradas por la corriente (Fig. 3). Estas trazas suelen comenzar en depresiones de tipo scour (Fig. 1, 3), que también se reconocen en los puntos intermedios de las trazas más largas, marcando simplemente los puntos de parada de movimiento (Fig. 3) y/o los cambios de dirección (Fig. 1).

FIGURA 3. Scour asimétrico al comienzo de un surco generado por arrastre de una roca (no mostrada) en Racetrack. La traza está formada por marcas de obstáculo sucesivas. Escala=70 cm.

Si la formación de las trazas coincide con las etapas de más desarrollo de los tapices microbianos, la gran cantidad de gases que producen aumenta la flotabilidad y movilidad del sedimento, formado por limos y tapices, y, asimismo, favorece una mayor profundidad para las marcas de arrastre de las rocas más pesadas. Además, sus fragmentos rotos se removilizan por las corrientes dejando también marcas de arrastre someras en el sedimento, que interfieren en la movilidad de otros objetos. Este tipo de trazas de tapices, que suelen ser más cortas y curvas, también se reconocen en Racetrack.

OBSERVACIÓN DEL PROCESO DE FORMACIÓN DE TRAZAS

La figura 4 muestra el proceso de formación de una traza dejada por una roca durante un episodio tormentoso que tuvo lugar el día 30 de enero de 2015 y que se presenció *in situ* en la laguna de El Longar. En esa ocasión se produjeron vientos del oeste que alcanzaron velocidades de 22 km/h con rachas de 65 km/h.

Las corrientes de agua generadas por el viento desplazaron una roca hacia el E, dejando una traza somera sobre un lecho previamente cubierto por *ripples*, que fueron deformados por la roca en su avance. El material que constituía los *ripples* quedó depositado en el frente de avance de la roca. El desplazamiento tuvo lugar en 3 ó 4 episodios de recorrido muy corto. Las paradas intermedias quedaron marcadas por depósitos en forma de herradura acumulados en torno a la roca. En la localización final,

se ha formado un depósito (marca de obstáculo) con forma de cometa alrededor de la roca (Fig. 4).

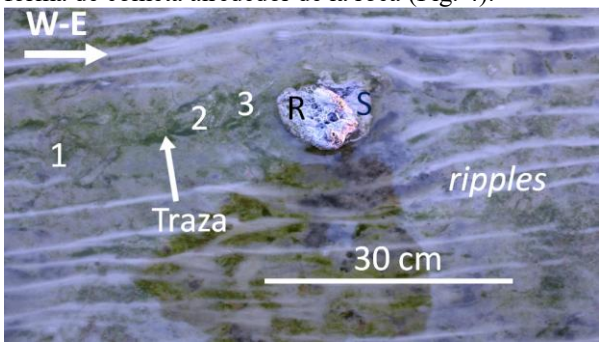


FIGURA 4. *Traza dejada por una roca (R) que se formó durante una tormenta del 30 de enero de 2015. La traza se formó en varias etapas sucesivas como indican las marcas de obstáculo (1, 2, 3). El sedimento (*ripples*) deformado se observa delante de la roca (S).*

CONSIDERACIONES FINALES

La presencia de tapices microbianos modifica las propiedades físicas del sedimento en el que se establecen y, por tanto, influye en el desarrollo, las características y la preservación de las estructuras sedimentarias primarias generadas por los agentes físicos. Este es el caso de las marcas de erosión, relacionadas con obstáculos que se forman durante episodios tormentosos en lagunas efímeras, incluyendo largos surcos generados por el arrastre de rocas. En estos ambientes tan someros, las rocas más grandes depositadas sobre la superficie actúan como obstáculo para las corrientes acuosas inducidas por el viento, rebajando los umbrales de erosión y transporte. Así, se favorece la formación de depresiones y/o depósitos alrededor de las rocas. Éstas eventualmente pueden abandonar su posición inicial y arrastrarse en uno o más episodios sobre el fondo del lago que quedan registrados por una sucesión de marcas de obstáculo. Dichas estructuras sedimentarias son comunes a los dos ambientes lacustres estudiados, Lillo y Racetrack, y, por tanto, se proponen mecanismos similares de formación para ambos.

Aunque el proceso de formación de estructuras asociadas a obstáculos está poco descrito en la literatura geológica, se ha observado que posee rasgos comunes en ambientes lacustres localizados en distintos contextos climáticos y geológicos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad con los proyectos CGL2011-26781 y CGL2015-66455-R.

REFERENCIAS

Allen, J.R.L. (1982): Sedimentary structures, theircharacter and physical basis. Developments in sedimentology. Elsevier. Amsterdam. 663 p.

Almorox, J., López, F. y Rafelli, J. (2010): *La degradación de los suelos por erosión hídrica*. Edit. Univ. Murcia. 384 p.

Messina, P. (1998): The Sliding Rocks of Racetrack Playa, Death Valley National Park, California City Universidad de Nueva York (Tesis Doctoral, disponible en http:/geosun.sjsu.edu/paula/rtp/ dissertation/toc.htm)

Noffke, N. (1999): Erosional remnants and pockets evolving from biotic–physical interactions in a Recent lower supratidal environment. *Sedimentary Geology*, 123: 175-181.

Sanz-Montero, M.E., García del Cura, M.A., Rodríguez-Aranda, J.P. y Calvo, J.P. (2012a): Tapices microbianos y estructuras sedimentarias asociadas en sistemas deposicionales evaporíticos de La Mancha: Un enfoquea actualista. *GeoTemas*, 13: 167–170.

Sanz-Montero, M.E., Rodríguez-Aranda, J.P., García del Cura, M.A. y Calvo, J.P. (2012b): Bioturbación en lagunas salinas (Lillo, Toledo): comparación con icnitas antiguas en rocas evaporíticas. *GeoTemas*, 13: 171–174.

Sanz-Montero, M.E. y Rodríguez-Aranda, J.P. (2013): The role of microbial mats in the movement of stones on playa lake surfaces. *Sedimentary Geology*, 298: 53-64.

Sanz-Montero, M.E., Cabestrero, Ó. y Rodríguez-Aranda, J.P. (2015): Sedimentary effects of flood-producing windstorms in playa lakes and their role in the movement of large rocks. *Earth Surface Processes and Landforms,* 40-7: 864-875.

Sanz-Montero, M.E., Cabestrero, Ó. y Rodríguez-Aranda, J.P. (2016): Comments on Racetrack Playa: Rocks moved by wind alone. *Aeolian Research*, 20: 196-197.

Primeras evidencias de la plataforma carbonatada Bartoniense del Prepirineo aragonés: el Miembro calizas de Santo Domingo

First report on the Bartonian carbonate platform from the Aragonese pre-Pyrenean zone: the Santo Domingo limestone Member

R. Silva-Casal[1], M. Aurell[1], A. Payros[2], J. Serra-Kiel[3] y E.L. Pueyo[4]

1 Dpto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. roi.silva.casal@gmail.com, maurell@unizar.es
2 Dpto de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), 48080 Bilbao. a.payros@ehu.es
3 Departament d' Estratigrafia, Paleontologia y Geosciències Marines, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona. josepserra@ub.edu
4 Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, 50006 Zaragoza. unaim@igme.es

Resumen: Se presenta la primera descripción de las características estratigráficas y sedimentológicas de las calizas bartonienses de la Sierra de Santo Domingo (Sierras Exteriores occidentales, Zaragoza – Huesca). La unidad representa la última etapa de desarrollo de plataformas carbonatadas del Eoceno en la cuenca de Jaca tras la transgresión del Luteciense terminal, dando paso a una sedimentación deltaica. En este contexto, la fábrica de carbonatos estuvo condicionada por un nivel trófico elevado. El depósito tuvo lugar en un ambiente de rampa carbonatada, en el que se diferencian dominios de rampa interna, media y externa. La rampa interna se caracterizó por praderas de fanerógamas marinas, cuya presencia se infiere por la abundancia de foraminíferos acervulínidos con morfologías de gancho, rodofíceas geniculadas y fragmentos de equinodermos. En las facies de rampa media dominan los briozoos, bivalvos y foraminíferos como *Discocyclina* y *Operculina*. Finalmente, los pequeños foraminíferos bentónicos y planctónicos son los componentes más abundantes de la rampa externa. Estas asociaciones de carbonatos, de tipo *heterozoan* y con componentes fotodependientes subordinados, evidencian la influencia de la sedimentación deltaica. Por sus características estratigráficas y sedimentológicas se considera conveniente la definición de las calizas de Santo Domingo como un miembro diferenciado dentro de la Fm. Guara.

Palabras clave: Fm. Guara, Eoceno medio, Bartoniense, rampa carbonatada, cuenca de Jaca.

Abstract: *A first description of the stratigraphic and sedimentological features of the Bartonian Santo Domingo limestones is presented herein (western External Sierras, Zaragoza – Huesca, Spain). The unit defines the last stage of shallow carbonate platform development in the Jaca basin during Eocene times, after the latest Lutetian transgressive pulse, leading to widespread deltaic sedimentation. In this context, the carbonate factory of the Santo Domingo limestone was influenced by high trophic levels. The deposition of the unit took place in a carbonate ramp environment, where inner, middle and outer ramp domains can be recognised. The inner ramp was characterised by the presence of seagrass meadows, as evidenced by the abundance of hooked shaped acervulinid foraminifera, geniculate red algae and echinoid remains. In mid ramp deposits bryozoans, bivalves and foraminifera such as Discocyclina and Operculina dominate. Small benthic and planktic forams are the most abundant components of the outer ramp facies. The heterozoan association with subordinate photodependent biota, evidences the influence of deltaic sedimentation during the deposition of the Santo Domingo limestones. On the basis of the stratigraphic and sedimentological characteristics of this unit, we propose the definition of Santo Domingo limestone Member, within the Guara Fm, for the materials described in this work.*

Key words: *Guara Fm, middle Eocene, Bartonian, carbonate ramp, Jaca basin.*

INTRODUCCIÓN

La Fm. Guara es una unidad carbonatada, depositada en un ambiente de rampa somera durante el Eoceno medio en el margen pasivo de la cuenca de antepaís Surpirenaica, concretamente en el sector meridional de la cuenca de Jaca. El área estudiada en este trabajo se encuentra en la terminación occidental de las Sierras Exteriores, en la Sierra de Santo Domingo, situada a caballo entre las provincias de Huesca y Zaragoza. En esta zona, la Fm. Guara se caracteriza por presentar afloramientos subverticales, que en conjunto forman parte del anticlinal de Santo Domingo. De este a oeste, a lo largo de las Sierras Exteriores, la Fm. Guara muestra un adelgazamiento notable, desde varios cientos de metros hasta menos de 100 m en el área de la Sierra de Santo Domingo. Los estudios previos de la zona (Garcia-Sansegundo et al., 1992; Teixell et al., 1992), y trabajos de ámbito regional (Puigdefábregas, 1975; Montes-Santiago, 2002) han descrito unas características sedimentológicas diferenciadas del resto de la serie,

sugiriendo una edad más moderna para los afloramientos de la Sierra de Santo Domingo, con la posibilidad de que estos depósitos alcanzaran el Bartoniense. Las dataciones disponibles hasta la fecha (Rodríguez-Pintó et al., 2012) sitúan la Fm. Guara en el Luteciense.

Ante la carencia de datos, y con el objetivo de esclarecer las incertidumbres relativas a estos depósitos, se ha realizado un estudio del conjunto de las calizas eocenas de la Sierra de Santo Domingo. Para la obtención de datos estratigráficos, sedimentológicos y bioestragráficos, se han elaborado 6 perfiles capa a capa, abarcando la potencia total de la Fm. Guara. Los datos de campo han sido completados con análisis de secciones pulidas y láminas delgadas.

MARCO ESTRUCTURAL

La estructura de la Sierra de Santo Domingo, se caracteriza por la presencia de un gran anticlinal de despegue, que deforma un sistema de cabalgamientos previos o simultáneos al plegamiento (Millán et al., 1995). En el mapa geológico de la Figura 1 se puede observar dos de estas láminas de cabalgamiento, la lámina de San Felices (en las inmediaciones de la localidad homónima) y la lámina de Punta Común (al norte de la localidad de Agüero), que afloran al sur del anticlinal de Santo Domingo. De este modo, la serie estratigráfica involucrada aflora, no solo en ambos flancos del anticlinal, sino también en las láminas de cabalgamiento. Los perfiles estratigráficos realizados se encuentran distribuidos por distintas posiciones estructurales (Fig. 1); mientras que los afloramientos de San Marzal, El Portillo, Campo Fenero y La Osqueta se sitúan en continuidad cartográfica, la situación en el panel de correlación de San Felices y Murillo de Gállego resulta más compleja. Su posición en el panel de correlación se debe a una estimación de su posición original. Debido a la geometría cónica del anticlinal de Santo Domingo (Millán et al., 1995), ambos perfiles se situarían originalmente hacia el noroeste.

ESTRATIGRAFÍA Y ANÁLISIS DE FACIES

La zona de estudio está caracterizada por presentar una serie eocena muy adelgazada, en comparación con zonas más orientales de las Sierras Exteriores. La serie estudiada se sitúa a techo de un tramo de facies continentales (Facies Garum, ver Figs. 1 y 2), y representa, en este sector, el paso a condiciones marinas en la cuenca de Jaca durante el Luteciense (Montes-Santiago, 2002; Puigdefábregas, 1975). En sectores más orientales de las Sierras Exteriores (e.g. Perfil del Rio Isuela, Rodríguez-Pintó et al., 2012) por encima de la Fm. Guara se sitúa de forma neta la Fm. Margas de Arguis, que marca el inicio de una gran transgresión (Puigdefábregas, 1975; Montes- Santiago, 2002) que tuvo lugar en el Luteciense terminal (Fig. 2). La Formación Arguis, además, representa el paso a una sedimentación margosa, asociada al aporte de sistemas siliciclásticos progradantes, situados en el margen oriental de la cuenca de Jaca. El límite inferior de la Fm. Arguis viene marcado, en algunos puntos de las base de esta unidad, por la presencia de uno o varios niveles de glauconita, que refleja la baja tasa de sedimentación asociada a este evento transgresivo (Millán et al., 1994).

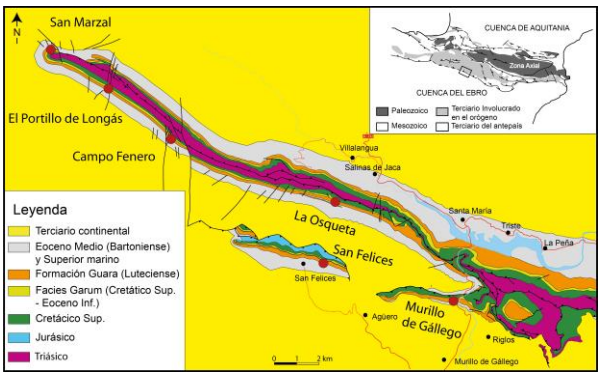


FIGURA 1. *Cartografía simplificada del sector occidental de las Sierras Exteriores, donde se indica la situación de los 6 perfiles estratigráficos estudiados. Modificado de Montes (2002).*

En los afloramientos de la Sierra de Santo Domingo, concretamente en los afloramientos del flanco sur del anticlinal y de la lámina de San Felices, el tránsito entre la Fm. Guara y la Fm. Arguis es más gradual, debido al cambio lateral entre ambas formaciones (Fig. 2). La transgresión del Luteciense superior, representada en zonas más orientales por el límite entre las formaciones Guara y Arguis, muestra características diferentes en la zona de estudio. En los afloramientos de la Sierra de Santo Domingo, el nivel de glauconita asociado a esta transgresión del Luteciense superior, se sitúa, dentro de las calizas de la Fm. Guara en los perfiles de la Osqueta, San Felices y Murillo de Gállego, y en la base de los perfiles de Campo Fenero, El Portillo de Longás y San Marzal (ver Fig. 2). Las dataciones bioestratigráficas obtenidas confirman una edad de Luteciense superior (SBZ 16) para los depósitos previos al nivel de glauconita, y de Bartoniense (SBZ 17) para los depósitos carbonatados situados por encima (Fig. 2). El límite Luteciense – Bartoniense se situaría en la parte inferior de estos depósitos, como reflejan los datos magnetoestratigráficos obtenidos en el perfil de la Osqueta y Murillo de Gállego (Fig. 2). Por tanto, la parte de la Fm. Guara que aflora en el entorno de la Sierra de Santo Domingo por encima del nivel de glauconita es de edad Bartoniense, y se encuentra en relación de cambio lateral con la Fm. Arguis.

La serie Luteciense terminal-Bartoniense de la Fm. Guara en la Sierra de Santo Domingo (en adelante, calizas de Santo Domingo) comienza con una facies calcárea, con abundante glauconita, compuesta principalmente por briozoos, bivalvos, equinodermos,

serpúlidos, *Discocyclina* y *Operculina*. Este nivel se considera equivalente lateral de los niveles de glauconita reconocidos en zonas más orientales de la cuenca, en la base de la Fm. Arguis (Secuencia I de Millán et al., 1994). Sobre este nivel, que ha sido utilizado como *datum* por sus características distintivas, por su extensión y por su significado a nivel de cuenca, las calizas de Santo Domingo muestran una sucesión de secuencias somerizantes – profundizantes (Fig. 2), reconocidas a partir de la distribución horizontal y vertical de las distintas asociaciones de facies de rampa externa, rampa media y rampa interna. Estos dominios de sedimentación se encuentran caracterizados por la presencia de distintas asociaciones de componentes. Las facies de rampa interna corresponden a *packstones* y *grainstones* de foraminíferos acervulínidos (*Gypsina*, *Solenomeris*), rodofíceas geniculadas y fragmentos de equinodermos. De forma accesoria, también se encuentran otros foraminíferos como *Fabiania*, *Rotalia*, *Orbitolites*, *Alveolina* y *Amphistegina*. Las morfologías de gancho y anillo exhibidas por los acervulínidos, así como la asociación de componentes permiten interpretar el medio de depósito de esta facies como un medio ocupado por fanerógamas marinas (Silva-Casal et al., 2014, Tomassetti et al., 2016). La facies de rampa media se encuentran definida por la presencia mayoritaria de, briozoos, bivalvos y serpúlidos, y macroforaminíferos como *Discocyclina*, y *Operculina*, en facies sostenidas por la matriz micrítica, dando lugar a texturas *wackstone* y *floatstone*. En la rampa externa, en facies *packstone-wackstone*, localmente margosas, los componentes mayoritarios son los pequeños foraminíferos bentónicos y planctónicos, con presencias puntuales de fragmentos de equinodermos. Las facies de rampa externa de las Calizas de Santo Domingo cambian lateralmente a facies margosas de la Fm. Arguis. Esta unidad carbonatada muestra un intervalo de facies siliciclásticas (secuencia 2, Fig. 2), que aflora a lo largo del flanco sur del anticlinal de Santo Domingo, a modo de nivel guía entre los perfiles Campo Fenero, El Portillo de Longás y San Marzal.

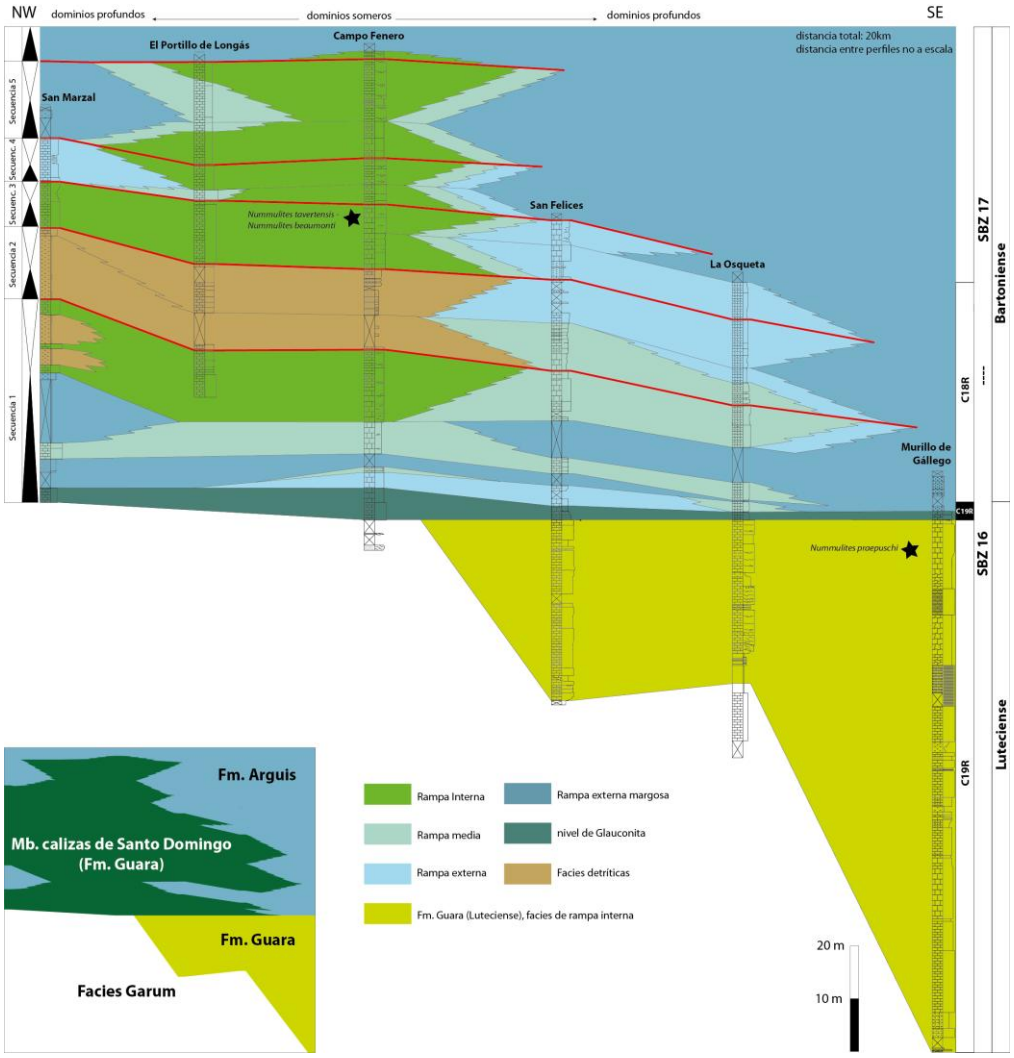


FIGURA 2. *Panel de correlación de los perfiles realizados en este trabajo (ver localización en Fig. 1). Los perfiles de Campo Fenero y El Portillo representan los dominios de sedimentación más someros, mientras que la sedimentación se hace más profunda hacia las áreas representadas por los perfiles de San Marzal y La Osqueta. Se han reconocido 6 asociaciones de facies, distribuidas en 5 secuencias profundizantes-somerizantes.*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los materiales que conforman las calizas de Santo Domingo fueron depositados en un ambiente de rampa carbonatada durante el Bartoniense, en cambio lateral con las margas de la Fm. Arguis. Los componentes que conforman las calizas de Santo Domingo muestran una asociación de carbonatos de tipo *heterozoan*. La presencia de esta asociación, en el contexto climático subtropical cálido del Eoceno pirenaico, puede deberse a un trofismo más elevado (Hallock and Schlager, 1986). La asociación de facies que conforma las calizas de Santo Domingo, por tanto, puede estar en relación a la influencia del aporte de nutrientes proveniente de los sistemas deltaicos relacionados con el depósito de la Fm. Arguis. De este modo, después de la transgresión del Luteciense superior, la fábrica de carbonatos, a pesar de encontrase notablemente influenciada por la sedimentación siliciclástica, fue capaz de recuperar la productividad necesaria para llegar a somerizar hasta ambientes de rampa interna. La distribución secuencial de las calizas de Santo Domingo también estuvo influenciada por el aporte de los sistemas deltaicos de la cuenca, como puede observarse en el tramo detrítico de la secuencia 2. A techo, las calizas de Santo Domingo dan paso, de forma gradual, a las margas de la Fm. Arguis. Este paso, puede interpretarse de dos modos: bien porque la influencia detrítica de los sistemas deltaicos llegó a colapsar la fábrica de carbonatos de las calizas de Santo Domingo o bien, porque la sedimentación se retiró hacia el antepais debido a un nuevo pulso transgresivo. En ausencia de afloramientos, ninguna de estas hipótesis puede ser descartada.

Por sus características sedimentológicas y estratigráficas diferenciadas del resto de la serie que conforma la Fm. Guara, consideramos conveniente la definición de las Calizas de Santo Domingo como un miembro diferenciado de la Fm. Guara.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado a través de una beca del Programa de Formación de Personal Investigador del Dpto. de Educación, Política Lingüística y Cultura del Gobierno Vasco, de los proyectos CGL2011/24546 y CGL2015/65404-R (MINECO), y el Grupo Reconstrucciones Paleoambientales (DGA-IUCA). Se agradece a Juan Ignacio Baceta y Beatriz Bádenas la revisión del manuscrito original.

REFERENCIAS

Garcia-Sansegundo, J., Montes-Santiago, M.J. y Garrido Schneider, E.A. (1992): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº209 (Agüero)*. IGME, Madrid.

Hallock, P. y Schlager, W. (1986): Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios,* 1: 389–398.

Millán, H., Aurell, M. y Melendez, A. (1994): Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain): a case study for a tectonic origin of sequences and systems tracts. *Sedimentology*, 41: 1001–1024.

Millán, H., Pocoví, A. y Casas Sainz, A.M. (1995): El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8: 73–90.

Montes-Santiago, M.J. (2002): *Estratigrafía del Eoceno-Oligoceno de la Cuenca de Jaca (Sinclinorio del Guarga)*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona. 365 p.

Puigdefábregas, C. (1975): La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*. Jaca. 104: 188 p.

Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E.L., Serra-Kiel, J., Samsó, J.M., Barnolas, A. y Pocoví, A. (2012): Lutetian magnetostratigraphic calibration of larger foraminifera zonation (SBZ) in the Southern Pyrenees: The Isuela section. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 333-334: 107–120.

Silva-Casal, R., Aurell, M., Payros, A. y Serra-kiel, J., (2014): Praderas de fanerógamas habitadas por foraminíferos acervulínidos: la Formación Guara en las Sierras Exteriores Occidentales. En: *New Insights of Ancient Life* (G. Arreguín Rodriguez, J. Colmenar Lallena, E. Diaz Berenguer, J. Galán García, A. Legarda Lisarri, J. Parrilla Bel, E. Puértolas Pascual y R. Silva-Casal (Eds.). Prensas Universitarias de Zaragoza, Boltaña, Huesca, 190-193.

Tomasseti, L., Bennedetti, A. y Brandano, M. (2016): Middle Eocene seagrass facies from Apennine carbonate platforms (Italy). *Sedimentary Geology*, 335: 136-149.

Teixell, A., Montes-Santiago, M.J., Arenas, C. y Garrido Schneider, E.A. (1992): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº208 (Uncastillo).* IGME, Madrid.

Influencia del Keuper y de la estructuración tardivarisca en la arquitectura de las unidades sin-extensionales del borde norte de la Cuenca de Cameros

Influence of Keuper and late-variscan structure on the architecture of syn-extensional units of the northern margin of the Cameros Basin

P. Suarez-Gonzalez[1,2], M.I. Benito[1,2], R. Mas[1,2], I.E. Quijada[3] y S. Campos-Soto[1,2]

1 Dpto. Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, c/ José Antonio Novais 12, 28040, Madrid. pablosuarez@geo.ucm.es
2 Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM), c/ José Antonio Novais 12, 28040, Madrid.
3 Dpto. Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.

Resumen: Este trabajo aporta nuevos datos cartográficos y sedimentológicos para aclarar la controvertida evolución tectónica extensional de la Cuenca de Cameros (N de España). La geometría actual del borde norte de la cuenca representa la continuación de lineaciones tardivariscas NO-SE y SO-NE reconocidas en la Cuenca Vasco-Cantábrica, a lo largo de las cuales se produjo una importante tectónica salina sin-extensional. En la zona de estudio, la distribución irregular de los depósitos plásticos del Keuper es interpretada aquí como debida a una movilización sin-extensional. De este modo, la estructuración tardivarisca del basamento y las movilizaciones de Keuper, asociadas a ella, permiten explicar la arquitectura y distribución de las unidades sin-extensionales del relleno de la cuenca.

Palabras clave: Tectónica salina, Keuper, Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros, tectónica-sedimentación.

Abstract: *This work provides new mapping and sedimentological data to shed light on the controversial extensional-tectonic evolution of the Cameros Basin (N Spain). The present-day geometry of the northern margin of the basin represents the continuation of NW-SE and SW-NE late-variscan lineaments of the Basque-Cantabrian Basin, along which important syn-extensional salt-tectonics occurred. In the study area, the irregular distribution of the Keuper plastic deposits is interpreted here as due to syn-extensional mobilization. Thus, the late-variscan basement structure and the Keuper mobilizations related to it, allow explaining the architecture and distribution of the syn-extensional units of the basin infill.*

Key words: *Salt tectonics, Keuper, Lower Cretaceous, Cameros Basin, tectonics-sedimentation.*

INTRODUCCIÓN Y MÉTODOS

En las cuencas sedimentarias extensionales que han sufrido inversión tectónica es difícil discernir entre los rasgos tectónicos debidos a la fase contractiva y los asociados a la extensión previa. Un buen ejemplo es la Cuenca de Cameros, cuya tectónica compresiva ha originado un gran debate sobre su modelo tectónico extensional (Omodeo-Salè et al., 2014 y referencias en el interior). En el presente estudio se analiza la arquitectura sedimentaria de las unidades sin-extensionales del borde norte de esta cuenca con el objetivo de interpretar algunos de los factores tectónicos que influyeron en su desarrollo. Para ello, se ha realizado una exhaustiva revisión cartográfica y se han tomado 108 medidas de paleocorrientes en depósitos clásticos sin-extensionales de origen aluvial. Este trabajo aporta nuevos datos a los modelos sobre la evolución tectónica de la Cuenca de Cameros, permitiendo además relacionarla con otras cuencas coetáneas y enmarcarla en el contexto general de la extensión mesozoica de Iberia.

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca de Cameros es una cuenca sedimentaria intraplaca desarrollada entre el Titoniense y el Albiense inferior, que forma parte del Sistema de Rift Ibérico Mesozoico y que fue invertida durante la orogenia Alpina (e.g. Omodeo-Salè et al., 2014 y referencias en el interior). En el contexto de Iberia, la Cuenca de Cameros destaca por encontrarse en la intersección de algunos de los principales desgarres tardivariscos NO-SE y SO-NE de escala cortical (Fig. 1A-B; e.g. Vegas y Banda, 1982). El área estudiada aquí es el borde norte de la Cuenca de Cameros, que está definido hoy en día por un cabalgamiento en cuyo bloque de techo se encuentra parte del sustrato pre-extensional de la cuenca (Keuper y Jurásico Marino) y el relleno sin-extensional de ésta (depósitos continentales y costeros), y en cuyo bloque de muro se encuentran los depósitos cenozoicos de la Cuenca del Ebro y localmente también depósitos mesozoicos sin-extensionales (Figs. 1, 2; Mas et al., 2011). El relleno de la Cuenca de Cameros está dividido en 8 secuencias de depósito (SD en Fig. 1C; Mas et al., 2011) y en este trabajo se han

estudiado con mayor detalle las Fms. Jubera y Leza (Barremiense-Aptiense, SD7; Fig. 1C), porque en el extremo norte de la cuenca son las primeras unidades que se apoyan sobre el sustrato pre-extensional (Fig. 2). La Fm. Jubera se depositó en un sistema de abanicos aluviales y la Fm. Leza en un sistema mixto de abanicos aluviales y de humedales costeros (Suarez-Gonzalez et al., 2015). La distribución y los espesores de ambas unidades estuvieron controlados por fallas sinsedimentarias (todavía observables hoy en día, pese a la inversión tectónica), por lo que estas unidades no son continuas, sino que aparecen en una serie de litosomas independientes (Suárez González, 2015).

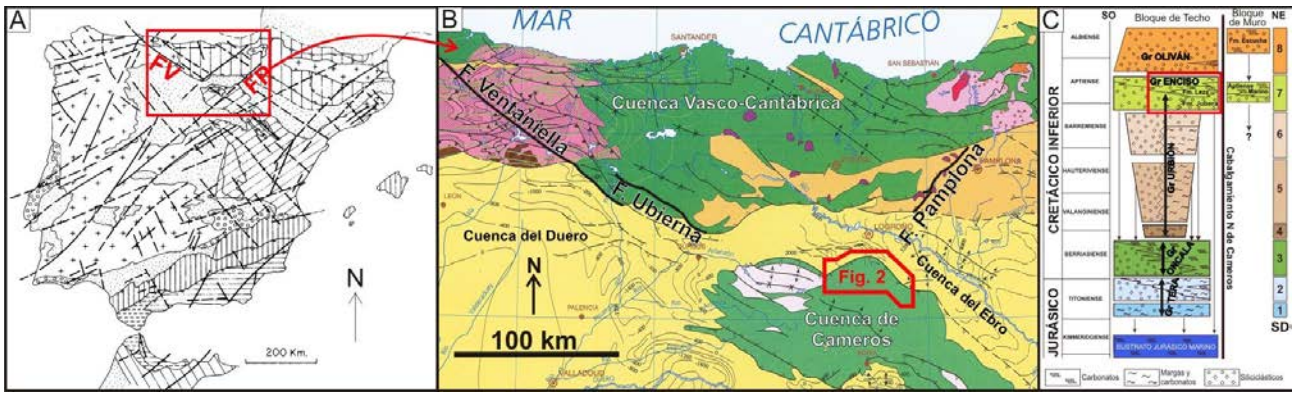


FIGURA 1. ***A:*** *Mapa geológico sintético de la Península Ibérica destacando las principales estructuras tardivariscas (modificado de Vegas y Banda, 1982). FV: Falla de Ventaniella. FP: Falla de Pamplona.* ***B:*** *Detalle del Mapa Tectónico de España 1:2.000.000 (IGME, 2004), en el que se muestra el contexto geológico del área de estudio (recuadro rojo).* ***C:*** *Esquema cronoestratigráfico de la Cuenca de Cameros oriental (modificado de Mas et al., 2011). En rojo se recuadran los materiales estudiados con mayor detalle. SD: Secuencias de depósito.*

RESULTADOS E INTERPRETACIONES

La revisión cartográfica realizada en este trabajo pone de manifiesto que la geometría general del borde norte de la Cuenca de Cameros (Figs. 1A-B, 2) representa la continuación de lineaciones NO-SE y SO-NE que en la Cuenca Vasco-Cantábrica se han interpretado como debidas a la reactivación de desgarres tardivariscos durante la extensión mesozoica (e.g. Vegas y Banda, 1982). Durante esta reactivación, en la Cuenca Vasco-Cantábrica se formaron numerosos diapiros sin-extensionales de Keuper controlados por la estructuración tardivarisca del basamento (e.g. Canérot et al., 2006). Esta estructuración tardivarisca puede ayudar, por tanto, a explicar la distribución de los materiales pre- y sin-extensionales en las diferentes zonas definidas en el área de estudio, que son descritas aquí de oeste a este (Fig. 2).

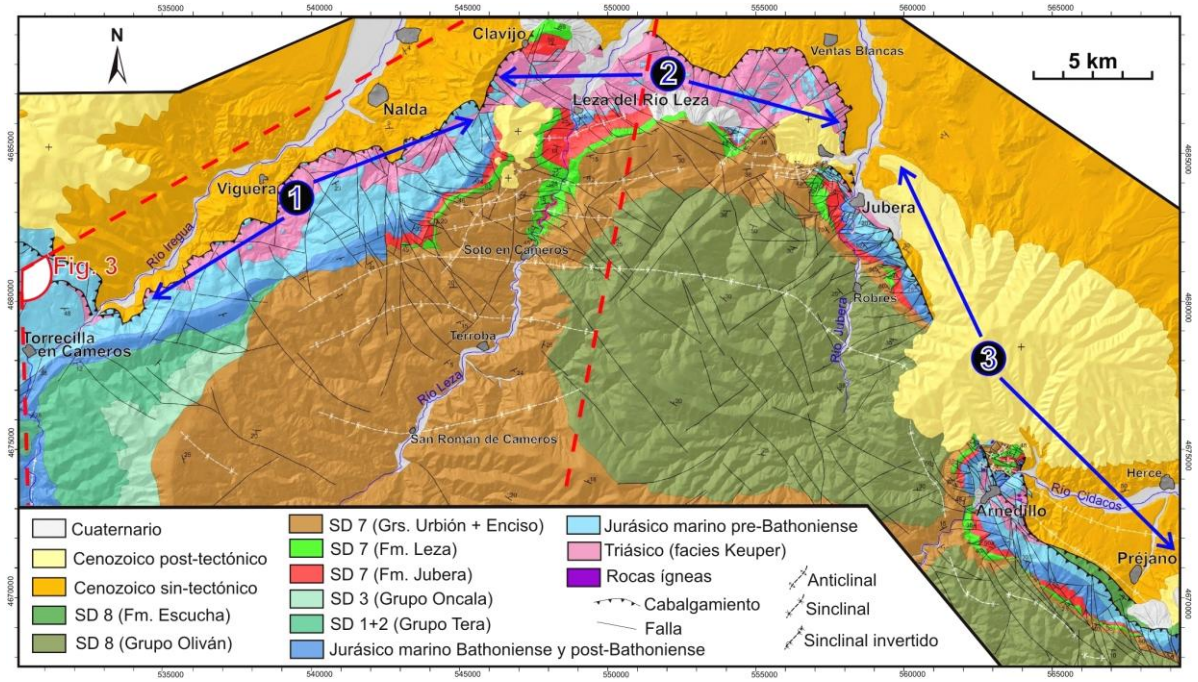


FIGURA 2. *Cartografía geológica simplificada del borde norte de la Cuenca de Cameros. Los números 1, 2 y 3 hacen referencia a las zonas descritas en el texto. Para mayor detalle consultar Suárez González*

(2015).

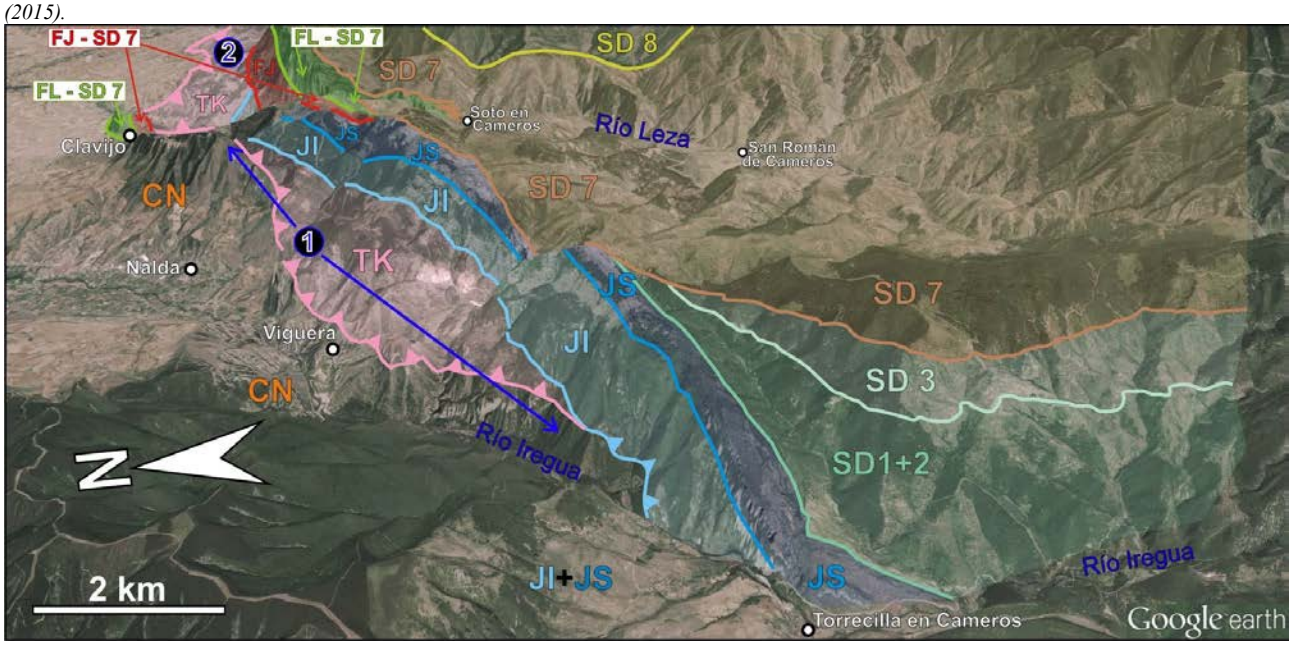


FIGURA 3. *Interpretación geológica de una panorámica aérea oblicua generada mediante GoogleEarth del sector entre Torrecilla en Cameros y Clavijo (ver Fig. 2). Los números 1 y 2 marcan las zonas definidas en la Fig. 2. TK: Keuper. JI: Jurásico Marino inferior. JS: Jurásico Marino superior. SD 1+2: Gr. Tera. SD 3: Gr. Oncala. SD 7: Grs. Urbión y Enciso. FJ: Fm. Jubera. FL: Fm. Leza. SD 8: Gr. Oliván. CN: Cenozoico.*

Zona 1, entre Torrecilla en Cameros y Nalda, con una orientación SO-NE, paralela a lineaciones tardivariscas como la Falla de Pamplona (Figs. 1, 2). En esta zona el Keuper presenta una distribución cartográfica lenticular, con su máxima extensión de afloramiento en la parte media (alrededores de Viguera) y desapareciendo lateralmente hacia el SO y NE (Figs. 2, 3). La zona de máxima extensión de Keuper coincide con un menor espesor preservado del Jurásico Marino suprayacente, pues sus unidades superiores se encuentran parcialmente erosionadas (Fig. 2). En el extremo SO de esta zona el relleno de la Cuenca de Cameros abarca las unidades más antiguas (SD 1-3), cuyo espesor disminuye progresivamente hacia el NE, a medida que aumenta la potencia de Keuper (Figs. 2, 3). Estas unidades llegan a desaparecer precisamente en el área en el que la potencia de Keuper es máxima, donde son los depósitos de la SD 7 los que se apoyan directamente sobre el Jurásico Marino parcialmente erosionado (Figs. 2, 3). *Interpretación*: Esta distribución de los materiales sugiere una posible movilización sin-extensional del Keuper, que habría inducido un alto paleogeográfico local en el que se produciría mayor erosión del Jurásico Marino y la consiguiente sedimentación de unidades sin-extensionales más modernas hacia la zona de mayor potencia de Keuper (Fig. 3).

Zona 2, entre Clavijo y Jubera, donde el Keuper presenta la máxima extensión de afloramiento de todo el área de estudio y el Jurásico Marino tiene el menor espesor preservado, llegando localmente a estar totalmente erosionado (Fig. 2). En esta zona los litosomas de las Fms. Jubera y Leza (litosoma de Clavijo y de Leza del Río Leza, SD7), llegan a apoyarse directamente sobre el Keuper (Fig. 2), registran los depocentros de estas unidades (~600 m) y muestran paleocorrientes opuestas: hacia el S en el litosoma de Leza del Río Leza y hacia el N en el de Clavijo (Fig. 4). *Interpretación*: Teniendo en cuenta que las direcciones de extensión generales interpretadas para la Cuenca de Cameros son tanto N-S (e.g. Mas et al., 2011) como NO-SE (e.g. García-Lasanta et al., 2014), la zona 2 resulta aproximadamente perpendicular a cualquiera de las dos interpretaciones, lo que sugiere que pudo desarrollar tasas importantes de extensión, facilitando una mayor movilización de Keuper y, por lo tanto, una mayor elevación relativa y erosión del Jurásico Marino (Figs. 2, 4). En este contexto se pudieron desarrollar cubetas relativamente amplias y potentes, donde se sedimentaron las Fms. Jubera y Leza con paleocorrientes opuestas hacia el N y el S de este alto paleogeográfico (Figs. 2, 4).

Zona 3, entre Jubera y Préjano, con una orientación NO-SE, paralela a lineaciones tardivariscas como las fallas de Ventaniella y Ubierna (Figs. 1A-B, 2). En esta zona la extensión de afloramiento de Keuper es mucho menor y los litosomas de las Fms. Jubera y Leza son menos extensos y potentes (200-400 m), mostrando además gran variabilidad de paleocorrientes (Fig. 4). *Interpretación*: Dada la orientación de la zona 3, la extensión general de la cuenca (en cualquiera de las dos interpretaciones, N-S o NO-SE) pudo inducir una cinemática transtensional en esta zona, con generación de fallas normales *en échelon* con sentidos de buzamiento variables (e.g. Richard y Krantz, 1991),

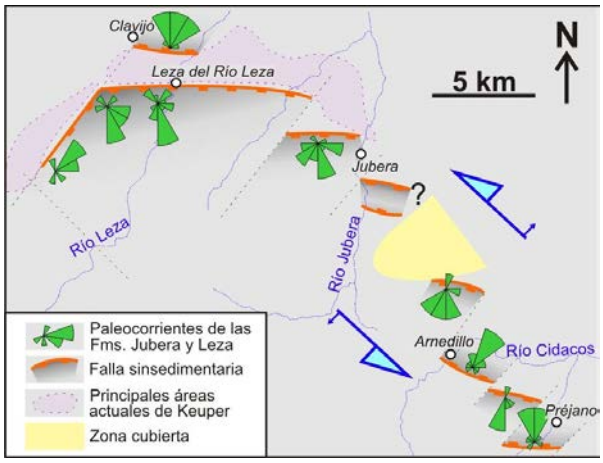


FIGURA 4. *Esquema interpretativo del borde norte de la Cuenca de Cameros durante el Barremiense-Aptiense (SD7, Fig. 1), utilizando los datos cartográficos (Fig. 2) y las medidas de paleocorrientes de este trabajo. Las flechas azules señalan los esfuerzos transtensionales que pudieron ser inducidos en el sector Jubera-Préjano por la interacción de la dirección de extensión general (tanto si ésta es N-S, como NO-SE; ver texto) con la estructuración tardivarisca del basamento.*

que definirían pequeñas cubetas con mayor variabilidad de paleocorrientes que la observada en la Zona 2 de este trabajo (Fig. 4).

DISCUSIÓN E IMPLICACIONES

La combinación de un control ejercido por la estructuración tardivarisca del basamento y por la movilización sin-sedimentaria de los materiales plásticos del Keuper (movilización condicionada, a su vez, por esta estructuración), aporta una nueva explicación para la distribución y la arquitectura de las unidades sin-extensionales del borde norte de la Cuenca de Cameros. Además, estos controles permiten explicar también la existencia, a lo largo de todo el borde norte, de paleocorrientes tanto hacia el interior de la cuenca (hacia el S, SO o SE) como hacia el exterior (hacia el N o NE), lo que apoya la hipótesis previa de posibles conexiones paleogeográficas de la Cuenca de Cameros con cuencas contemporáneas situadas hacia el norte (Suárez González, 2015).

Los nuevos datos e interpretaciones presentados en este trabajo concuerdan con los últimos modelos tectónicos del NE de Iberia, que destacan la gran influencia de los desgarres tardivariscos en la evolución tectónica posterior y en la sedimentación de los materiales sin-extensionales mesozoicos (Tugend et al., 2015). Además, estas nuevas interpretaciones sugieren la necesidad de una revisión de los modelos tectónicos propuestos para la evolución de la Cuenca de Cameros, pues no son fácilmente compatibles con ninguno de ellos (ver Omodeo-Salè et al., 2014).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación CGL2011-22709 y CGL2014-52670-P, por el grupo de investigación UCM-CM 910429 y por una beca predoctoral FPU. Agradecemos al Dr. Pedro Huerta y a un revisor anónimo la corrección del manuscrito, y a Otto Kälin y a los Drs. Gabriel Gutiérrez-Alonso y Javier Élez la discusión y el apoyo en el campo.

REFERENCIAS

Canérot, J., Hudec, M.R. y Rockenbauch, K. (2006): Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen: Salt tectonics on a transform plate boundary. *AAPG Bulletin*, 89: 211-229.

García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M. y Hirt, A.M. (2014): Understanding the Mesozoic kinematic evolution in the Cameros basin (Iberian Range, NE Spain) from magnetic subfabrics and mesostructures. *Journal of Structural Geology*, 66: 84-101.

IGME (2004): Mapa tectónico de España a escala 1:2.000.000. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.) SGE-IGME, Madrid.

Mas, R., Benito, M.I., Arribas, J., Alonso, A., Arribas, M.E., Lohmann, K.C., González-Acebrón, L., Hernán, J., Quijada, E., Suárez, P. y Omodeo, S. (2011): Evolution of an intra-plate rift basin: the Latest Jurassic-Early Cretaceous Cameros Basin (NW Iberian Ranges, N Spain). *Geo-Guías*, 8: 117-154.

Omodeo-Salè, S., Guimera, J., Mas, R. y Arribas, J. (2014): Tectono-stratigraphic evolution of an inverted extensional basin: the Cameros Basin (north of Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 103: 1597-1620.

Richard, P. y Krantz, R.W. (1991): Experiments on fault reactivation in strike-slip mode. *Tectonophysics*, 188: 117-131.

Suárez González, P. (2015): Sedimentología y paleogeografía de los sistemas de humedales costeros de la Fm Leza (Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros). Tesis Doctoral, UCM, 363 pp.: http://eprints.ucm.es/33027/

Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I. y Mas, R. (2015): Sedimentology of ancient coastal wetlands: Insights from a Cretaceous multifaceted depositional system. *Journal of Sedimentary Research*, 85: 95-117.

Tugend, J., Manatschal, G. y Kusznir, N.J. (2015): Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. *Geology*, 43: 15-18.

Vegas, R. y Banda, E. (1982): Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, 4: 320-343.

Evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca de Cauto-Güacanayabo, Cuba

Tectono-stratigraphic evolution of the Cauto-Güacanayabo Basin, Cuba

Y. Vázquez-Taset[1], E. Ramos[2], F. Sàbat[2], P. Cabello[2] y I. Cruz-Orosa[2]

1 Escuela de Ciencias Geológicas e Ingeniería, Yachay Tech University, Hacienda San José s/n y Proyecto Yachay, San Miguel de Urcuquí, Ecuador. yvazquez@yachaytech.edu.ec
2 Dpto. Dinàmica de la Terra i de l'Oceà. Institut de Recerca Geomodels. Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franqués s/n, 08028, Barcelona. emilio.ramos@ub.edu; sabat@ub.edu; pcabello@ub.edu

Resumen: La Cuenca Cauto-Güacanayabo es la mayor de un conjunto de cuencas de tipo *strike-slip* que forman parte del corredor tectónico Güacanayabo-Nipe, en el E de Cuba. La cuenca se inició durante el Eoceno Medio y gran parte de la misma continúa activa. Está delimitada por fallas entre las que se han reconocido estructuras extensivas y compresivas asociadas, respectivamente, a regímenes transtensivos y transpresivos. Aunque estos diferentes tipos de estructuras pueden ser coetáneas y encontrarse próximas entre sí, de manera general se observa un cierto orden en su distribución; las estructuras compresivas presentan una orientación preferente NE-SO a ENE-OSO y se localizan dominantemente en la parte Sur de la cuenca, mientras que las estructuras extensivas, que presentan una dirección N-S a NNE-SSO, se localizan preferentemente en la parte Norte y Este de la cuenca. El relleno sedimentario tiene espesores muy variables, que llegan a más de 2500 m y en él se reconocen hasta cuatro discontinuidades a escala de cuenca (U_0 a U_3) que han permitido diferenciar cuatro unidades tectono-estratigráficas denominadas, de base a techo, A, B, C y D.

Palabras clave: Corredor tectónico Güacanayabo-Nipe, Cuencas de strike-slip, Caribe.

Abstract: *The Cauto-Güacanayabo Basin is the largest strike-slip basin related to the Güacanayabo-Nipe tectonic corridor, located in eastern Cuba. The Cauto-Güacanayabo Basin started at Middle Eocene times and most of the basin remains active. It is limited by both, extensive and compressive faults related to transtensional and transpressional tectonics. Although both could appear closely and be coetaneous, there are a rough arrangement in the fault orientation and distribution across the basin. In general terms transpressional faults strike in a NE-SW to ENE-WSW direction and are dominant in the southern part of the basin, whereas transtensional faults striking a N-S to NNE-SSW direction and are dominant in the northern and eastern parts of the basin. The Cauto-Güacanayabo sedimentary infill has variable thickness, reaching more than 2500 m. Four main basin-scale unconformities called U_0 to U_3 have been recognized allowing us to subdivide the sedimentary record in four tectono-stratigraphic units called, from bottom to top, A, B, C and D.*

Key words: *Güacanayabo-Nipe tectonic corridor, Strike-slip basins, Caribe.*

INTRODUCCIÓN

Gran parte de la isla de Cuba está constituida por un orógeno, el Orógeno Cubano, que se originó durante el Cretácico-Paleógeno como consecuencia de la colisión entre un arco volcánico perteneciente a la Placa Caribe y el margen continental de la Placa Norteamericana. La convergencia entre ambas placas fue oblicua, lo que dio lugar al desarrollo de varios sistemas de fallas direccionales oblicuos al orógeno y que lo compartimentaron en varios bloques estructurales. Las cuencas sedimentarias desarrolladas en relación al orógeno y a sus sistemas de fallas direccionales permiten reconstruir la evolución tectónica, desde la fase inicial de convergencia hasta la de colisión y, finalmente, la acreción del orógeno a la Placa Norteamericana.

De manera general, los estudios realizados en Cuba Oriental se han centrado preferentemente en el Complejo Ofiolítico y en los arcos volcánicos del Cretácico y del Paleógeno, y solo unos pocos trabajos han estado dirigidos a las cuencas sedimentarias. De hecho, la edad y evolución del corredor tectónico Güacanayabo-Nipe, el más oriental de los sistemas de fallas de desgarre y que separa los bloques de Camagüey y Cuba Oriental, no ha sido establecida hasta tiempos muy recientes (Vázquez-Taset et al., 2012).

En este trabajo se analiza a partir de una amplia base de datos de subsuelo (sísmicos, sondeos, gravimétricos) la evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca de Cauto-Güacanayabo, relacionada con el corredor tectónico de Cauto-Nipe.

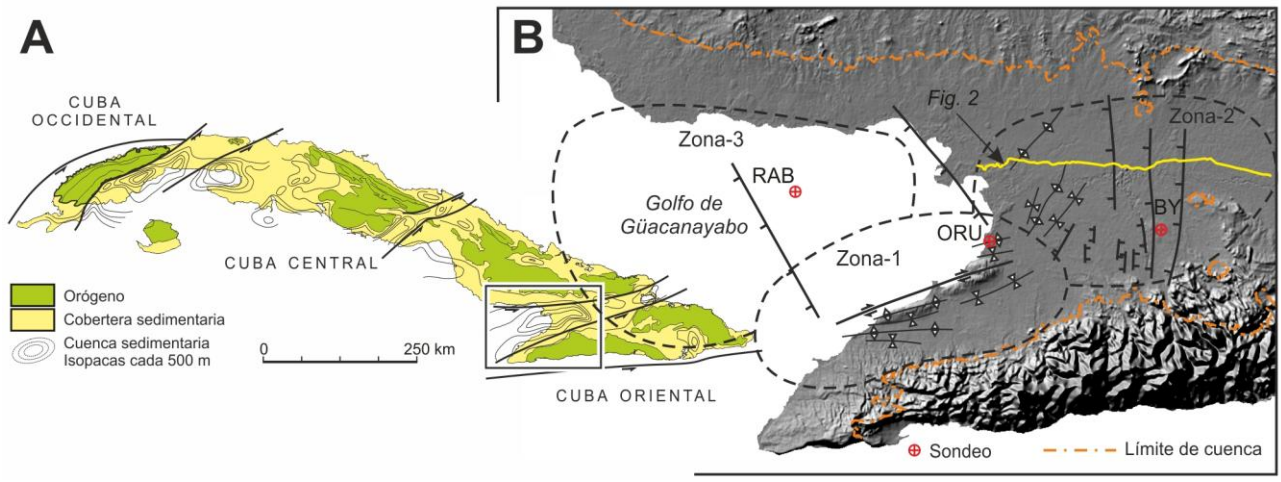


FIGURA 1. ***A)*** *Esquema geológico de la isla de Cuba mostrando la extensión del orógeno, la cobertera sedimentaria, las cuencas sedimentarias y los corredores tectónicos. La zona de estudio corresponde con el área remarcada.* ***B)*** *Esquema de la cuenca de Cauto-Güacanayabo indicando su límite (discontinuidad U_0) y las principales estructuras interpretadas. Además se señala la posición de la Figura 2, las Zonas 1, 2 y 3, y los sondeos Oruita (ORU), Bayamo (BY) y Rabihorcado (RAB).*

CONTEXTO GEOLÓGICO

El Orógeno Cubano involucra diferentes unidades tectónicas representativas de los diferentes estadios de evolución del Caribe Noroccidental, como los complejos metamórficos, las secuencias sedimentarias de los márgenes de Yucatán y de las Bahamas, los arcos volcánicos del Cretácico y del Paleógeno, y el complejo ofiolítico.

El orógeno se encuentra segmentado mediante una serie de sistemas de fallas transformantes siniestras que dan lugar a los bloques de Cuba Occidental, Central (Las Villas y Camagüey) y Oriental (Fig. 1.A), cada uno de ellos con unas características estratigráficas y estructurales propias (Rosencrantz y Pardo, 1993). La evolución de los sistemas de fallas transformantes es el resultado de la convergencia oblicua entre las placas Caribe y Norteamericana, y estuvo controlada por la evolución de la Cuenca de Yucatán y el límite norte de la Placa Caribe (Leroy et al., 2000). Estos sistemas de fallas muestran una variación de O a E tanto en su dirección como en su edad. El sistema más antiguo (Pinar-Varadero) está localizado en la parte occidental, tiene una dirección NE-SO y fue activo durante el Paleoceno y Eoceno Inferior, mientras que el sistema Cauto-Nipe es el más joven y se localiza en la parte oriental, tiene una dirección aproximada ENE-OSO y ha sido activo desde el Eoceno Inferior hasta el Oligoceno Inferior, aunque según Vázquez-Taset et al. (2012), la existencia de estratos de crecimiento (*growth strata*) del Plioceno Inferior sugiere que el corredor mantuvo una cierta actividad en este tiempo.

Éste último sistema de fallas (Cauto-Nipe) es el que constituye el corredor tectónico Güacanayabo-Nipe, que forma el límite entre los bloques de Cuba Central y Oriental (Fig. 1.A). Estos dos bloques presentan características geológicas diferentes. En ambos se reconocen el Arco Volcánico Cretácico y el Complejo Ofiolítico. Las unidades del margen de las Bahamas que afloran extensamente en Cuba Central no afloran en el bloque Oriental, aunque se interpreta que se encuentran debajo de unidades alóctonas, y las secuencias del Arco Volcánico del Paleógeno, que son exclusivas de Cuba Oriental. Estas diferencias sugieren que el corredor Güacanayabo-Nipe funcionó como una importante zona de transferencia durante el Cenozoico (Vázquez-Taset et al., 2012).

El corredor tectónico Güacanayabo-Nipe afecta a todas las unidades del Orógeno Cubano. Internamente presenta una estructura compleja constituida por una serie de bloques hundidos y bloques elevados. Los bloques hundidos actúan como cuencas sedimentarias, y entre ellas destacan las cuencas de Cauto-Güacanayabo, Cacocum y Nipe. Los altos estructurales más importantes son el elevado de Lewiston y de Jobabo. El elevado de Lewiston separa la Cuenca de Cauto-Güacanayabo de la de Cacoum y está formado principalmente por rocas del arco volcánico Cretácico y ofiolitas. El elevado de Jobabo se encuentra dentro de la Cuenca de Cauto-Güacanayabo, dividiéndola en dos subcuencas, y está formado principalmente por rocas vulcano-sedimentarias de los arcos Cretácico y Paleógeno. Las cuencas Cacocum y Nipe están separadas entre sí por un alto estructural de menor entidad. Todos los altos se encuentran recubiertos por una secuencia sedimentaria de edades y espesores variables.

LA CUENCA DE CAUTO-GÜACANAYABO

La cuenca Cauto-Güacanayabo se localiza en el extremo occidental del corredor Güacanayabo-Nipe (Fig. 1.B) y es la cuenca de mayores dimensiones de las que se asocian a dicho corredor. En la actualidad está formada por una parte emergida (*onshore*) y una parte sumergida (*offshore*) que forma gran parte del Golfo de Güacanayabo y donde se registra sedimentación actual.

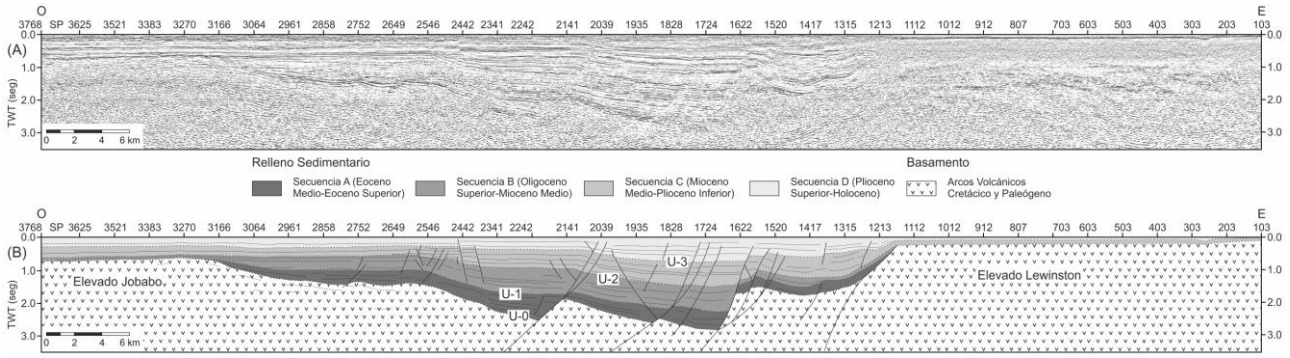


FIGURA 2: *Línea sísmica en dirección O-E a través de la Cuenca de Cauto-Güacanayabo (A) e interpretación (B) donde se muestran algunas fallas normales, los elevados de Jobabo y Lewiston y las discontinuidades U_0 a U_3 que permiten dividir su registro sedimentario en cuatro tectonosecuencias (A-D).*

El estudio de la Cuenca Cauto-Güacanayabo se ha realizado a partir de una base de datos del subsuelo constituida por 94 secciones sísmicas y 18 sondeos, además de datos geofísicos y de geología de superficie. Dichos materiales se pueden consultar en el trabajo de Vázquez-Taset, (2014).

Relleno sedimentario

El relleno sedimentario de la cuenca se desarrolla sobre un sustrato de rocas de los arcos volcánicos del Cretácico y Paleógeno. Su potencia máxima alcanza los 2600 ms (TWT), y algunos sondeos de la parte NE de la cuenca cortan más de 2500 m. Está constituido por las formaciones Puerto Boniato, Charco Redondo, Farallón Grande, San Luís, Sevilla Arriba, Camazán, Paso Real, Cabo Cruz, Manzanillo, Güines, Río Maya, Bayamo, Dátil, Cauto, Villarroja, Jaimanitas, Río Macío, Jutía, y la unidad informal Margas Demajagua. Contiene cuatro discontinuidades reconocibles a escala de cuenca, denominadas de base a techo como U_0 a U_3 que han permitido subdividir el registro sedimentario en cuatro secuencias tectono sedimentarias, denominadas de base a techo como A, B, C y D (Fig. 2).

La secuencia A está delimitada en su base por la discontinuidad basal U_0. Su edad es Eoceno Medio y Superior. Presenta tres depocentros y el espesor cortado por los sondeos varía entre 0 y 674 m. La secuencia muestra una clara tendencia profundizante, con depósitos siliciclásticos gruesos de ambientes marinos someros en la base que evolucionan hacia techo a depósitos turbidíticos de ambientes profundos (Vázquez-Taset, 2014). Registra el proceso de apertura de la cuenca, fuertemente subsidente, y el levantamiento y erosión de la Sierra Maestra. En ella se deducen valores elevados de subsidencia tectónica y bajas tasas de aporte sedimentario (Vázquez-Taset, 2014).

La secuencia B comprende desde el Oligoceno Superior hasta el Mioceno Medio y está delimitada en su base por la discontinuidad U_1 (Fig. 2) que se relaciona con el levantamiento y erosión de la isla de Cuba durante el Oligoceno Inferior. Está constituida por sedimentos carbonatados y terrígenos de plataforma marina somera y no presenta ningún ordenamiento vertical claro. Durante este período el aporte de sedimento a la cuenca aumentó, y la tasa de subsidencia tectónica decreció. La secuencia B muestra la existencia de dos depocentros y los espesores cortados por los sondeos varían entre 37 y 1337 m (Vázquez-Taset, 2014).

La secuencia C está delimitada en su base por la discontinuidad U_2 (Fig. 2) y su edad es Mioceno Medio-Plioceno Inferior. Está constituida por sedimentos carbonatados y mixtos de ambientes marinos someros y transicionales organizados en una secuencia somerizante. La secuencia C se depositó en condiciones de elevadas tasas de aporte sedimentario y subsidencia que mantenían un cierto equilibrio entre ellas. Estos valores fueron superiores a los registrados en la secuencia B. La secuencia C presenta un solo depocentro. Los espesores cortados por los sondeos varían entre 103 y 1173 m (Vázquez-Taset, 2014).

La secuencia D está limitada en su base por la discontinuidad U_3 (Fig. 2), tiene una edad de Plioceno Superior a Holoceno y está constituida por depósitos carbonatados de ambientes marinos someros, transicionales y terrígenos continentales que muestran un ordenamiento vertical diferente para la zona marina y la continental de la cuenca. En la zona de *onshore* la tasa de subsidencia es menor y la tendencia vertical es somerizante, mientras que en el Golfo de Güacanamayo la subsidencia es mayor y la tendencia vertical es de profundización. Se reconocen dos depocentros alargados en dirección NE-SO y los espesores cortados varían entre 10 y 518 m (Vázquez-Taset, 2014).

Estructura

La Cuenca de Cauto-Güacanayabo está delimitada por fallas, e internamente constituida por un sistema de bloques escalonados. Su relleno sedimentario está deformado mediante pliegues muy laxos. La cuenca tiene dos depocentros separados por el elevado de Jobabo. Uno se localiza en la parte emergida de la cuenca, y el otro en el Golfo de Güacanayabo.

En la cuenca coexisten estructuras extensivas y compresivas que se asocian a regímenes transtensivos y transpresivos locales controlados por la actividad de la falla Cauto-Nipe. En función de las estructuras tectónicas reconocidas y de los patrones de los gráficos ge-

ohistóricos obtenidos de los sondeos (Fig. 3), la cuenca ha sido dividida en tres zonas que evolucionaron de manera distinta. Estas zonas se han denominado como: Zona-1, Zona-2 y Zona-3, y ocupan la parte SE, E y la mayor parte del Golfo de Güacanayabo, respectivamente.

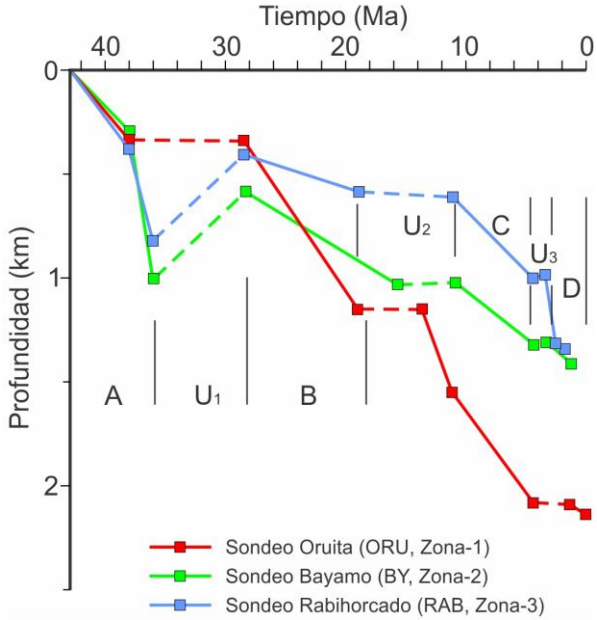


FIGURA 3. *Graficos geohistóricos de los sondeos Oruita, Bayamo y Rabihorcado representativos de las Zonas-1, 2 y 3 respectivamente. A, B, C y D = Secuencias. U_1, U_2, y U_3 = Discontinuidades.*

La Zona-1 se caracteriza por el predominio de estructuras compresivas con direcciones NE-SO a ENE-OSO (Fig. 1.B). El gráfico geohistórico del sondeo Oruita, que se localiza en esta zona, muestra (Fig. 3) la existencia de dos fases de fuerte subsidencia correspondientes con la sedimentación de las secuencias B y la parte basal de C, seguidas por tres fases con menores valores de la subsidencia que se corresponden con la sedimentación de las secuencias A, parte superior de C y D. Estas fases subsidentes se ven interrumpidas por tres períodos de no sedimentación o exhumación que se corresponden con las discontinuidades U_1, U_2 y U_3, cuyas características son también diferentes tanto en su duración temporal como en el sentido de la subsidencia.

La Zona-2 se caracteriza por el predominio de estructuras extensivas que se orientan con dirección N-S a NE-SO y posiblemente NO-SE. El gráfico geohistórico del sondeo Bayamo (Fig. 3), localizado en esta zona, muestra una fase inicial, que se corresponde con la sedimentación de la secuencia A, con elevada subsidencia, seguida de una fase más prolongada correspondiente con la sedimentación de las secuencias B, C y D con tasas de subsidencia menores. Se reconocen tres fases de no sedimentación o exhumación que correlacionan con las discontinuidades U_1, U_2 y U_3.

La Zona-3 corresponde a grandes rasgos con el Golfo de Güacanayabo y en ella apenas se observan deformaciones tectónicas. En esta zona se localiza, entre otros, el sondeo Rabihorcado cuyo gráfico geohistórico (Fig. 3) muestra de nuevo dos períodos de fuerte subsidencia, pero en este caso se corresponden con la sedimentación de las secuencias A y la C+D, estando separadas por un período de bajo valor de la subsidencia correspondiente con la secuencia B. También se reconocen las discontinuidades U_1, U_2 y U_3.

En la cuenca se reconocen hasta tres fases de deformación (Vázquez-Taset, 2014). La primera se produjo durante el Eoceno Medio-Mioceno Medio, y está caracterizada por un régimen compresivo en la Zona-1 y otro extensivo en la Zona-2. Durante este período el acortamiento se produjo en dirección N-S y la extensión en dirección E-O a ENE-OSO. En una segunda fase, durante el Mioceno Medio-Plioceno Inferior, la falla de Cauto-Nipe experimentó una reactivación como consecuencia de la extensión en dirección NO-SE y de la compresión en dirección NE-SO. Una tercera fase de deformación se produjo durante el Plioceno Superior-Holoceno, y en ella la Zona-1 registró compresión en dirección N-S y la Zona-2 extensión en dirección E-O a ENE-OSO. De manera general, la mayor actividad tectónica se produjo durante el Eoceno Medio, coincidiendo con el inicio del corredor tectónico de Güacanayabo-Nipe, y a partir del Eoceno Superior comienza una atenuación progresiva de dicha actividad, que pudo prolongarse en el tiempo hasta el Plioceno. De acuerdo con Vázquez-Taset (2014), los levantamientos locales más importantes se localizan a lo largo de la costa oriental del Golfo de Güacanayabo y están alineados en dirección OSO-ENE.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto SEROS (CGL2014-55900-P). Las revisiones de O. Merino-Tomé y P. Huerta contribuyeron a mejorar el manuscrito original

REFERENCIAS

Leroy, S., Mauffret, A., Patriat, P. y Mercier de Lépinay, B (2000): An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a reidentification of magnetic anolalies. *Geophysical Journal*, 141: 539-557.

Rosencrantz, E. y Pardo, G. (1993): An overview of the Cuban Orogen, with an assessment of hydrocarbons potential. Austin, TX, University of Texas Institute for Geophysics, Technical report 130, 47 p.

Vázquez-Taset, Y.M. (2014): *Evolución Tectono-estratigráfica de la Cuenca Cauto-Güacanayabo, Cuba*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 265 p.

Vázquez-Taset, Y.M., Cruz-Orosa, I., Ramos, E. y F. Sàbat, F. (2012): El corredor tectónico Güacanayabo-Nipe: Edad y evolución. *Geo-Temas*, 13, 191.

Caracterización O/BO de geocuerpos sedimentarios: hacia la anatomía de la roca almacén

O/BO characterization of sedimentary geobodies: towards the anatomy of the reservoir

C. Viseras[1], L.M. Yeste[1], S. Henares[1], F. García[1], J. Jaímez[2], G. Rodríguez [2] y S. Pla-Pueyo[3]

1 Departamento de Estratigrafia y Paleontologia, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Av/ Fuentenueva s/n 18071 Granada, España. viseras@ugr.es, shenares@ugr.es, fgarcia@ugr.es, luismiyeste@gmail.com
2 Unidad de Perforación y Testificación de Rocas. Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada (CIC). C/ Profesor Juan Osorio s/n. 18071 Granada. España. jjaimez@ugr.es, gersan@ugr.es
3 Institute of Petroleum Engineering. Heriot-Watt University, Conoco Centre, Riccarton Campus. EH14 4AS, Edinburgh, UK. sila.pla@gmail.com

Resumen: En este trabajo se presenta el protocolo de adquisición y tratamiento de datos seguido por el Grupo de Investigación de Reservorios Sedimentarios de la Universidad de Granada (SEDREGROUP) haciendo uso de la Unidad de Perforación y Testificación de Rocas, adscrita al Centro de Instrumentación Científica, para el estudio de análogos aflorantes de rocas almacén. Se trata de establecer el contraste de información de afloramiento y de subsuelo a diferentes escalas y la posterior modelización 3D del geocuerpo de grano grueso embebido en sedimento fino. Así, mediante el análisis de facies y de elementos arquitectónicos se interpretan sobre afloramiento los distintos sub-ambientes sedimentarios representados y se detectan potenciales barreras y *baffles* de permeabilidad. A partir de esta diferenciación se seleccionan los puntos para ser perforados con recuperación de testigo continuo. La descripción detallada de litofacies sobre testigo y su contraste con diagrafías de pozo, combinados con la reconstrucción de la historia diagenética (secuencia paragenética) y los parámetros petrofísicos (porosidad y permeabilidad) permite alcanzar la caracterización integral afloramiento/subsuelo (O/BO). Este flujo de trabajo nos conduce a la obtención de modelos numéricos que permiten conocer con precisión el comportamiento de un cuerpo sedimentario como potencial almacén de fluidos.

Palabras clave: Reservorios sedimentarios, testigos de sondeo, análisis de facies, modelización 3D.

Abstract: *This paper describes the protocol of data acquisition and processing followed by the Sedimentary Reservoir Research Group (SEDREGROUP) of the University of Granada using the Drilling and Sampling Rock Unit of the Scientific Instrumentary Center in order to study outcrop analogs of reservoir rocks. The aim is to contrast information from outcrop and subsurface at different scales. Then you get to the 3D modeling of the coarse-grained geobody embedded in fine sediment. Thus, by analyzing on outcrop facies and architectural elements the different sedimentary sub-environments represented are interpreted and potential permeability barriers and baffles are detected. From this differentiation points to be drilled with continuous core recovery are selected. The detailed description of lithofacies on cores and its contrast with well-logging, combined with the reconstruction of the diagenetic history (paragenetic sequence) and petrophysical parameters (porosity and permeability) achieves comprehensive outcrop / behind outcrop characterization (O/BO). This workflow leads to obtaining numerical models to accurately know the behavior of a sedimentary body as potential fluid reservoir.*

Key words: *Sedimentary reservoir, core, facies analysis, 3D modeling.*

INTRODUCCIÓN

La caracterización cualitativa y cuantitativa de geocuerpos sedimentarios de cara a su modelización requiere de un protocolo de toma de datos que considere en su justa medida las distintas escalas de heterogeneidad de un elemento poroso. Así, para entender la evolución de un reservorio es necesario un conocimiento 3D detallado de la formación. En este sentido, los estudios de análogos de afloramiento han demostrado ser una valiosa herramienta, complementando los escasos y/o dispersos datos de subsuelo con las medidas directas en afloramiento (Ajdukiewicz y Lander, 2010). Los estudios integrados de ambas fuentes de información (afloramiento y subsuelo) es lo que se denomina *outcrop/behind outcrop characterization* (en adelante caracterización O/BO) (Slatt et al., 2011; Viseras et al., 2015) y se ha revelado como la técnica más eficaz en este tipo de estudios.

En este trabajo se presenta un modelo de protocolo de tratamiento de información a multiescala que estamos siguiendo en el grupo de investigación de Reservorios Sedimentarios en la Universidad de Granada (SEDREGROUP, http://www.sedregroup.com). Se trata de un flujo de

trabajo encaminado al tratamiento integrado de las rocas sedimentarias aflorantes para su mejor conocimiento como análogos de reservorios de fluidos en el subsuelo.

ANÁLISIS INTEGRADO DE GEOCUERPOS SEDIMENTARIOS

Reconstrucción del afloramiento

Antes de proceder a obtener datos de subsuelo, es básico realizar un análisis de elementos arquitectónicos y de facies. Esto permitirá establecer la división de sub-ambientes sedimentarios, lo que servirá para seleccionar los puntos que habrán de ser utilizados para ubicar las perforaciones (Viseras et al., 2006). Esta parte del trabajo se lleva a cabo mediante técnicas clásicas de identificación y jerarquización de superficies sobre fotomosaico y reconocimiento visual de litofacies y sus asociaciones verticales y laterales.

FIGURA 1. *Equipo de campo de la Unidad de Perforación y Testificación de Rocas del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada, en operaciones de obtención de testigo*.

Las superficies de orden mayor se georeferencian con GPS diferencial para crear un modelo digital del terreno detallado.

Los datos de subsuelo de reservorios, como son los datos recogidos en sondeos, proporcionan información únicamente en el punto de muestreo. La información que falta en el espacio entre sondeos debe ser completada y para esto son muy importantes los datos recogidos en los análogos aflorantes. Así, el afloramiento aporta información sobre la distribución de las facies y las características diagenéticas, que controlan la permeabilidad y las direcciones preferentes de migración del fluido, tanto a través de cuerpos detríticos individuales como a mayor escala, en la sucesión estratigráfica. La tortuosidad del camino que sigue el fluido a través de los cuerpos de arena se ve incrementada por la existencia de barreras impermeables, tales como capas de arcilla, por lo que deben ser identificadas cuidadosamente en el afloramiento para que el modelo sea lo más realista posible (Yeste et al., 2015).

FIGURA 2. *Testigos de roca obtenidos*.

Sondeos mecánicos con recuperación de testigo

Al objeto de completar el estudio de afloramiento y contar con un mayor volumen de datos en las tres direcciones del espacio, así como para llevar a cabo la comparación entre afloramiento y subsuelo, se realizan perforaciones con recuperación de testigo en posiciones traseras al afloramiento (Fig. 1). El emplazamiento de los sondeos se diseña en base a la descripción de subambientes realizada en el afloramiento para que los testigos recuperados sean representativos de las distintas litofacies identificadas. La perforación se lleva a cabo mediante el uso de una sonda rotativa capaz de recuperar testigos de 8 cm de diámetro (Fig. 2).

Testificación geofísica de pozos

Inmediatamente después de la perforación y obtención del testigo se lleva a cabo la testificación geofísica de los pozos. Ésta consiste en la introducción de una serie de sondas de tipo *slim hole* en el sondeo (sin entubar) a la vez que se toman medidas de determinadas propiedades físicas de los materiales de las paredes del pozo (Fig. 3). Se obtienen así las diagrafías de pozo (*borehole logs*) y se muestran en gráficos o a modo de imágenes reales o virtuales (Fig. 4).

FIGURA 3. *Equipo de sondas para testificación geofísica. De izquierda a derecha: gamma ray natural, gamma ray espectral, televiewers óptico (OBI) y acústico (ABI).*

Heterogeneidades a microescala: Caracterización diagenética y petrofísica

Para determinar cualitativa y cuantitativamente las heterogeneidades a microescala procedemos, sobre muestras obtenidas en los testigos de sondeo, al establecimiento de la composición del sedimento así como su evolución diagenética. Es importante identificar los procesos diagenéticos principales (compactación, cementación y disolución), así como su orden cronológico (secuencia paragenética) para conseguir entender así todas las causas implicadas en las variaciones de porosidad y permeabilidad (Henares et al., 2014, 2016).

Mediante porosimetría de inyección de mercurio alcanzamos a caracterizar el sistema poroso, obteniendo fundamentalmente el valor de la porosidad abierta de la roca (sistema de poros conectados entre sí y con el exterior por los que el fluido puede migrar) así como la distribución de tamaños de poro. Los valores de permeabilidad se determinan usando la ecuación de Pittman (1992).

Modelización

Finalmente llevamos a cabo la modelización, al objeto de poder reproducir el comportamiento del reservorio a través de un modelo numérico. Esto nos facilita la interpretación de los fenómenos físicos, con la posibilidad de extrapolar éstos a la hora de estimar un comportamiento futuro y aproximado de la roca almacén bajo uno o varios esquemas de explotación. En nuestros ejemplos hemos utilizado modelos estáticos tanto estocásticos como determinísticos. Obtenemos así modelos de facies y petrofísicos (distribución de porosidad y permeabilidad) mediante el uso del software Petrel (Schlumberger).

FIGURA 4. *Ejemplo de testigo virtual a partir de los datos de la sonda ABI (Acoustic Televiewer). En este intervalo de 2 m de longitud son visibles rasgos de la estructura interna de la arenisca, tales como laminación horizontal, cruzada y ondulada.*

CONCLUSIONES

- Los estudios integrados de afloramiento y subsuelo (caracterización O/BO) que contemplan datos desde la escala micro a macroscópica (reconocimientos visuales de campo, datos geofísicos, análisis petrofísicos y de laboratorio) constituyen una metodología óptima para la obtención de modelos de análogos aflorantes de extrema utilidad en geología aplicada a la prospección de hidrocarburos, explotación de acuíferos y almacenamiento geológico de CO2.
- Con la elaboración de modelos petrofísicos se pone de manifiesto que existe un fuerte control ejercido por el subambiente sedimentario sobre la distribución de porosidad y permeabilidad, ya que la sucesión de procesos diagenéticos (secuencia paragenética) también está controlada por las características texturales de las litofacies que alberga cada subambiente.
- La reconstrucción de ambientes y subambientes sedimentarios basada en análisis de facies y de elementos arquitectónicos se pone de manifiesto como un paso previo fundamental a la hora de elaborar modelos numéricos que reproduzcan satisfactoriamente la realidad.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los resultados del proyecto CGL 2013 43013 R (MINECO-FEDER) y del Grupo RNM 369 del Plan Andaluz de Investigación. Agradecemos a Schlumberger la concesión de la licencia Petrel 2-1394908. La calidad del manuscrito ha mejorado sensiblemente en atención a los comentarios de P. Huerta y otro revisor anónimo.

REFERENCIAS

Ajdukievwick, J.M. y Lander, R.H., 2010. Sandstone reservoir quality prediction: the state of the art. *AAPG Bull.* 94, 1083-1091

Henares, S, Caracciolo, L., Cultrone, G., Fernández, J., Viseras, C., 2014. The role of diagenesis and depositional facies on pore system evolution in a Triassic outcrop analogue (SE Spain), *Marine and Petroleum Geology*: 51, 136-151

Henares, S., Caracciolo, L., Viseras, C., Fernández, J., Yeste, L.M. 2016. Diagenetic constraints on heterogeneous reservoir quality assessment: a Triassic outcrop analogue of meandering fluvial reservoirs. *AAPG Bull.* (en prensa)

Pittman, E. 1992. Relationship of Porosity and Permeability to Various Parameters Derived from Mercury Injection-Capillary Pressure Curves for Sandstone. *AAPG Bull*. 76, 191-198

Slatt, R. M. , Buckner, N., Abousleiman, Y., Sierra, R., Philp, P., Miceli-Romero, A.,Portas, R., O'Brien, N., Tran, M., Davis, R., Wawrzyniec, T. 2011. Outcrop/behind outcrop (quarry), multiscale characterization of the Woodford Gas Shale, Oklahoma. J. Breyer, ed., Shale reservoirs—Giant resources for the 21st century*: AAPG Memoir* 97, 1–21

Viseras, C., Henares, S., Yeste, L.M., Pla-Pueyo, S., Jaimez, J., Teixidó, T, Peña J.A., 2015. Integración de métodos estratigráficos de afloramiento y subsuelo para la caracterización de rocas almacén. *Ens. CC. Tierra,* 23.2, 192-205.

Viseras, C., Soria, J.M., Durán, J.J., Pla, S., Garrido, G., García-García,F. y Arribas, A., 2006. A large-mammal site in a meandering fluvial context (Fonelas P-1, Late Pliocene, Guadix Basin, Spain). Sedimentological keys for its paleoenvironmental reconstruction. P*alaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 242, 139-168.

Yeste, L. M., Henares, S., Fernández, F., Teixidó T., Peña, J. A., Viseras, C., 2015. Geomodelización 3D de análogos aflorantes de reservorios sedimentarios: un ejemplo triásico. *Geogaceta,* 57, 95-98.

Facies analysis, architectural elements and environmental reconstruction of Triassic deposits of the western Meseta (Mohammedia-Benslimane-Berrechid-ElGara area), Morocco

Análisis de facies, elementos arquitectónicos y reconstrucción paleoambiental de los depósitos del Triásico de la Meseta occidental (región de Mohammedia-Benslimane-Berrechid-ElGara), Marruecos

A. Afenzar[1] and R. Essamoud[1]

1: Dynamics of sedimentary basins & geological correlations Laboratory, Faculty of Sciences Ben M'sik, Hassan II University of Casablanca. B.P. 7955, Sidi Othmane, Casablanca, Morocco/ karim.afenzar@gmail.com / rachidessamoud@yahoo.fr

Abstract: Moroccan Triassic lands extend on the different structural domains of the territory. Most of these lands are distributed in the Atlasic domain and in the Mesetien domain. We focused in this study in Oued El Maleh-El Gara and Ben Ahmed areas that are located in the coastal Meseta. Triassic outcrops in these areas normally are about 150m thick, displaying terrigenous and evaporitic assemblages. The base of the section is formed by coarse to medium deposits consisting into conglomerate and sandstone. The middle and top of the sequence is formed by siltstone, mudstone and gypsum, presenting a grain size fining towards the top of the section, which is marked by the occurrence of Triassic basalts. Our facies analysis allows to reconstruct the deposit paleoenvironments, which ranged from fluvial to lacustrine and to lagoonal environments.

Key words: Facies analysis, Architectural elements, Triassic, Meseta, Morocco

Resumen: *Los depósitos triásicos de Marruecos se encuentran distribuidos por los diferentes dominios estructurales del territorio. La mayor parte de estos depósitos se distribuyen en los dominios Atlasic y Mesetien. En este estudio nos hemos centrado en el estudio de las zonas Oued El Maleh-El Gara y Ben Ahmed, que están situados en la Meseta costera. La serie Triásica en estas áreas suele presentar 150m de espesor en el afloramiento Esta se caracteriza por su carácter detrítico terrígeno y evaporitas. La base de la sección está formada por depósitos gruesos y medios, Las partes medias y superior de la secuencia están formadas por limolitas, lutitas y yesos, presentando una reducción del tamaño de grano hacia el techo. El análisis de facies permite reconstruir los paleoambientes para los diferentes depósitos, que generalmente son ambientes fluviales, lacustres y de lagoon.*

Palabras clave: *Análisis de facies, Elementos arquitectónicos, Triásico, Meseta, Marruecos*

INTRODUCTION

In Morocco, the Triassic deposits are particular interest in the scientific and economic framework. Indeed, besides the fact that the separation between Morocco and the North American coast was announced by Upper Triassic fractures and volcanism, the Triassic is associated with salt deposits. It is also associated with gas reservoirs and mineralization of copper and uranium. A better knowledge of Triassic deposits and their evolution over time, facilitate the orientation for prospecting useful resources.

GEOLOGICAL SETTING

The study area is located in the northwest of Morocco, about 20 kilometers northeast of Casablanca and 15 kilometers in the south of Benslimane (fig. 1). This area is a part of the Triassic basin of Mohammedia-Benslimane-ElGara-Berrechid, which is as a vast shallow depression originated as a consequence of a N-S to NE-SW oriented semi-graben (Lyazidi et al., 2003).

Mohammedia-Benslimane-El Gara-Berrechid Basin is limited to the west by the coastal Paleozoic uplift (Destomdes and Jeannette, 1966), to the north by the structural zone of Benslimane, to the east and south-east

by the woody hills of Mdakra-Khatouat or ElGara horst (Fadli, 1990), and to north east by Oued Cherrat area.

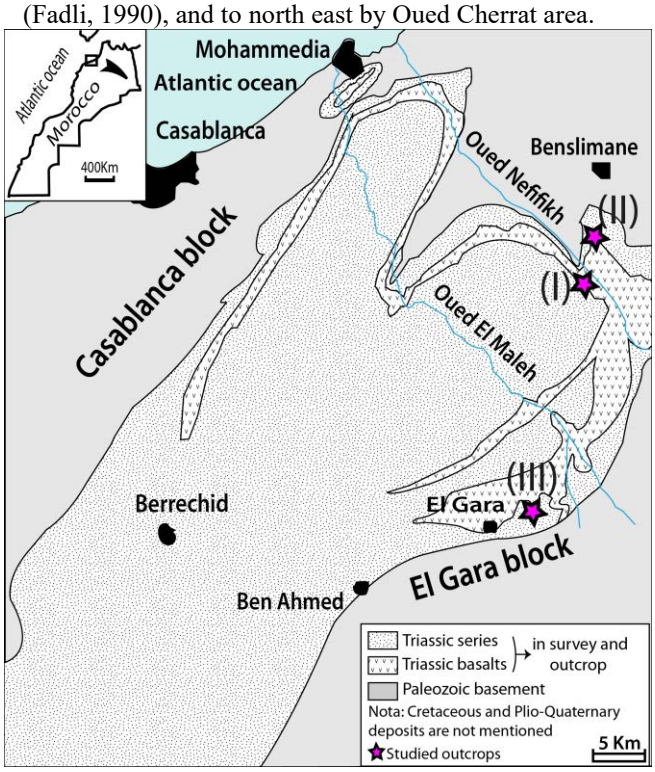


FIGURE 1: *geographical and geological situation of the Mohammedia-Benslimane-ElGara-Berrechid basin with different studied outcrops (the outcrops names are marked in Fig. 2)*

METHODOLOGY

This study consists in a detailed analysis of the field sections for a better view of sedimentary bodies and their layout in space to characterize the different facies, their associations and architectural elements (Miall, 1985) that will allow us to reconstruct depositional environments precisely. In the first step we are based on lithologic characters, grain size, texture and sedimentary structures observed in outcrop. Facies nomenclature in this study corresponds to those determined by Miall (1977 and 1978). The vertical and horizontal arrangement of these facies gives the architectural elements characterized according to several criteria determined by Allen (1983) and Miall (1985), which are: the nature of the upper and lower bounding surfaces, the external geometry, the scale, and the internal structures. The last step is the determination of paleoenvironment is based on the nature and types of lithofacies already characterized and types of architectural elements formed by these lithofacies.

FACIES ANALYSIS AND ARCHITECTURAL ELEMENTS

Lithofacies

Conglomerates: In the majority of the studied outcrops, those conglomerates are located in the basal part of the succession. The conglomerate display red to purple colours, and present a matrix-supported fabric. The matrix is formed by sand and silt, and the pebble-gravels are centimeter to decimeter-sized, showing angular to subangular shapes. Sometimes horizontal stratification may not be apparent (facies **Gms**: debris flow), other times this stratification may be apparent (facies **Gm**: characterized by horizontal bedding, imbrication) or (facies **Gp** characterized by planar crossbeds).

Sandstones: Reddish to purple sandstone are located at the base and middle of the succession. Towards the basal parts, it alternates with conglomerates and microconglomerates, while at the middle it alternates with siltstone. This sandstones range from 0,2–4 m thick and consist into medium- to very-coarse-grained sandstone with tabular beds, planar (facies **Sp**), massive (facies **Sm**), and with crude horizontal (facies **Sh**) stratification. Sometimes they present oblique beds with low angle (<10 °) (facies **Sl**).

Siltstones: The reddish siltstones are the predominant lithofacies throughout the studied sections. Siltstone can be laminated or massive, up to 20 m thick. These siltstones alternate with sandstone and sometimes with gypsum. They correspond to facies **Fl** of Miall (1978).

Mudstones: Massive reddish mudstone showing marmorization spots normally are found interbedded with sandstone or gypsum. This facies has been identified in all outcrops studied in the basin. This facies corresponds to facies **Fm** of Miall (1978) interpreted as overbank deposition in a flood plain or a deposit of abandoned channels (Miall, 1985, 1996; Einsele 2000; Eji Uba et al, 2005).

Facies code	lithofacies	Sedimentary structures	Interpretation
Gms	massive	-----	debris flow deposits
Gm	massive or crudely bedded gravel	horizontal bedding imbrication	longitudinal bars or sieve deposits
Gp	gravel stratified	Planar crossbeds	linguoid bars
Sm	coarse sandstone	massive	gravity deposits
Sp	sand, medium to v. coarse.	planar crossbeds	linguoid, transverse bars
Sh	sand, very fine to very coarse.	Horizontal lamination	planar bed flow (1. and u. flow regime)
Sl	sand, fine	low angle (< 10 °) crossbeds	scour fills, crevasse splays
Fl	siltstone	fine lamination	overbank or waning flood deposits
Fm	mudstone	laminated to massive	overbank or drape deposits
gypsum	Satin spar	Fibrous gypsum	lake or lagoon deposits

TABLE 1: *facies identified in de studied area (Miall, 1977 and 1978 modified)*

Gypsum: This fibrous gypsum facies identified at the middle and top part of the Triassic series in the basin. This satin spar (fibrous gypsum), may originate and be preserved under relatively arid environments with no flora.

Architectural elements

In our study area, we characterized seven architectural elements:

AE1: This architectural element characterized at base of succession, and is formed by the facies assemblages **Gms** and **Gm. AE1** corresponds to architectural element **SG** (Sediment Gravity Flow) of Miall (1985). This last formed by sediment gravity flow deposits, predominantly poorly sorted gravels formed in proximal regions, typically on alluvial fans.

AE2: Is formed by facies assemblages of **Gm, Sm, Sp, Sh** and **Fm**. The architectural element **AE2** has basal surfaces of the fourth order (erosion surface). These limits are slightly planar and other times erosive concave upward. **AE2** may correspond to the architectural element **CH** of Miall (1985 and 2006) deposited as a fluvial channel.

AE3: It is formed by the lithofacies assemblage of **Gm** and **Gp** of Miall (1978), other lithofacies have sometimes been identified between these predominant facies such as facies (**Sm**) and (**Sh**). This corresponds to the architectural element **GB** (Gravel Bar and Bedform) of Miall (1985), which are generally coarse deposits deposited at the bars (gravel bars).

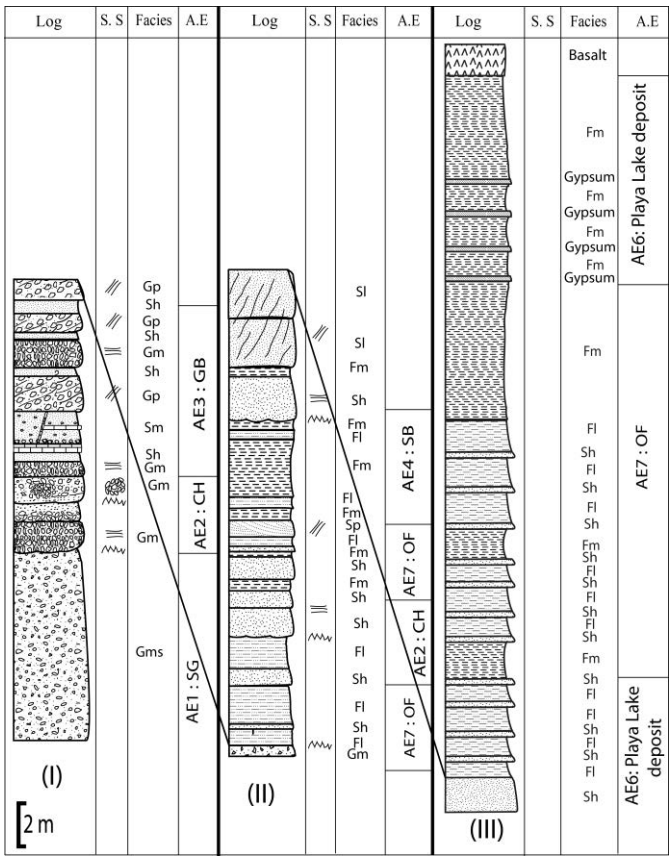


FIGURE 2*: Different sections studied in the basin with different facies and architectural elements identified. (I): section 1 of Chaâbat Al Hmira area, (II): section 2 of Chaâbat Al Hmira area, (III): Oulad Jhaych section (ElGara area). AE: architectural element, SS: sedimentary structure.*

AE4: This element is formed by medium to fine lithofacies assemblage: **Sp**, **Sh** and **Sl**. **AE4** element is characterized by internal bounding surfaces of second to third order. It corresponds to the architectural element **SB** (Sand Bedform) of Miall (1985). It is deposited in shallow channel filling, crevasse channels, crevasse-splay and distal braid plain.

AE5: This is an assemblage of fine to very fine lithofacies: **Sh**, **Fl** and **Fm**. This element has a 2.5 m thick, and has similarities with the architectural element **LS (**laminated sand sheets**)** of Miall (1985). The deposits of this element have been interpreted as the product of flash floods depositing sand in upper flow regime plane bed conditions (Miall, 1977, 1984b; Rust, 1978b; Tunbridge, 1981, 1984).

AE6: It is a lithofacies assemblage of 5 to 6 m thick, and is formed by alternating of lithofacies **Fl**, lithofacies **Sh** and occasionally gypsum. The alternation of siltstone sheets and fine sandstone is interpreted for this architectural element as deposits of playa lakes.

AE7: It is an assemblage of lithofacies **Fl** and **Fm**. Sometimes these lithofaciès alternate with lithofacies **Sh**. Based on their structure and its architectural criteria, the **AE7** corresponds to the architectural element **OF** interpreted as overflow deposits fines (Overbank fine).

DISCUSSION

Detrital deposits of Triassic basin of Mohammedia-Benslimane-ElGara-Berrechid were deposited in a diversified fluvial system. The lowermost deposits at base of the succession consist into massive conglomerates deposited in alluvial fans (deposits of architectural elements **AE1** and A**E2** similar to the ones included in the depositional model **n°1: proximal alluvial fans with sediment gravity flow lobes** of Miall, 1985). Above these environments shift to fluvial braided system characterized by coarse gravel deposits bars (**AE3**), and sometimes some fine deposits deposited in abandoned channels, this model matching with the pattern **n°2: proximal alluvial fan or outwash braidplain** of Miall (1985). Sandstone and some siltstone deposits included into the **AE4** and **AE6**, suggest a paleoenvironment corresponding to the floodplains of a meandering system, which would correspond to **nº6** in the Miall (1985, 2006) model: **the classic sandy, mixed-load meandering river**. Regarding deposits fine and very fine (siltstones and mudstones) they probably formed in a complex fluvial system characterized mainly by overflow deposits (Overbank fines) deposited in the floodplain. The formation of these fines to very fines deposits is probably due to retrogradation of the clastic system. Finally, this fluvial system is connected to a playa system characterized by evaporites and fine deposits.

CONCLUSION

Based on facies associations and depositional environment we have identified two episodes: clastic and evaporitic which are formed before the basaltic effusion. Regarding the sedimentary paleoenvironment we noticed an evolution of an alluvial fan system to braided river system at the base of the succession. In the middle of the succession we have identified a meandering river characterized by average and fine deposits. Finally, at the top we characterized the very fine deposits deposited at the floodplain. The episode of evaporate deposited in the middle and top of succession can be preserved in relatively arid environments with an absence of flora before the basaltic effusion.

REFERENCES

Allen, J.R.L, (1983): Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sediment. Geol., 33.*

Einsele, G., (2000): Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget. *Springer, Berlin Heidelberg. 792 pp.*

Eji Uba C., Heubeck, C., and Hulka C., (2005): Facies analysis and basin architecture of the Neogene Sub and ean synorogenic wedge, southern Bolivia. *Sedimentary Geology 180 (2005) 91–123.*

Lyazidi, A., El Wartiti M. and Fadli, D., (2003): Évolution géodynamique du bassin triasique de Berrechid-Elgara-Benslimane: Dynamique sédimentaire et géométrie des dépôts (Meseta nord occidentale, Maroc). *Pangea n° 39/40.*

Miall, A.D., (1977): A review of the braided river depositional environment. *Earth-Sci. Rev., 13: 1-62.*

Miall, A.D., (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: A.D. Miall (Editor), *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem*., *5: 597-604.*

Miall, A. D., (1985): Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth-Science Reviews, 22 (1985) 261-308.*

Rust, B.R., (1978): Depositional models for braided alluvium. In: A.D. Miall (Editor), Fluvial Sedimentology. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5: 605-625*.

Tunbridge, I.P., (1981): Sandy high-energy flood sedimentation some criteria for recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. *Sediment*. *Geol., 28: 79-96.*

Tunbridge, I.P., (1984): Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, *U.K. Sedimentology, 31*.

El registro del Evento Anóxico Oceánico del Aptiense inferior (OAE 1a) en la sección de Carbonero (Subbético, sur de España): estratigrafía de isótopos de carbono, biomarcadores y composición elemental

The record of the Early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE 1a) in the Carbonero section (Subbetic, southern Spain): C-isotope stratigraphy, biomarkers and elemental composition

J.M. Castro[1], S. Froehner[2], R. Aguado[1], G.A. de Gea[1], M.L. Quijano[3], B.D.A. Naafs[4] y R.D. Pancost[4]

1 Dpto. Geología – CEACTierra, Universidad de Jaén. E23071-Jaén, Spain. jmcastro@ujaen.es, raguado@ujaen.es, gadegea@ujaen.es
2 Universidade Federal de Santa Catarina, 88049-500 Florianópolis, Brasil. sandro.froehner@ufsc.br
3 Dpto. Química Inorgánica y Orgánica – CEACTierra, Universidad de Jaén, Spain. lquijano@ujaen.es
4 Organic Geochemistry Unit, School of Chemistry, University of Bristol, UK. david.naafs@bristol.ac.uk, r.d.pancost@bristol.ac.uk

Resumen: El evento anóxico oceánico del Aptiense inferior (OAE 1a) representa una perturbación en el ciclo global del carbono ligada a cambios ambientales, bióticos y sedimentarios. La evidencia de este evento es una excursión positiva de escala global en el $\delta^{13}C$, asociada al depósito generalizado de sedimentos marinos ricos en materia orgánica. Este estudio presenta la caracterización estratigráfica y geoquímica de una sección pelágica expandida del Tetis occidental. Se ha realizado un estudio multidisciplinar, que ha incluido la estratigrafía de isótopos de carbono, los biomarcadores y la geoquímica elemental. Nuestros resultados han puesto de manifiesto que los segmentos 2 a 7 de la curva isotópica del carbono previamente descritos en diferentes cuencas sedimentarias están claramente representados en la sección estudiada. El estudio de biomarcadores ha revelado que la materia orgánica es térmicamente madura, y tiene un origen principalmente marino. La asociación de biomarcadores y las concentraciones de elementos sensibles a las condiciones de oxigenación sugieren que la sedimentación tuvo lugar en general bajo condiciones bien oxigenadas, solamente alteradas durante cortos episodios de desarrollo de anoxia/disoxia. Los resultados de este trabajo sugieren que una elevada productividad primaria fue el principal factor de control en el depósito de los sedimentos ricos en materia orgánica durante el OAE 1a en la sección estudiada.

Palabras clave: Evento Anóxico Oceánico, Aptiense, Isótopos de C, Biomarcadores, Geoquímica Elemental

Abstract: *The early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE 1a) represents a major perturbation in the global carbon cycle and is linked to environmental, biotic and sedimentary changes. The signature of this event is a global positive $\delta^{13}C$ excursion, associated with widespread deposition of organic-rich marine sediments. This study presents the stratigrahic and geochemical characterization of an expanded pelagic marine section from the western Tethys. A multiproxy approach, including C-isotope stratigraphy, biomarkers and elemental geochemistry has been carried out. Our results reveal that the previously defined C-isotope segments 2 to 7 are clearly recorded in the studied section. The biomarker study has revealed that organic matter is thermally mature, mainly composed of marine organic matter. The biomarker association along with redox-sensitive trace elements suggest that sedimentation took place under generally well oxygenated waters only punctuated by short episodes of anoxia/dysoxia in a general context of increased primary marine productivity. Our results suggest that a high primary productivity was the main control on the deposition of organic-rich sediments during OEA 1a in the studied section.*

Key words: *Oceanic Anoxic Event, Aptian, C-isotopes, Biomarkers, Elemental Geochemistry*

INTRODUCTION

The Early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE 1a) represents a major perturbation in the global carbon cycle and is linked to environmental, biotic and sedimentary changes (e.g. Follmi, 2012). The isotopic signature of this event consists of a positive $\delta^{13}C$ excursion, interpreted as the result of massive deposition of organic matter and subsequent ^{12}C drawdown (e.g. Jenkyns, 2010). Nevertheless, a pervasive feature of the OAE 1a is the presence of a sharp negative $\delta^{13}C$ excursion preceding the main positive shift. Most accepted causes for OAEs are high global temperatures linked to increased atmospheric CO_2 concentrations, from volcanogenic and/or methanogenic sources, leading to global anoxia (Tejada et al., 2009; Erba et al., 2015; Naafs et al., 2016). Under such climatic conditions, increased weathering delivered nutrients to the ocean boosting primary productivity. Both factors, anoxia and productivity are invoked to explain massive deposition of organic-rich marine sediments (e.g. Jenkyns, 2010; Quijano et al., 2012).

Here we document an expanded pelagic section from the western Tethys, the Carbonero section with a high resolution C-isotope stratigraphy and a

combination of elemental and organic geochemistry characterization. The aim of this study is to present a detailed stratigraphy of the early Aptian as a basis for the analysis and interpretation of the environmental changes recorded across the OAE 1a in the Subbetic Basin.

PALAEOGEOGRAPHIC AND GEOLOGICAL BACKGROUND

The Carbonero section is located in the south of the Jaén province (Spain) and belongs to the Subbetic palaeogeographic domain, which represents the pelagic settings of the Southern Iberian Continental Margin (de Gea et al., 2008).

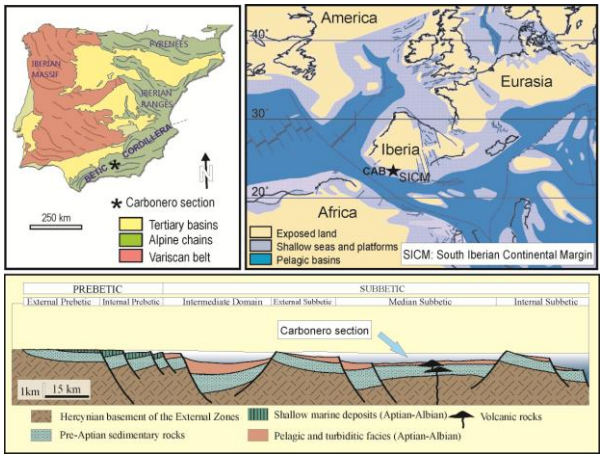


FIGURE 1. Geologic and palaeogeographical location of the Carbonero section (CAB) in the Subbetic Basin (modified from de Gea et al., 2008)

During the early Cretaceous this margin underwent a rifting episode, with development of tilted blocks, leading to deposition of expanded and stratigraphically continuous successions in the sectors with higher subsidence rates (Fig. 1; de Gea et al, 2008; Castro et al., 2008).

LITHOSTRATIGRAPHY, BIOSTRATIGRAPHY AND C-ISOTOPE STRATIGRAPHY

The studied section belongs to the Carbonero Formation and contains a rich sedimentary record, with a facies association composed of black shales, radiolaritic marls, marl-marlstone rythmites, along with barite and carbonate concretions, and cinerite levels (Fig. 2; de Gea et al., 2008).

A high resolution C-isotope stratigraphy ($\delta^{13}C_{org}$) combined with calcareous nannofossil biostratigraphy have led to a precise correlation with the formerly defined isotopic segments by Menegatti et al. (1998), generally used as a worldwide reference for the early Aptian C-isotope stratigraphy.

The C-isotope profile clearly shows the Carbon Isotope Excursion (CIE), defined by a negative excursion (C3 segment), with a unique expanded record up to 19 m thick, which has led to the recognition of three negative pulses within this interval. The subsequent positive excursion (C4) marks the onset of generalized sedimentation of black shales, and is followed by a long-lasting episode of positive C-isotope values (C5 to C7 segments).

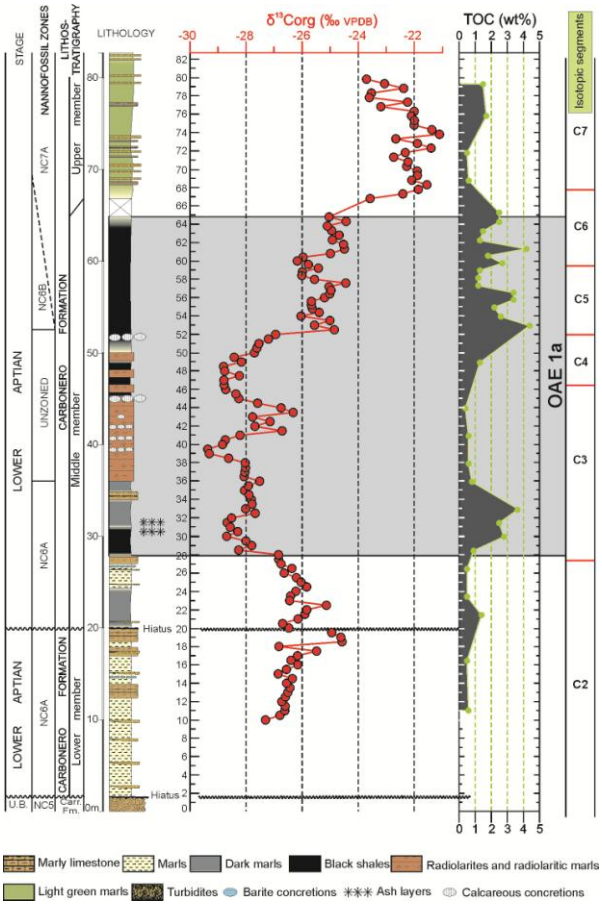


FIGURE 2. Lithostratigraphy, biostratigraphy and C-isotope stratigraphy of the Carbonero section and correlation with the isotopic segments defined by Menegatti et al., (1998).

ELEMENTAL GEOCHEMISTRY

The total organic carbon (TOC) profile shows three peaks, with average values of 1.6% and maxima of 7% (Fig. 3). Redox Sensitive Trace Elements (RSTE) are enriched in some intervals, broadly coinciding with maxima in TOC, pointing to episodic development of anoxia. Productivity proxies, although controlled by facies (i.e. barite concretions), show less clear patterns, with a long-term evolution broadly similar to TOC trends. TOC/N values reach maxima >20, probably indicating N depletion, characteristic of OAEs.

BIOMARKERS

The biomarker study (Fig. 4) reveals that extractable organic matter is mostly composed of *n*-alkanes, hopanes, stereranes and isoprenoids. Among the most remarkable findings is the presence of 2Me-Hopanes, which are considered as biomarkers of bacteria, typical of OAEs (Kuypers et al., 2004). Pr/Ph ratios and Pr/C17 vs. Ph/C18 distributions (Fig. 5), along with the absence of significant biomarkers suggest that sedimentation took place under generally well oxygenated waters.

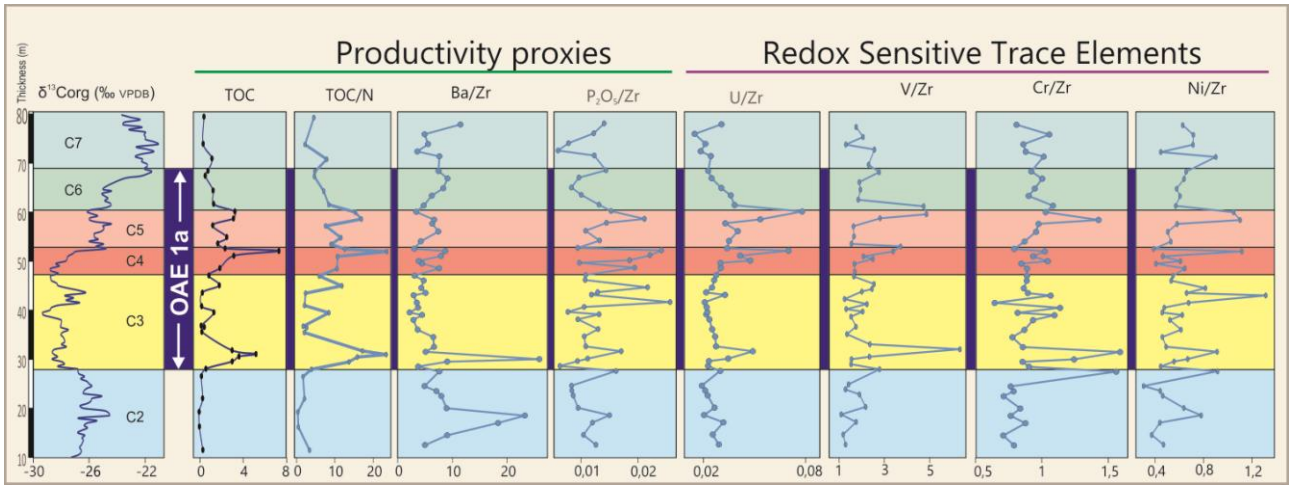


FIGURE 3. Elemental proxies for productivity and redox conditions.

These conditions were punctuated by short episodes of anoxia/dysoxia, mostly coincident with C4-C5 segments. Relative abundances of the different biomarkers groups reveal interesting stratigraphic variations: pre-OAE, organic matter is dominated by *n*-alkanes, whereas in OAE, organic matter is dominated by steranes and hopanes, and post-OAE, organic matter shows a dominance of hopanes. Pr/Ph >3 values characterize the pre- and post- OAE sediments, indicating a contribution from land plants. Organic matter is thermally mature, within the oil window, but there are interesting vertical trends, showing a decrease in thermal maturity in post-OAE levels.

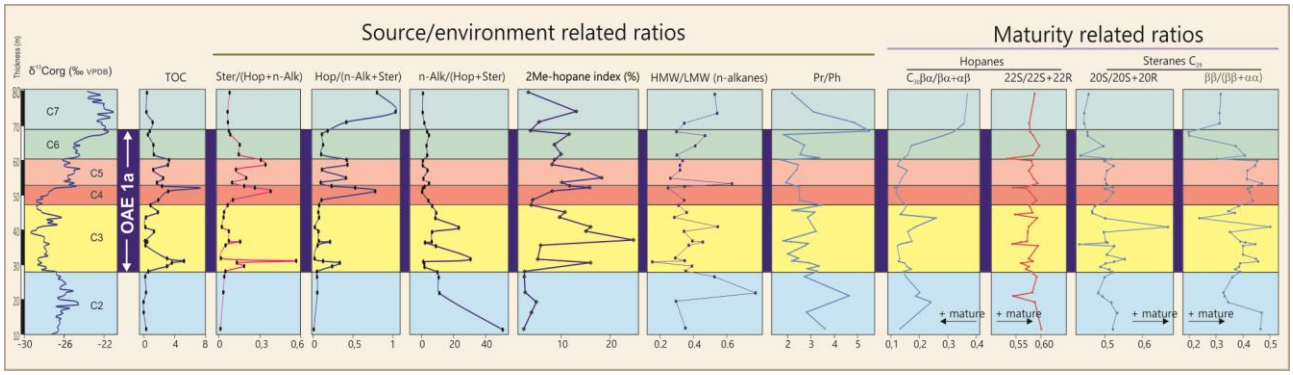


FIGURE 4. Biomarker ratios calculated. Proxies for source and environmental conditions and thermal maturity.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

The expanded stratigraphic record of the Carbonero section has led to a high resolution $\delta^{13}C$ profile, clearly depicting the C2 to C7 C-isotope segments of Menegatti et al. (1998). Especially noteworthy is the record of the negative $\delta^{13}C$ excursion (C3 segment), which is composed of three successive negative peaks.

The combination of C-isotope stratigraphy, biomarkers and elemental geochemistry has resulted in a powerful tool to explore the environmental changes occurred across the OAE 1a.

Our data suggest that organic-rich sedimentation was mostly controlled by high productivity rather than anoxia in the pelagic environments of the Southern Iberian Continental Margin during OAE 1a. Nevertheless, weak dysoxia/anoxia developed episodically, coeval to higher rates of production and

accumulation of organic matter. Environmental changes occurred across OAE 1a are reflected in stratigraphic variations in the biomarker assemblages and RSTE concentrations. These perturbations clearly predated the C-isotope positive excursion, probably recording the triggering processes leading to the widespread global deposition of organic matter-rich sediments.

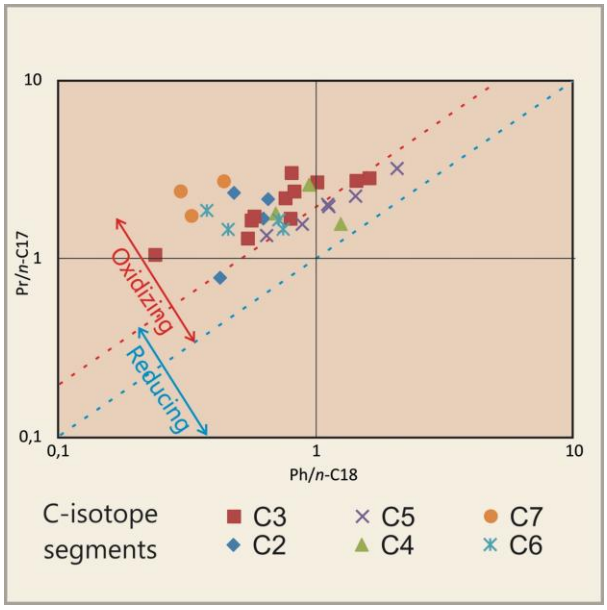


FIGURE 5. Cross-plot of *n*-alkanes vs. isoprenoids. The reference lines indicating redox conditions are from Didyck et al. (1978).

ACKNOWLEDGEMENTS

This work is a contribution of the research projects CGL2009-10329, CGL2014-55274-P, CGL2014-52546-P (MINECO) and RNM-200 (Junta de Andalucía). We wish to thank the University of Jaén (CICT) and NERC (University of Bristol) for the use of analytical facilities.

REFERENCES

Castro, J.M., de Gea, G.A., Ruiz-Ortiz, P.A. y Nieto, L.M. (2008): Development of carbonate platforms on an extensional (rifted) margin. The Valanginian–Albian record of the Prebetic of Alicante (SE Spain). *Cretaceous Research*, 29: 848–860.

Didyck, B.M., Simoneit, B.R.T., Brassel, S.C. y Eglinton, G., 1978. Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature*, 272: 216–222.

de Gea, G.A., Aguado, R., Castro, J.M., Molina, J.M., O'Dogherty, L. y Ruiz Ortiz, P.A. (2008): Lower Aptian Subbetic organic-rich facies, radiolarites and associated deposits: the local expression of Oceanic Anoxic Event 1a (Carbonero Formation, southern Spain). *Cretaceous Research,* 29: 861–870.

Erba, E., Duncan, R.A., Bottini, C., Tiraboschi, D., Weissert, H., Jenkyns, H.C. y Malinverno, A. (2015): Environmental consequences of Ontong Java Plateau and Kerguelen Plateau volcanism. En: *The Origin, Evolution, and Environmental Impact of Oceanic Large Igneous Provinces* (C.R. Neal, W.W. Sager, T. Sano, T., y E. Erba, eds.). Geological Society of America Special Paper 511.

Föllmi, K.B. (2012): Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, 35: 230–257.

Jenkyns, H.C. (2010): Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11.

Kuypers, M.M.M., Lourens, L., Rijpstra, W.I.C., Pancost, R.D., Nijenhuis, I.A. y Sinninghe-Damsté, J.S. (2004): Orbital forcing of organic carbon burial in the proto-North Atlantic during Oceanic Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters,* 228: 465–482.

Menegatti, A.P., Weissert, H., Brown, R.S., Tyson, R.V., Farrimond, P., Strasser, A., y Caron, M. (1998). High-resolution δ13C stratigraphy through the Early Aptian ―Livello Selli" of the Alpine Tethys. *Paleoceanography,* 13: 530–545.

Quijano, M.L., Castro, J.M., Pancost, R.D., de Gea, G.A., Najarro, M., Aguado, R., Rosales, I. y Martín-Chivelet, J. (2012): Organic geochemistry, stable isotopes, and facies analysis of the Early Aptian OAE — new records from Spain (Western Tethys). *Palaeogeography, Palaeoclimatology. Palaeoecology,* 365–366: 276–293.

Tejada, M.L., Suzuki, K., Kuroda, J., Coccioni, R., Mahoney, J.J., Ohkouchi, N., Sakamoto, N. y Tatsumi, Y. (2009): Ontong Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event. *Geology*, 37: 855–858.

Estudio preliminar de la diagénesis temprana en secuencias de alta frecuencia: ejemplo de las Calizas de Piedrasluengas (Pensilvaniense, Zona Cantábrica, NW España)

Preliminary analysis of early diagenesis in high-frequency sequences: an example from the Piedrasluengas Limestones (Pennsylvanian, Cantabrian Zone, NW Spain)

D. Corrochano[1] y G. Martín-Merino[2]

[1]Departamento de Didáctica de la Matemática y de las Ciencias Experimentales, Universidad de Salamanca, España. dcf@usal.es
[2] Facultad de Ingeniería en Ciencias Agropecuarias y Ambientales, Universidad Técnica del Norte, Ecuador. gmartin@utn.edu.ec

Resumen: Este trabajo analiza de forma preliminar los rasgos diagenéticos de una serie de secuencias de alta frecuencia (4º/5º orden, de posible origen glacioeustático) depositadas en una rampa carbonatada del Pensilvaniense (Calizas de Piedrasluengas, Zona Cantábrica, NW España). Los límites de las secuencias (máximos regresivos) se han establecido en las superficies de karstificación de la plataforma, mientras que el intervalo de máxima inundación marina está constituido por lutitas ricas en materia orgánica con elevadas concentraciones de U (hasta 8,96 ppm), sugiriendo un rápido enterramiento y el establecimiento de condiciones anóxicas en la diagénesis temprana. Durante el cortejo transgresivo y gran parte del regresivo, los sedimentos estuvieron continuamente en un ambiente diagenético freático-marino, donde precipitaron cementos no luminiscentes (NL) fibrosos, *bladed* y botroidales, seguidos por cementos de enterramiento escalenohédricos (NL) y esparita *blocky dull*. Durante las caídas del nivel del mar, las partes superiores de los cortejos regresivos quedaron expuestas subaéreamente y se produjo un reemplazamiento de aguas freático-marinas por aguas meteóricas en todo el espesor del ciclo. Durante esta etapa, tuvo lugar una intensa disolución, el neomorfismo de fases inestables y la precipitación de cementos *dogtooth*, drúsicos, y equigranulares de calcita no ferrosa (NL→bandeado NL/brillante→*dull*) y calcita ferrosa (*dull*).

Palabras clave: diagénesis, catodoluminiscencia, secuencias de alta frecuencia, Pensilvaniense, Zona Cantábrica.

Abstract: *The aim of this preliminary study is to analyse the diagenetic model of high-frequency sequences (4^{th}/5^{th} order of likely glacio-eustatic origin) deposited in a Pennsylvanian carbonate ramp in a foreland basin (Piedrasluengas Limestones, Cantabrian Zone, NW Spain). Sequence boundaries are karstic surfaces, whereas the maximum flooding interval is composed of organic-rich black mudrocks with elevated contents of U (up to 8,96 ppm), suggesting rapid burial rates and anoxic conditions during the early diagenetic stages. During the transgression and most of the regression, the sediments were in the marine-phreatic diagenetic environment and pervasive marine cementation took place (non-luminescent fibrous, bladed and botryoidal cements), followed by burial non-luminescent scalenohedral calcites and dull spar. During sea-level falls, the top of the regressive system tract was subaerially exposed and marine pore waters were replaced by meteoric fluids in the complete cycle thickness. Dissolution, leaching, neomorphism of unstable phases, and cementation of dogtooth, drusy, sparry nonferroan calcite (non-luminescent→banded non-luminescent and bright→dull) and ferroan calcite took place.*

Key words: *diagenesis, cathodoluminescence, high-frequency sequences, Pennsylvanian, Cantabrian Zone.*

INTRODUCCIÓN

Durante el Paleozoico Superior, la sedimentación y diagénesis en plataformas marinas carbonatadas estuvieron fuertemente controladas por las oscilaciones glacioeustáticas del nivel del mar asociadas al hielo y deshielo de los casquetes polares en el Sur de Gondwana. Éstas dieron lugar a ciclos sedimentarios submareales de alta amplitud y alta frecuencia limitados por superficies de exposición subaérea (*icehouse cycles*). Desde el trabajo pionero de Heckel (1983) en los ciclotemas del *Midcontinent* americano (EEUU), se conoce la relación que existe entre la arquitectura estratigráfica de los ciclos y su evolución diagenética. En los últimos años, la integración de las disciplinas de la estratigrafía secuencial y la diagénesis de carbonatos ha cobrado gran importancia, con el fin de predecir los principales procesos y productos diagenéticos y comprender mejor las variaciones de permeabilidad y porosidad en reservorios carbonatados (e.g., Morad et al., 2012).

Este trabajo analiza de forma preliminar la diagénesis temprana en una serie de secuencias de alta frecuencia en las Calizas de Piedrasluengas (Pensilvaniense) de la Unidad de Pisuerga-Carrión, Zona Cantábrica (Fig. 1). Esta unidad carbonatada ha sido definida como un depósito de transporte masa (Martín-Merino et al., 2014), suprayacente al Grupo Potes e infrayacente a la Formación Curavacas.

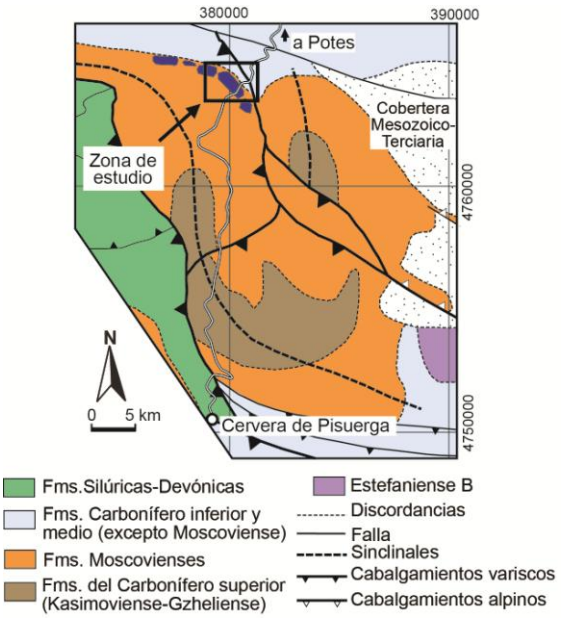


FIGURA 1. *Localización del área de estudio en la Unidad de Pisuerga-Carrión.*

A pesar de ser una unidad alóctona ha sufrido un escaso transporte dando lugar a grandes bloques con un bajo grado de rotura interna, lo que permite estudiar en detalle su sucesión estratigráfica que presenta una potencia entre 200 y 300 m. La unidad deslizada es el resultado de la desestabilización de una rampa carbonatada desarrollada en zonas distales de la cuenca de antepaís carbonífera cantábrica. Para este trabajo, además de las técnicas convencionales en el estudio de carbonatos, se han preparado seis láminas delgadas pulidas para su observación bajo catodoluminiscencia (modelo Cambridge CCL 8200 mkIII, 12-20 kV, 200-400 mA y 0,2 a 0,1 torr). A su vez, se ha empleado un espectrómetro de rayos gamma portátil (Gamma Surveyor II) para obtener en campo datos cualitativos del contenido de materia orgánica (asociados a la concentración en ppm de U).

CICLICIDAD

Los ciclos que se describen a continuación aparecen en un gran bloque calcáreo cortado por la carretera de Cervera de Pisuerga a Potes (ver Martín-Merino et al., 2011; para una mayor información sedimentológica y estratigráfica). En este afloramiento, las calizas tienen un espesor de 305 m y muestran una secuencia general regresiva-transgresiva. La sucesión está integrada por una potente secuencia basal (cortejo regresivo) de aproximadamente 130 m de espesor, representado por un gran *mud-mound* con tendencia somerizante que culmina con una importante superficie de karstificación (interpretada como un límite de secuencia de 3er orden). Por encima se desarrollan una serie de secuencias de alta frecuencia (4º/5º orden), de espesor métrico-decamétrico, con tendencias transgresivas-regresivas, que presentan un aumento de espesor hacia techo, a la vez que sus facies cambian hacia condiciones de mayor profundidad. Los ciclos inferiores (formados en ambientes más someros) se caracterizan por la presencia de calizas *grainstone* y finalizan con superficies de karstificación. En cambio, los ciclos de la parte superior se caracterizan por la presencia de potentes tramos de calizas micríticas con *Donezella* y menor desarrollo de superficies de karstificación. Este trabajo se centra en la descripción e interpretación de los rasgos diagenéticos presentes en el techo de la secuencia basal y en las tres secuencias de alta frecuencia (de carácter "somero") suprayacentes. La secuencia basal está constituida por *mud-mounds* de calizas micríticas peloidales masivas. Aproximadamente en los primeros 100 m, aparecen abundantes cementos fibrosos, botroidales y *bladed* asociados a cortezas micríticas microbianas. En los metros superiores, las facies se vuelven más someras, estando caracterizadas por una disminución paulatina de los cementos mencionados, haciéndose frecuentes los biomoldes de talos de algas filoides anchicodiáceas aragoníticas (*Eugonophyllum*). Por otra parte, las secuencias transgresivas-regresivas superiores (Fig. 2), comienzan con un cortejo transgresivo (TST) formado por calizas *grainstone* peloidales y calizas arenosas que rellenan las cavidades formadas durante la karstificación del techo de la secuencia infrayacente. Por encima aparecen calizas *grainstone* intraclásticas o *wackestones-packstones* con abundante fauna marina (esponjas chaetétidas, corales rugosos, aulopóridos, algas bereséllidas, calciesferas, foraminíferos). Tapizando estos sedimentos es común la presencia de un fino nivel (espesor máximo de 2 cm) de lutitas negras, interpretado como el intervalo de máxima inundación marina (MFI) y donde se ha registrado la máxima concentración de U (8,96 ppm). El cortejo regresivo (RST) está formado por calizas *wackestone-packstone* bioclásticas, con estratificación nodulosa e irregular, de colores grises muy oscuros, con margas interestrato, abundante pirita diseminada, venillas rellenas de bitumen y valores relativamente elevados de U. Hacia la parte superior se intercalan calizas claras *packstone-grainstone* de foraminíferos, que gradan a calizas *grainstone* oolíticas o peloidales, sobre

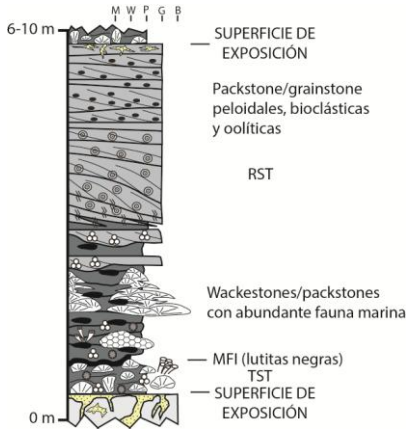


FIGURA 2. *Ciclo idealizado transgresivo-regresivo, somero y de alta frecuencia, mostrando la evolución vertical de las facies y los cortejos sedimentarios definidos; TST: cortejo transgresivo; MFI: intervalo de máxima inundación marina; RST: cortejo regresivo.*

las que se desarrollan las superficies de karstificación.

MODELO DIAGENÉTICO

Dentro del contexto secuencial descrito anteriormente, durante la transgresión inicial y gran parte de la regresión, los sedimentos estuvieron continuamente por debajo del nivel del mar en un ambiente diagenético freático-marino, registrándose abundante cementación marina en las bioconstrucciones micríticas y las barras oolíticas y bioclásticas, donde debió de existir una circulación activa del agua intersticial. Durante la subsecuente caída relativa del nivel del mar, los sedimentos depositados en el cortejo regresivo (RST) quedaron expuestos subaéreamente produciéndose un reemplazo de aguas freático-marinas por meteóricas. Al contrario del modelo propuesto en los ciclotemas del *Midcontinent* americano, donde el intervalo lutítico actuó como un intervalo impermeable (acuitardo) impidiendo la percolación de aguas meteóricas (e.g., Heckel, 1983), la diagénesis meteórica afectó a los depósitos transgresivos subyacentes; por lo tanto, es común observar una superposición de rasgos diagenéticos en cada uno de los ciclos estudiados.

Cortejo transgresivo (TST)

Muestra la siguiente secuencia paragenética (algunas etapas ocurrieron probablemente de manera simultánea): 1) micritización microbiana y bacteriana (en algunos casos muy intensa); 2) precipitación de calcita no ferrosa *bladed y* esparita equigranular en la porosidad primaria; 3) disolución, neomorfismo y recristalización de fases inestables; 4) precipitación de calcita drúsica y *blocky* no ferrosa; 5) precipitación de calcita *blocky* ferrosa; 6) dolomitización; 7) silicificación y formación de nódulos de chert; y 8) procesos diagenéticos tardíos (e.g., fracturación por enterramiento, estilolitización, etc.). Los primeros cementos no ferrosos se interpretan como freático-marinos. Su escaso desarrollo sugiere que se produjo una rápida subida del nivel del mar y los sedimentos entraron en un ambiente freático-estancando, manteniéndose esta situación durante el cortejo regresivo. Durante el máximo regresivo (exposición subaérea de la plataforma), se produjo la percolación de aguas meteóricas y tuvo lugar la precipitación de calcita no ferrosa drúsica y *blocky*, seguida de calcita ferrosa rellenando el resto de la porosidad primaria y secundaria (en algunas muestras la calcita ferrosa forma el único relleno de la porosidad secundaria).

El intervalo de máxima inundación marina, y los depósitos transgresivos y regresivos adyacentes, se caracteriza por presentar altas concentraciones de materia orgánica, como indican los abundantes relictos observados en lámina delgada, el color oscuro generalizado de las rocas y los altos valores de U (e.g., Correia et al., 2012). La elevada presencia de materia orgánica probablemente esté asociada a la removilización de paleosuelos durante los episodios transgresivos y/o al elevado aporte de nutrientes a partir de descargas fluviales que aumentaron la producción primaria (e.g., Merino-Tomé et al., 2012). Íntimamente relacionado con la presencia de materia orgánica, aparecen procesos de silicificación de bioclastos y formación de nódulos de chert. Los relictos de la textura original de la roca y la preservación no selectiva de algunos bioclastos corroboran que los nódulos de chert se formaron por un reemplazamiento diagenético tardío del material carbonatado. La abundancia de esponjas hipercalcificadas chaetétidas y los abundantes biomoldes de espículas monoaxonas y triaxonas de esponjas silíceas (rellenos de esparita *blocky* no ferrosa y/o ferrosa) indican que la fuente de sílice fue mayoritariamente biogénica, aunque posiblemente también existiera un importante aporte a partir de descargas fluviales. La dolomitización observada (de carácter diseminado) aparece siempre relacionada con las facies silicificadas. Algunos cristales idiomórficos de dolomita están corroídos por cuarzo microcristalino, indicando que la silicificación es posterior a la dolomitización. Sin embargo, estas relaciones texturales deben tomarse con cautela ya que pudieron existir recrecimientos posteriores que podrían enmascarar la secuencia paragenética propuesta. La dolomitización probablemente ocurrió durante el enterramiento somero o en un ambiente diagenético de mezcla de aguas marinas y meteóricas. Además parece estar asociada a la estabilización de calcita magnesiana, como indica la concentración de cristales idiomórficos de dolomita de hasta 230 μm alrededor de los artejos de crinoideos. Éstos, al transformarse en calcita con bajo contenido en magnesio, liberarían al medio Mg^{2+}, aumentando la relación Mg/Ca de las aguas de poro y favoreciendo así la dolomitización.

Cortejo regresivo (RST)

El cortejo regresivo muestra la siguiente secuencia paragenética general (observada en las partes medias de la secuencia basal): 1) micritización de bioclastos; 2) precipitación de cementos botroidales, fibrosos circumgranulares y *bladed*; 3) precipitación de cementos escalenohédricos NL; 5) precipitación de cemento *blocky dull* en el resto del poro (Fig. 3A); 6) procesos diagenéticos de enterramiento. Al igual que en el TST descrito anteriormente, esta secuencia general de enterramiento se vio modificada e interrumpida por procesos meteóricos tempranos asociados a las exposiciones subaéreas de la plataforma. Los cementos botroidales, fibrosos y *bladed* (en origen NL) se interpretan como freáticos-marinos precipitados en aguas bien oxigenadas. Los cementos *bladed* están neomorfizados, aunque presentan rasgos muy similares a las calcitas fibroso-radiaxiales (RFC) descritas en la literatura. Los botroides (originalmente de aragonito), presentan varios estados de preservación. Los mejor preservados son NL (indicando bajos valores de Mn^{2+}), mientras

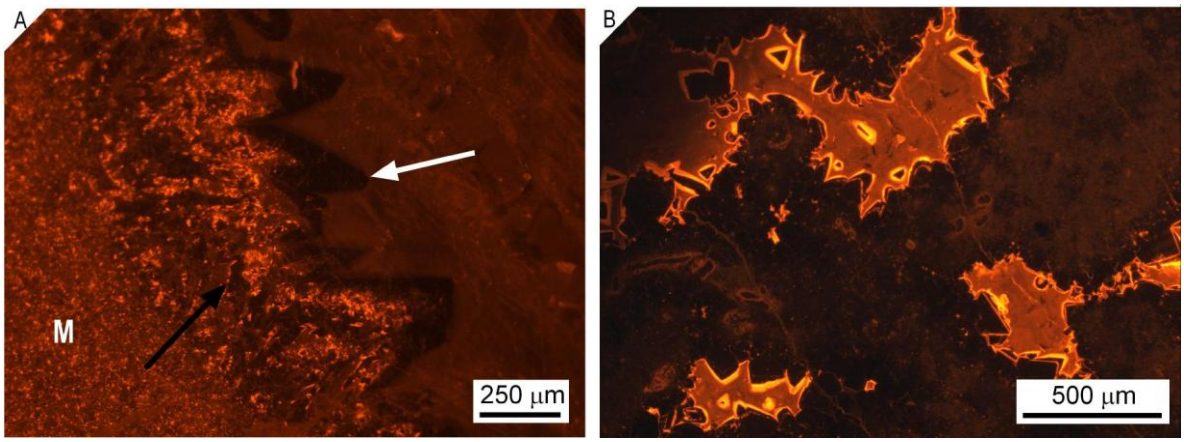


FIGURA 3. *A) Relleno de porosidad primaria (secuencia de enterramiento progresivo) en el cortejo regresivo de la secuencia basal (facies de* mud-mound*): cementos* bladed *neomorfizados (flecha negra), seguidos por cementos escalenohédricos de enterramiento somero no luminiscentes (flecha blanca) y por cemento* blocky dull*; nótese que la estabilización de los cementos* bladed *se produjo mediante delgados frentes de disolución-precipitación (flecha negra); M: micrita peloidal* dull*-moteado brillante. B) Cementos freáticos-meteóricos asociados a la superficie de karstificación de la secuencia basal (límite de secuencia de 3er orden). Nótese la secuencia de enterramiento NL>bandeando NL y B>D.*

que los que están alterados, presentan una luminiscencia en parches e irregular mostrando tonalidades B, D y NL. La precipitación de los cementos escalenohédricos (en origen de calcita baja en Mg) se interpretan como el tránsito del medio marino-freático a condiciones de enterramiento somero (Fig. 3A).

Superficies de karstificación (máximos regresivos)

Como se ha comentado anteriormente, tanto el cortejo transgresivo como en el regresivo fueron afectados por procesos diagenéticos meteóricos tempranos. En la parte superior de los ciclos, se desarrollaron rasgos de karstificación caracterizados por presentar una red de cavidades interconectadas, con o sin conexión directa con la superficie del techo del litosoma, rellenas por areniscas cuarciareníticas con cantos dispersos de cuarcita de hasta 2 cm bien redondeados. Estas cavidades también aparecen rellenas por arcillas de color gris oscuro y llegan a profundizar hasta 8 m dentro del cuerpo carbonatado. Otros rasgos diagenéticos característicos del ambiente meteórico son: precipitación de cementos en menisco (indicando condiciones vadosas), neomorfismo y estabilización temprana del aragonito y la calcita magnesiana (disolución completa y subsecuente cementación, es la forma más común de neomorfismo); desarrollo de porosidad *vug*, biomóldica y oomóldica (rellena por esparita *blocky* no ferrosa); precipitación de cementos sintaxiales turbios en crinoideos, drúsicos no ferrosos (en porosidad *vug* e interpartícula), microesparita y esparita *blocky* no ferrosa y ferrosa. En la calcita no ferrosa, bajo catodoluminiscencia, se observa la típica secuencia meteórica de enterramiento descrita en numerosas publicaciones: NL→bandeado NL/B→D (Fig. 3B). El tránsito entre calcita ferrosa y no ferrosa representa una transición de un ambiente diagenético oxigenado a reductor.

REFERENCIAS

Correia, G., Duarte, L., Pereira, A. y Silva, R. (2012): Outcrop gamma-ray spectrometry: Applications to the Sinemurian–Pliensbachian organic-rich facies of the Lusitanian Basin (Portugal). *Journal of Iberian Geology*, 38 (2): 373-388.

Heckel, P. (1983): Diagenetic model for carbonate rocks in Midcontinent Pennsylvanian eustatic cyclothems. *Journal of Sedimentary Research,* 53(3): 733-759.

Martín-Merino, G., Bahamonde, J.R., Colmenero, J.R. y Fernández, L.P. (2011): Sedimentología de las Calizas de Piedrasluengas (Carbonífero medio de la región del Pisuerga-Carrión, Zona Cantábrica). *Studia Geologica Salmanticensia,* 47(1): 21-56.

Martín-Merino, G., Fernández, L.P., Colmenero, J.R. y Bahamonde, J.R. (2014): Mass-transport deposits in a Variscan wedge-top foreland basin (Pisuerga area, Cantabrian Zone, NW Spain. *Marine Geology,* 356: 71-87.

Merino-Tomé, O., Bahamonde, J.R., Samankassou, E., y Villa, E. (2009): The influence of terrestrial run-off on marine biotic communities: An example from a thrust-top carbonate ramp (Upper Pennsylvanian foreland basin, Picos de Europa, NW Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 278 (1-4): 1-23.

Moraz, S., Ketzer, M. y De Ros, L.F. (2012): *Linking diagenesis to Sequence Stratigraphy.* Wiley-Blackwell, 536 p.

Métodos de análisis del contenido en carbonatos de series hemipelágicas: estudio comparado en la Formación Represa (Albiense superior, Prebético)

Methods for analyzing the carbonate content in hemipelagic sequences: a comparative study in the Represa Formation (Upper Albian, Prebetic Zone)

F. Coruña[1,3], C. de Santiago-Buey[2], J. Martín-Chivelet[3,4] y S. López-Andrés[1,5]

1 CAI Técnicas Geológicas, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. fcorunal@geo.ucm.es
2 Laboratorio de Geotecnia, CEDEX 28014 Madrid. cristina.desantiago@cedex.es
3 Dpto. Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. j.m.chivelet@geo.ucm.es
4 Instituto de Geociencias IGEO (CISC, UCM), c/ José Antonio Novais 12, 28040 Madrid
5 Dpto. Cristalografía y Mineralogía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. antares@geo.ucm.es

Resumen: En este trabajo se realiza un análisis comparativo de cuatro técnicas de determinación del porcentaje de carbonatos en rocas sedimentarias de composición mixta carbonático-siliciclástica: 1) difracción de rayos-X, 2) determinación de carbono orgánico total, 3) pérdida por calcinación, y 4) calcimetría. Para ello se aplican a la Formación Represa (Albiense superior) en la Serra dels Almaens, en el Prebético de Alicante. Esta serie está formada por 450 m de facies rítmicas hemipelágicas de calizas y margas. Los resultados a lo largo de la serie de estas cuatro técnicas son muy similares, si bien la pérdida por calcinación es la técnica más inexacta e imprecisa, por su dependencia de la mineralogía de la muestra. Por el contrario, la difracción de rayos X aparece como la técnica más adecuada en conjunto, ya que, a su alta precisión y exactitud se le suma la información mineralógica de la muestra. La calcimetría tiene la ventaja de su sencillez y rapidez, a costa de una información más incompleta. El análisis del carbono orgánico total admite muestras de menor tamaño y da resultados más exactos, pero también es la técnica más costosa y la exactitud de los resultados está condicionada a la ausencia de otros carbonatos distintos del carbonato cálcico.

Palabras clave: Quimioestratigrafía, hemipelagita, contenido en carbonato, Cretácico, Cadena Bética.

Abstract: *In this work a comparative analysis among four different methods for determining the percentage of carbonates in sedimentary rocks of mixed carbonate-siliciclastic composition is carried out: 1) X-ray diffraction, 2) total organic carbon (TOC), 3) loss in ignition (LOI) and 4) calcimetry. With this purpose, these techniques are applied to the Represa Formation (upper Albian) in the Serra dels Almaens in the Prebetic of Alicante. This unit is 450 m thick and consists of rhythmic hemipelagic facies (limestones and marls). The evolution of carbonate content throughout the series, obtained by the four techniques, shows similar patterns, indicating that all of them are adequate for the analyses. However, LOI is most inaccurate and imprecise, as it has a strong dependence on the mineralogy of the sample. By contrast, XRD appears as the most appropriate technique, not only because its good precision and accuracy, but because it yields a complete information about the mineralogy of the sample. The calcimetry technique has the advantage of simplicity and speed, at the expense of a more incomplete and imprecise information. Finally, the TOC technique has the advantage of needing smaller sample sizes and also it gives the most accurate results. But the good results are conditioned to the absence of other carbonates rather than calcium carbonate.*

Key words: *Chemostratigraphy, hemipelagite, carbonate content, Cretaceous, Betic Chain.*

INTRODUCCIÓN

El estudio del contenido en carbonatos que presentan las series sedimentarias de naturaleza mixta carbonático – siliciclástica, es una tarea fundamental para entender la evolución espacio-temporal de estos sistemas. Esta tarea conlleva frecuentemente la realización de un elevado número de análisis. Dado que hay varios métodos de determinación de carbonatos, cada uno con ventajas y limitaciones, puede resultar complicado elegir el más adecuado.

En este trabajo se realiza un análisis comparativo de cuatro técnicas que usualmente se utilizan para la determinación del contenido de carbonatos en ese tipo de materiales: 1) difracción de rayos-X (DRX), 2) determinación de carbono orgánico total (TOC), 3) pérdida por calcinación (LOI) y 4) calcimetría. El análisis comparado se ilustra con el estudio de una serie hemipelágica de la Formación Represa (Albiense superior, Prebético de Alicante), la cual está conformada por más de 450 m de depósitos bastante homogéneos de naturaleza calizo – margosa y carácter rítmico.

MATERIAL DE ESTUDIO

Este estudio se centra en la Serra dels Almaens, cerca de Jijona (Fig. 1), donde la Formación Represa alcanza un espesor notable (>450 m), al corresponder esta área con un depocentro durante la sedimentación (Coruña, 2007).

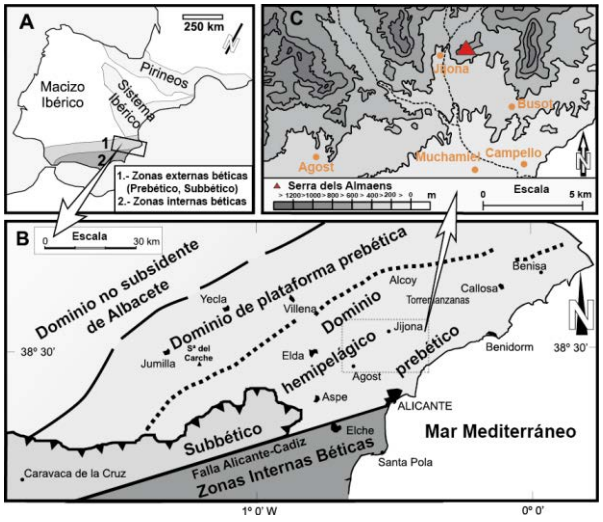


FIGURA 1 Situación de la zona de estudio (modificado de Martín-Chivelet et al., 2002).

La Formación Represa representa las facies hemipelágicas del antiguo margen continental sudibérico y sus características sedimentarias y estratigráficas regionales han sido analizadas en distintos trabajos (Van Veen, 1969; De Ruig, 1992; Martín-Chivelet et al., 2002; De Gea, 2004; Coruña et al., 2008).

Un total de 31 muestras a lo largo de la serie hemipelágica han sido analizadas mediante los cuatro métodos antes indicados.

METODOLOGÍA

La difracción de rayos-X (DRX) determina la presencia de fases minerales cristalinas. El análisis de las muestras mediante el método de polvo se llevó a cabo en un difractómetro Bruker D-8 Advance provisto de detector Sol-X, trabajando a 40 kV y 30 mA. Se realizó un barrido continuo en el intervalo comprendido entre 2 y 70º 2θ, con un tamaño de paso de 0,02 y un tiempo de paso de 1s. La adquisición y el tratamiento de datos para la identificación de fases cristalinas se efectuaron utilizando el paquete Diffrac-Plus (Bruker AXS). La semi-cuantificación de las fases minerales, incluidas los carbonatos, se ha realizado mediante el método de Chung (1974).

La determinación de carbono orgánico (TOC) permite calcular el % de carbonatos a partir de la determinación del carbono inorgánico (IC), que es un paso intermedio en el protocolo de ensayo normalizado. El IC y el carbono total (TC) se obtienen añadiendo ácido ortofosfórico (H3PO4) y calentando a 200ºC, para el IC y a 900ºC para el TC. El CO2 que se desprende es transportado hasta un detector de infrarrojo no dispersivo (NDIR) y el área de las bandas de CO2 de dicho espectro es proporcional a la concentración de IC y TC presente en la muestra. El analizador de carbono orgánico utilizado es un Shimadzu TOC-VCSH y SSM-5000A. La expresión que permite calcular el % de carbonatos a partir del IC y de los pesos moleculares (PM) de C y de CaCO3 es la siguiente:

$$\% CaCO_3 = (\% IC * PM (CaCO_3)) /PM (C) \quad (1)$$

La **calcinación** es una parte del protocolo del ensayo normalizado de la pérdida de peso por ignición (*Loss on Ignition*, LOI). El IC se determina a partir del porcentaje de pérdida de peso de la muestra entre 550 y 850ºC. La transformación de esta pérdida de peso en % de IC se realiza multiplicando por la contante 0,273 (Santisteban et al., 2004). La expresión de transformación en % de carbonato es la misma que la que utiliza el TOC (1).

La **calcimetría** se basa en la reacción del ácido clorhídrico (HCl) con el carbonato cálcico ($CaCO_3$) con desprendimiento de CO_2. Este gas liberado produce un aumento de presión que es proporcional a la cantidad de carbonatos de la muestra. El equipo utilizado es un Calcímetro Petron.

La cantidad de muestra molida utilizada para cada uno de los métodos ha sido: 0,5 g para DRX, 0,1 g para TOC, 1 g para la LOI y 0,5 g para la calcimetría.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la figura 2 se recogen los resultados del contenido en carbonato de las muestras analizadas mediante las cuatro técnicas a lo largo de la columna estratigráfica. Las cuatro curvas tienen una pauta muy similar, que muestra una evolución del sistema deposicional hemipelágico con el tiempo. En la parte basal de la columna, el contenido de carbonato varía notablemente en el tiempo, reflejando diferentes pulsos en la entrada de material siliciclástico. Por el contrario, en la parte superior de la serie (a partir de 220 m) el contenido de carbonato es más homogéneo y constante, lo que refleja el final de la llegada significativa de siliciclásticos a la cuenca, en concordancia con la instalación de una extensa plataforma carbonatada en las áreas proximales del margen continental (e.g., Martín-Chivelet et al., 2002).

A pesar de la similitud entre los resultados obtenidos de las diferentes técnicas, se observan, a una escala más detallada, algunas diferencias, que vienen motivadas por las limitaciones de cada técnica.

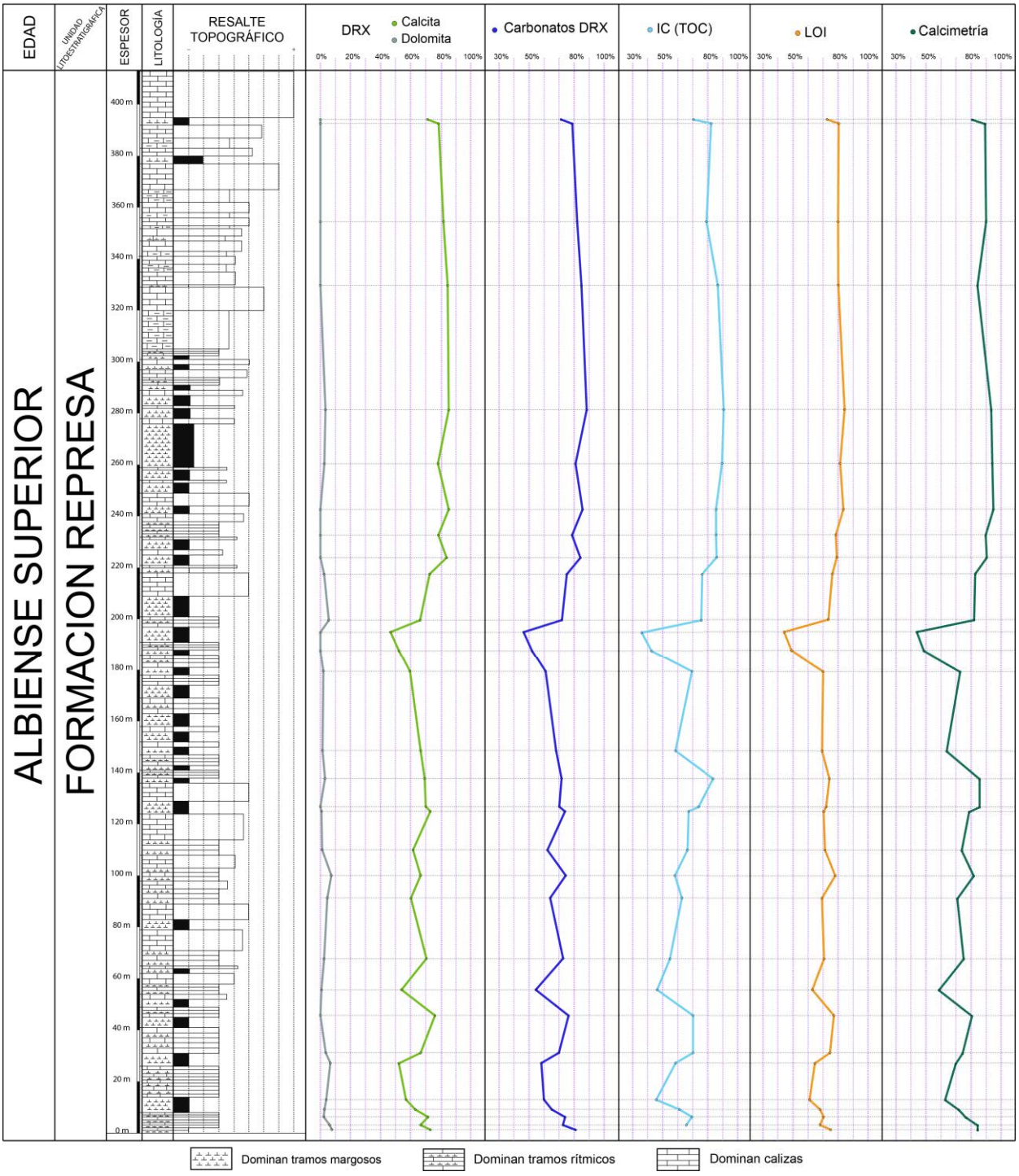


FIGURA 2. *Representación gráfica del contenido en carbonatos obtenido mediante distintas técnicas y su evolución a lo largo de la serie con respecto a las tendencias carbonáticas definidas por Coruña et al. (2008).*

La difracción de rayos X aporta información sobre la composición mineralógica de cada muestra (Coruña et al., 2016). Las muestras están constituidas por calcita como mineral mayoritario y en menor proporción filosilicatos y cuarzo, apareciendo dolomita como mineral minoritario en algunas zonas de la serie (inferior al 8%). El porcentaje de carbonatos es, por tanto, el sumatorio del % de calcita y el de dolomita presentes en las muestras. La cantidad de muestra necesaria (0,5 g), la relativa sencillez del método y la riqueza de información que aporta (componentes mineralógicos) hace que esta técnica sea muy recomendable ya que además de identificar permite semi-cuantificar y analizar la cristalinidad de todas las fases cristalinas presentes en la muestra, así como indicar si hay presencia de fases amorfas.

La determinación de carbono orgánico permite obtener a partir de una cantidad de muestra muy pequeña (0,1 g) datos de gran precisión del contenido

en carbono, a partir de los que se calcula el porcentaje de carbonato. Una posible limitación del método es que en el cálculo se asume que el carbonato cálcico es el único tipo de carbonato existente, lo que puede introducir un error si existen otros carbonatos, como la dolomita o la siderita. Por el contrario, una fortaleza del mismo reside en la alta calidad de la cuantificación, basada en una calibración que permite relacionar la intensidad del resultado de la técnica analítica dada con una abundancia relativa o proporción de lo que se quiere medir (ley de Beer-Lambert). En este sentido, la calibración se basa en patrones de bicarbonato sódico como material de referencia.

La pérdida por calcinación ofrece valores con menor exactitud a partir de mayor cantidad de muestra. Esto es debido a que la pérdida de peso de la muestra que se produce entre 550 y 850ºC corresponde no sólo a los carbonatos sino también a los filosilicatos presentes. Ello hace que esta técnica no resulte muy fiable en muestras con mezcla entre carbonatos y arcillas, como el caso que nos ocupa. Así mismo, la técnica considera que todo el carbonato presente en la muestra es carbonato cálcico. Esto conlleva un error en aquellos casos en los que haya presente cualquier otro carbonato de estequiometría diferente. En el caso estudiado, la presencia de dolomita ha sido siempre minoritaria (inferior al 8%) y puntual, lo que reduce considerablemente el error producido.

Y finalmente la calcimetría ofrece como principal ventaja la sencillez y rapidez del método, con cantidades de muestra intermedias (0,5 gr). Permite una cuantificación de aceptable calidad (al calibrarse con un patrón de carbonato cálcico puro) y la separación semi-cuantitativa del carbonato cálcico (reacción rápida con el HCl) de la dolomita y el resto de los carbonatos de reacción más lenta. Tiene, sin embargo, una menor precisión y exactitud que la difracción de rayos X.

CONCLUSIONES

Se han comparado los resultados de cuatro métodos analíticos (difracción de rayos-X, determinación de carbono orgánico total, pérdida por calcinación y calcimetría) para cuantificar el contenido en carbonatos en 31 muestras de facies hemipelágicas de la serie sedimentaria del Albiense superior de Formación Represa en la Sierra dels Almaens (Jijona, Alicante).

Las curvas de variación del porcentaje de carbonatos obtenidas mediante estas cuatro técnicas son muy similares en forma y tendencias, y permiten identificar un tramo basal de mayor variabilidad en la proporción de carbonato y otro tramo superior (a partir de 220 m) mucho más constante composicionalmente.

Los resultados evidencian que los cuatro métodos pueden ser adecuados para la cuantificación del porcentaje de carbonato, si bien muestran ventajas y limitaciones. El más apropiado en conjunto es la difracción de rayos X, por la sencillez del método, buena reproductibilidad y, sobre todo, por la información mineralógica que da (tipos de carbonatos, otros minerales, cristalinidad, presencia de fases amorfas).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr, Aitor Payros y a la Dra. Beatriz Bádenas la minuciosa revisión del manuscrito previo y las sugerencias de mejora. La analítica presentada en este trabajo ha sido realizada en el CAI Técnicas Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

REFERENCIAS

Chung, F.H. (1974): Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns. I. Matrix-flushing method for quantitative multicomponent analysis. *J. Appl. Crystallography,* 7-6D: 519-531.

Coruña, F. (2007): Trabajo de Investigación de Doctorado (DEA). Univ. Complutense de Madrid (inédito), 71p.

Coruña, F., Vilas, L. y Martín-Chivelet, J. (2008): Análisis estratigráfico y sedimentológico de la sucesión hemipelágica albiense en la sierra Espartal-Almaens (Jijona, Alicante, Zona Prebética). *Geotemas*, 10: 127-130.

Coruña, F., Santiago-Buey, C. López-Andrés, S. y Martín-Chivelet, J. (2016): Caracterización de los filosilicatos de la sucesión hemipelágica de Serra dels Almaens (Albiense superior, Prebético de Alicante). *Geo-Temas* (este volumen).

De Gea, G.A. (2004): *Bioestratigrafía y eventos del Cretácico Inferior en las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis doctoral. Univ. de Jaén, 658p.

De Ruig, M.J. (1992): *Tectono-Sedimentary Evolution of The Prebetic Fold Belt of Alicante (SE Spain).* Tesis doctoral. Drukkerij Elinkwijk, Utrecht. 207p.

Martín-Chivelet, J. (coord.), et al. (2002): Cretaceous. In: *Geology of Spain* (W. Gibbons y M.T. Moreno, eds.). The Geological Society. London, pp. 255-292.

Santisteban J.I., Mediavilla, R., López-Pamo, E., Dabrio, C.J., Ruiz-Zapata, M.B., Gil-Garcia M.J., Castaño, S. y Martínez-Alfaro P.E. (2004): Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments? *Journal of Paleolimnology*. 32: 287-299.

Van Veen, G.W. (1969): *Geological investigations in the region west of Caravaca, southeastern Spain*. Thesis. Univer. Amsterdam, 143 p.

Origen y contexto sedimentario de depósitos de cobre exótico Cenozoicos del Desierto de Atacama, norte de Chile

Origin and sedimentary context of Cenozoic exotic copper deposits from the Atacama Desert, northern Chile

A. Fernández-Mort[1,2], A.M. Alonso-Zarza[2,3], R. Riquelme[1] y E. Campos[1]

1 Dpto. Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Av. Angamos 0610, Antofagasta, Chile. afdezmort@alumnos.ucn.cl; rriquelme@ucn.cl; edcampos@ucn.cl
2 Dpto. Petrología y Geoquímica, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, C/José Antonio Novais, 2, 28040 Madrid, España.
3 Instituto de Geociencias, IGEO (CSIC, UCM), C/José Antonio Novais, 2, 28040 Madrid, España. alonsoza@ucm.es

Resumen: Este trabajo pretende describir los depósitos de cobre exótico presentes en la mina El Tesoro (norte de Chile) y determinar los procesos y el contexto sedimentario implicados en su formación. El Tesoro consta de dos depósitos de cobre exótico concordantes a la estratificación y separados entre sí por ~130 m de facies detríticas estériles. En el nivel mineralizado inferior, hospedado en conglomerados fluviales intercalados con calizas arenosas lacustres, el cobre se presenta como una masa entre los clastos de tonos verde azulados, constituida principalmente por crisocola, y de tonos negros, formada por "copper wad". En el nivel superior, alojado en brechas de abanico aluvial, la mineralización está presente como una masa homogénea de color verde entre los clastos y también como clastos angulosos retrabajados de crisocola. Ocasionalmente, en este depósito se observan envueltas irregulares de cobre alrededor de clastos no mineralizados. Este estudio permite confirmar que se trata de dos cuerpos exóticos sinsedimentarios formados por eventos y mecanismos diferentes. En el cuerpo inferior, el cobre fue transportado en solución y precipitó en facies gruesas de relleno de canal en zonas distales a la fuente de cobre. En el caso del depósito superior, los clastos mineralizados retrabajados indican que la erosión y el transporte físico también contribuyeron a su formación. Este cuerpo se habría originado más cerca de la fuente de cobre en comparación con el depósito inferior y, además, también podría haber sido formado parcialmente por procesos de pedogénesis.

Palabras clave: depósito de cobre exótico, Desierto de Atacama, crisocola, pedogénesis.

Abstract: *This works aims to describe the exotic copper deposits from the El Tesoro copper mine (northern Chile) and to determine the processes and the sedimentary context involved in their formation. El Tesoro consists of two exotic-Cu bodies concordant with stratification and separated by ~130 m of barren detritic deposits. The lower exotic-Cu deposit is hosted in fluvio-alluvial conglomerates interbedded with lacustrine sandy limestones. Copper occurs as a homogeneous green (chrysocolla) and black (copper wad) paste between the clasts. The upper deposit is hosted in alluvial fan breccias. In this case, the mineralization consists of a homogeneous green paste and also reworked angular clasts of chrysocolla. Occasionally, it also occurs as coatings surrounding non-mineralized clasts. This work confirms that these deposits were synsedimentary and formed during separate events and by different mechanisms. In the lower ore deposit, copper was transported in solution and precipitated within coarse-grained facies of channel-fill deposits in distal parts related to the copper source. However, the presence of mineralized reworked clasts in the upper ore deposit reveals that erosion and physical transport also played a role in its formation. This ore deposit was originated closer to the copper source and could have been partially formed by pedogenic processes.*

Key words: *exotic copper deposit, Atacama Desert, chrysocolla, pedogenesis.*

INTRODUCCIÓN

El Desierto de Atacama es globalmente conocido por la comunidad geológica, entre otros aspectos, por sus numerosos yacimientos de cobre de clase mundial. Además de los clásicos depósitos de tipo pórfido cuprífero, esta zona alberga otro tipo de yacimientos menos conocidos: los depósitos de cobre exótico.

Los depósitos de cobre exótico son cuerpos mineralizados hospedados en facies continentales detríticas gruesas y compuestos principalmente por óxidos, silicatos, cloruros y carbonatos de cobre. Se originan por el lixiviado de sulfuros de cobre hipógenos contenidos en pórfidos cupríferos, produciéndose soluciones acuosas ricas en cobre que pueden enriquecer el pórfido pre-existente (enriquecimiento supérgeno *in situ*) o removilizar el metal lateralmente (e.g. Münchmeyer, 1996). En este último caso, como ocurre en el Desierto de Atacama, las soluciones percolan a través de conglomerados cenozoicos o impregnan fracturas del substrato donde

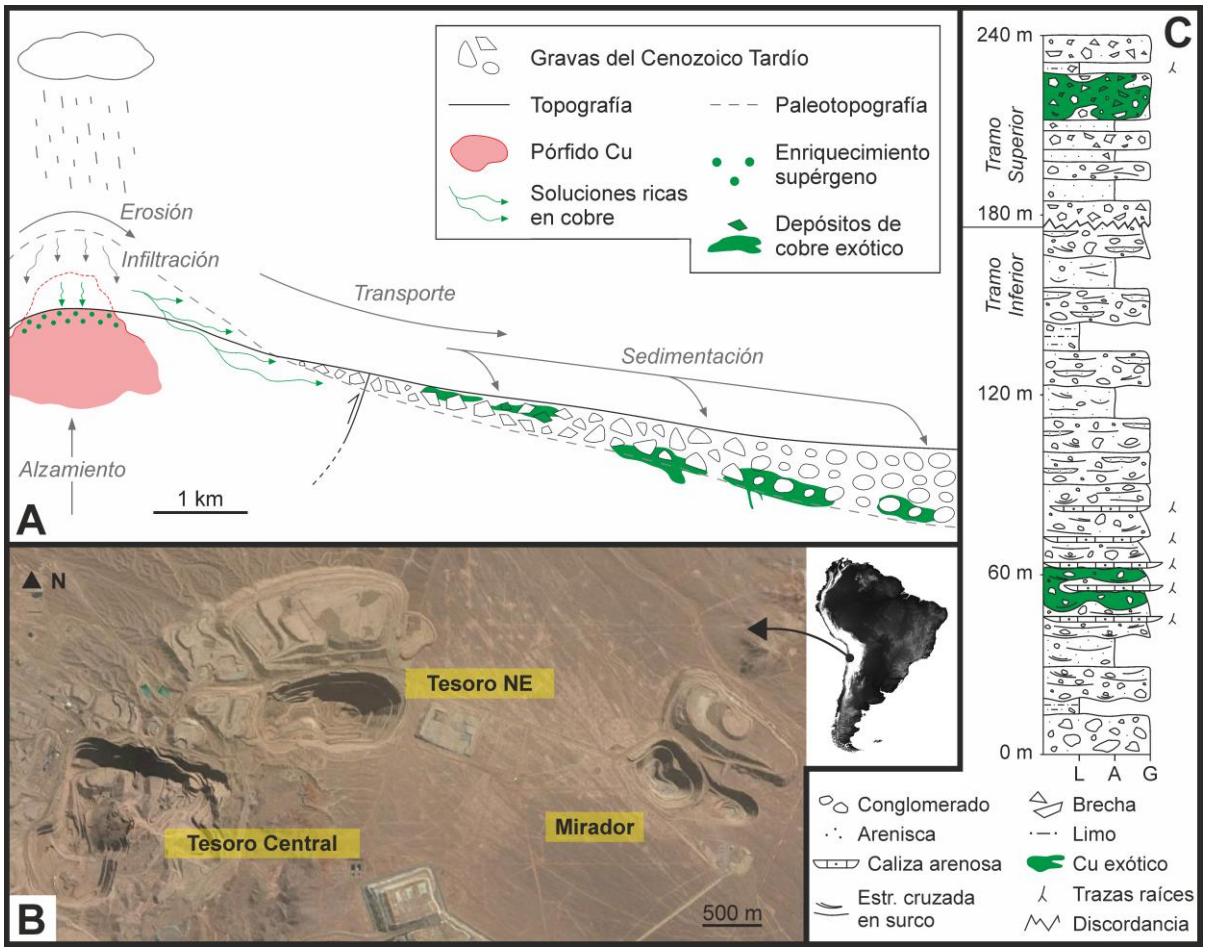


FIGURA 1. A. *Representación esquemática del contexto de formación de los depósitos de cobre exótico y su relación lateral con un sistema de pórfido cuprífero (modificado de Münchmeyer, 1996).* B. *Imagen aérea de la mina de cobre El Tesoro mostrando sus tres cortas (Imagen: Google).* C. *Columna estratigráfica de El Tesoro Central mostrando la posición en la vertical de los dos cuerpos de cobre exótico.*

precipitan minerales de cobre (e.g. Münchmeyer, 1996), formando así los yacimientos de cobre exótico (Fig. 1A).

Estos depósitos han sido tradicionalmente descritos tan solo desde el punto de vista de la geología económica, con fines de exploración y/o explotación. Existen muy pocos trabajos que describan e interpreten el contexto sedimentario de los depósitos que hospedan a estos cuerpos mineralizados (e.g. Mora et al., 2004).

El presente trabajo tiene como objetivo describir los depósitos de cobre exótico de la mina El Tesoro (norte de Chile) y determinar los procesos y el contexto sedimentario implicados en su formación.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y SEDIMENTARIO

La mina de cobre El Tesoro (22º57' S, 69º5' O) está situada en el norte de Chile, aproximadamente a 160 km al NE de la ciudad de Antofagasta y a una altura de 2.995 m.s.n.m. El complejo minero está conformado por tres cortas (Fig. 1B): Mirador, Tesoro NE y Tesoro Central. Este trabajo se restringe a la última de las cortas nombradas, que denominaremos El Tesoro.

Geológicamente, el yacimiento El Tesoro se sitúa en la Cuenca Centinela. Se trata de una cuenca continental cenozoica de antearco, sometida a un importante control tectónico y emplazada en el límite occidental de la Cordillera de Domeyko o Precordillera Andina (Tapia et al., 2012; Riquelme et al., 2015). Consta de un relleno de hasta ~800 m de depósitos continentales cenozoicos (Mora et al., 2004; Tapia et al., 2012), que incluyen conglomerados y brechas de origen aluvial, entre los que se intercalan areniscas, lutitas y niveles de paleosuelos.

La corta El Tesoro expone una secuencia sedimentaria continental de ~240 m (Fig. 1C), de edad Eoceno Superior – Mioceno Inferior (Tapia et al., 2012). A grandes rasgos, la sucesión se compone de potentes paquetes de conglomerados y brechas que alternan con niveles arenosos y limosos y con calizas arenosas (Fernández-Mort et al., 2015). La secuencia puede dividirse en dos tramos, inferior y superior, separados por una discordancia angular y erosiva (Fig. 1C).

Siguiendo los criterios propuestos por Miall (1996) y dada la geometría y estructura interna de las facies

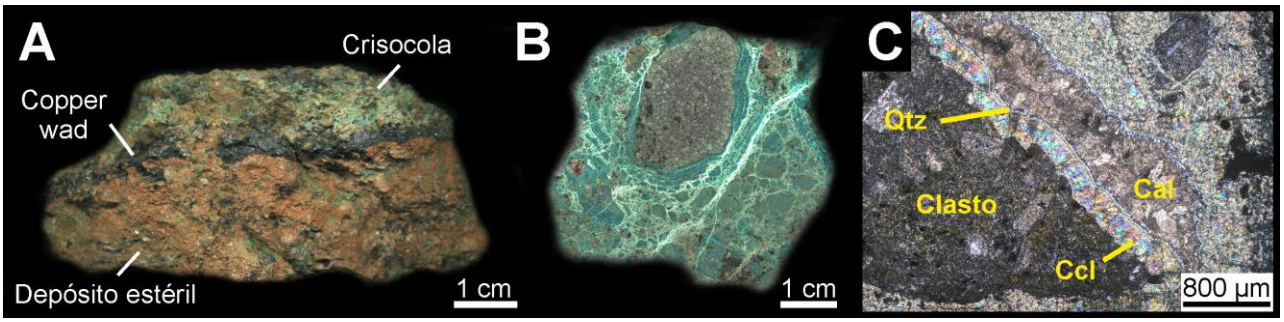


FIGURA 2. A. *Muestra de mano del depósito de cobre exótico inferior.* B. *Envuelta irregular de cobre y venas de carbonato en muestra de mano del depósito de cobre exótico.* C. *Muestra del manto superior bajo microscopio óptico con nicoles cruzados en el que se observa una cubierta alrededor de un clasto detrítico. La parte más interna de la envuelta está formada por crisocola (Ccl), mientras que la parte más externa se compone de cuarzo microcristalino (Qtz). El borde del clasto parece ser irregular. Calcita (Cal) ocupa el espacio restante.*

detríticas descritas (Fernández-Mort et. al, 2015), el tramo inferior de la sucesión se interpreta como un sistema fluvial de alta energía con canales efímeros someros y depósitos de llanura de inundación. Las calizas arenosas indican la presencia de pequeños lagos muy someros con constantes aportes de materiales terrígenos (Fernández-Mort et., 2015). Por su parte, el tramo superior se interpreta como la parte media-proximal de un sistema de abanico aluvial. Los clastos angulosos revelan un corto transporte generado por flujos en masa de alta energía que depositaban paquetes de brechas con bases planas. Existen trazas de raíces y envueltas de arcilla alrededor de clastos que podrían indicar una pedogénesis incipiente.

MINERALIZACIÓN EXÓTICA

En la corta El Tesoro se explotan dos cuerpos o "mantos" mineralizados de cobre exótico: depósito inferior (hospedado en el tramo inferior) y depósito superior (hospedado en el tramo superior). Su potencia, de escala métrica, es irregular lateralmente, son concordantes con la estratificación y están alojados principalmente en facies de grano grueso. Les separan ~130 m de depósitos estériles y presentan claras diferencias en textura, petrología y mineralogía.

Depósito de cobre exótico inferior

El cobre está hospedado en las facies conglomeráticas intercaladas con las calizas arenosas. A escala de afloramiento, se presenta como masas homogéneas negras y verdes azuladas dispuestas entre los clastos. Los niveles mineralizados están en ocasiones truncados por erosión. Por lo general, las masas de tonos negros están a muro (en ocasiones son bases erosivas) de estos niveles y pasan gradualmente a tonos verde azulados hacia techo. La mineralización de tonos negros está compuesta por óxidos negros ricos en Mn, Fe y Cu, conocidos en el argot minero como "copper wad". Las masas verde azuladas corresponden a crisocola ($[Cu_{2-x}(Al,Fe^{3+})_xH_{2-x}[Si_2O_5](OH)_4{*}nH_2O]$), un silicato de cobre amorfo, masivo y vítreo (Gaines et al., 1997). También están formadas, en menor medida, por paratacamita $[(Cu,Zn)_2Cl(OH)_3]$ y atacamita $[Cu_2Cl(OH)_3]$. En muestra de mano, la crisocola se presenta como una pasta masiva verde entre los clastos (Fig. 2A), mientras que en el SEM presenta un bandeado muy definido marcado por las variaciones de Si y Cu.

Depósito de cobre exótico superior

En este caso el cobre está hospedado en facies brechoides. Presenta la misma mineralogía de cobre que el depósito inferior, aunque la paratacamita y la atacamita son más abundantes. En este caso, el cobre está presente como clastos angulosos retrabajados de crisocola y como una masa homogénea masiva, de color verde y que aparece entre los clastos. Ocasionalmente, el cobre también aparece formando envueltas alrededor de clastos estériles (Fig. 2B). Estas envueltas presentan morfología irregular y espesores muy variables (desde escala de µm hasta de 1 cm). Al microscopio óptico, se observa que la parte interna de estas envueltas está formada por crisocola, mientras que la parte más externa se compone de cuarzo microcristalino (Fig. 2C). Los bordes de los clastos están ligeramente corroídos por la crisocola (Fig. 2C). Por su morfología, estas envueltas se podrían asemejar a los pisolitos descritos en trabajos de calcretas (e.g. Alonso-Zarza y Wright, 2010). También se observan cementos de calcita, con cristales euhedrales y subhedrales, generalmente en mosaico y en ocasiones de tipo drusa. Estos cementos aparecen rellenando espacios vacíos y cortando todas las fases anteriores.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La presencia de ~130 m de depósitos estériles intercalados entre los dos cuerpos de cobre exótico indica que estos se formaron en dos etapas de mineralización distintas. Se originaron asociados a depósitos sedimentarios con porosidades y permeabilidades relativamente altas (Mora et al., 2004), sin embargo, ambos niveles mineralizados presentan diferencias texturales que implicarían mecanismos de mineralización diferentes.

El cuerpo inferior se compone de minerales de cobre que precipitaron en la matriz y porosidad de las facies gruesas hospedantes (Mora et al., 2004; Nelson

et al., 2007). Esto indica que la totalidad del cobre fue transportado en solución. El hecho de que la mineralización tenga lugar entre los clastos de conglomerados correspondientes a depósitos de relleno de canal y que estos niveles mineralizados estén en ocasiones truncados por erosión revela el carácter sinsedimentario de la mineralización. Además, la intercalación de estos niveles con facies lacustres sugiere que se formó en una posición distal con respecto a la fuente de cobre (Mora et al., 2004).

En el caso del depósito superior, la masa homogénea masiva de color verde también se formó tras un transporte en solución y posterior precipitación en la matriz de las brechas hospedantes. Sin embargo, este cuerpo también incluye clastos mineralizados retrabajados, lo que implica una erosión y transporte físico de la zona supérgena ya consolidada del pórfido y/o de otro depósito exótico más cercano a la fuente. La angulosidad de estos clastos y el tipo de facies de las brechas hospedantes sugieren una posición más proximal a la fuente de cobre que en el caso del depósito inferior. Además, las similitudes morfológicas entre los posibles pisolitos de cobre de este cuerpo y aquellos descritos en calcretas, podrían sugerir un origen pedogénico para estas envueltas de cobre. Otros rasgos pedogénicos como posibles trazas de raíces observadas en muestra de mano (Fig. 2B) y, sobre todo, la presencia de paleosuelos cálcicos en niveles situados inmediatamente a techo de este depósito (Oerter et al., 2016), apoyan dicha actividad pedogénica en el cuerpo mineralizado superior.

Si bien es necesario realizar más estudios con mayor profundidad, *a priori* parece que existe una notable influencia de contexto sedimentario en la formación de los depósitos de cobre exótico. Por lo tanto, consideramos que una detallada interpretación sedimentológica podría ser una herramienta muy útil en exploración, ya que permitiría generar modelos de distribución para este tipo de yacimientos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la beca CONICYT-PCHA/Doctorado Nacional/2016-21160193 (Chile) y por los proyectos de investigación FONDECYT Nº1121041 y Proyecto Anillos ACT-1203 (Chile), LMI-COPEDIM (Chile-Francia) y CGL2014-54828P (España). También agradecemos al personal de Antofagasta Minerals S.A. su colaboración.

REFERENCIAS

Alonso-Zarza, A.M. y Wright, V.P., (2010). Chapter 5. Calcretes. En: *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes.* (Alonso-Zarza, A.M. y Tanner, L.H., eds.). Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, pp. 226–267.

Fernández-Mort, A., Riquelme, R., Alonso-Zarza, A.M., Campos, E., Tapia, M. y Sola, S. (2015). Sedimentary controls on the formation of gravel-hosted exotic-Cu deposits. Examples from El Tesoro Basin, northern Chile. En: *XIV Congreso Geológico Chileno*.

Gaines, R. V., Skinner, H. C. W., Foord, E. E., Manson, B. y Rosenzweig, A., (1997). *Dana´s New Mineralogy*, Eighth Edition. John Wiley & Sons, Inc.

Miall, A., (2013). *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology.* Springer-Verlag Inc., Heidelberg, 582 p.

Mora, R., Artal, J., Brockway, H., Martinez, E. y Muhr, R., (2004). El Tesoro Exotic Copper Deposit, Antofagasta region, northern Chile. *Society of Economic Geologists Special Publication 11, p. 187-197.*

Münchmeyer, C. (1996). Exotic deposits: products of lateral migration of supergene solutions from porphyry copper deposits. En: *Camus, F., Sillitoe, R.H. & Petersen, R. (eds.), Andean copper deposits: New discoveries, mineralization, styles and metallogeny. Soc. Eco. Geol., Spec. Publ. No. 5, 43- 58.*

Nelson, M., Kyser, K., Clark, A., y Oates, C. (2007). Carbon isotope evidence for microbial involvement in exotic copper silicate mineralization, Huinquintipa and Mina Sur, northern Chile. *Economic Geology, 102(7), 1311-1320.*

Oerter, E., Amundson, R., Heimsath, A., Jungers, M., Chong, G., y Renne, P. (2016). Early to Middle Miocene climate in the Atacama Desert of Northern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology, 441, 890-900.*

Riquelme, R., Campos, E., Gonzalez, R., Fernandez-Mort, A., Tapia, M. y Carretier, S. (2015). Eocene-Miocene Centinela basin evolution, records of palaeo-environmental/palaeo-climate conditions for supergene copper mineralization in the Precordillera, Atacama Desert. En: *13th SGA Biennial Meeting.*

Tapia, M., Riquelme, R., Marquardt, C., Mpodozis, C., y Mora, R. (2012). Estratigrafía y sedimentología de la Cuenca El Tesoro, Distrito Centinela (región de Antofagasta) y su relación con la mineralización exótica de cobre. En: *XII Congreso Geológico Chileno.*

Estructuras de deformación sedimentarias en el Sinclinal de Monfragüe (Parque Nacional de Monfragüe, Cáceres, Extremadura)

Soft-sediment deformation structures in the Monfragüe Syncline (Monfragüe National Park, Cáceres, Extremadura, Spain)

P. González-Cuadra[1], L. González-Menéndez[1], L.R. Rodríguez-Fernández[2], F. Nozal[3] y A. Martín-Serrano[2]

1 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Avda. Real 1, 24006, León. pgc@usal.es / l.gonzalez@igme.es
2 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas, 23, 28003, Madrid. lr.rodriguez@igme.es / a.martinserrano@igme.es
3 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). La Calera 1, 28760, Tres Cantos. f.nozal@igme.es

Resumen: El Sinclinal de Monfragüe o de Cañaveral se sitúa en la Zona Centroibérica (N-NE de Cáceres) y está formado por una sucesión Cambro-Ordovícica a Silúrica que se apoya discordante sobre materiales principalmente del Neoproterozoico Superior. En la parte alta del Ordovícico Superior (Pizarras de Villarreal de San Carlos) y en la base del Silúrico (Cuarcitas del Criadero) aparecen multitud de estructuras de deformación sedimentarias características de materiales afectados por inestabilidades: "convolute lamination", estratificación contorsionada, "ball and pillow" o almohadillas y análogas a "pseudo mud cracks". Es destacable la presencia de "pillows" de tamaño métrico. Estas estructuras se encuentran en un tramo de unos 20-40 metros de espesor y presentan una continuidad lateral mínima de unos 8 km. Dada la intensa deformación sin-sedimentaria registrada en estas estructuras se considera necesaria la licuefacción previa de los sedimentos mediante agitación energética del medio de depósito, que podría explicarse por diferentes mecanismos (oleaje de tormentas, aportes sedimentarios energéticos, sismicidad).

Palabras clave: Zona Centroibérica, Sinclinal de Monfragüe, Estructuras de deformación sedimentarias, *Pillows*.

Abstract: *The Monfragüe Syncline is located in the Central-Iberian zone of the Iberian Variscan Massif (N-NE of Cáceres, Spain). This domain is formed by a Cambric-Ordovician to Silurian sedimentary sequence that overlies discordantly late Neoproterozoic sediments. In the upper part of the Ordovician sediments (Villarreal de San Carlos Shales) and at the base of the Silurian (Criadero Quartzites) there occur numerous soft-sediment deformation structures: convoluted and contorted beds, balls and pillows, and pseudo mud cracks analogs. Pillows can reach metric sizes. All these structures occur in a 20-40 m thick interval and a minimum lateral spread of 8 km. The high-intensity of the synsedimentary deformation recorded suggests liquefaction by energetic shake of the sedimentary environment. Different trigger processes are discussed to explain the generation of these structures (storms, high energy sedimentary inputs, seismicity).*

Key words: *Central Iberian Zone, Monfragüe Syncline, Soft-sediment deformation structures, Pillows.*

INTRODUCCIÓN

El sinclinal de Monfragüe o Cañaveral, es una estructura de plegamiento varisca, de dirección aproximada NO-SE, en la que aflora una sucesión de sedimentaria que abarca desde el Neoproterozoico Superior hasta el Silúrico. Geográficamente se sitúa en la zona N-NE de la provincia de Cáceres y desde un punto de vista geológico se encuentra en la zona Centroibérica, en su dominio de pliegues verticales, (Gumiel et al., 2000 y referencias incluidas) aunque el sinclinal de Monfragüe presenta una clara vergencia hacia el N (plano axial buzando al S).

En este trabajo se describe un conjunto de estructuras presentes en rocas del Ordovícico superior - Silúrico inferior, generadas por deformación de los sedimentos en un estadio previo a su litificación, circunstancia por la cual son conocidas normalmente bajo la denominación anglosajona de “Soft Sediment Deformation Structures” (SSDS).

Considerando la tipología de las estructuras, su aparición vertical episódica y la amplitud de su distribución lateral, se plantean diferentes mecanismos para explicar su generación.

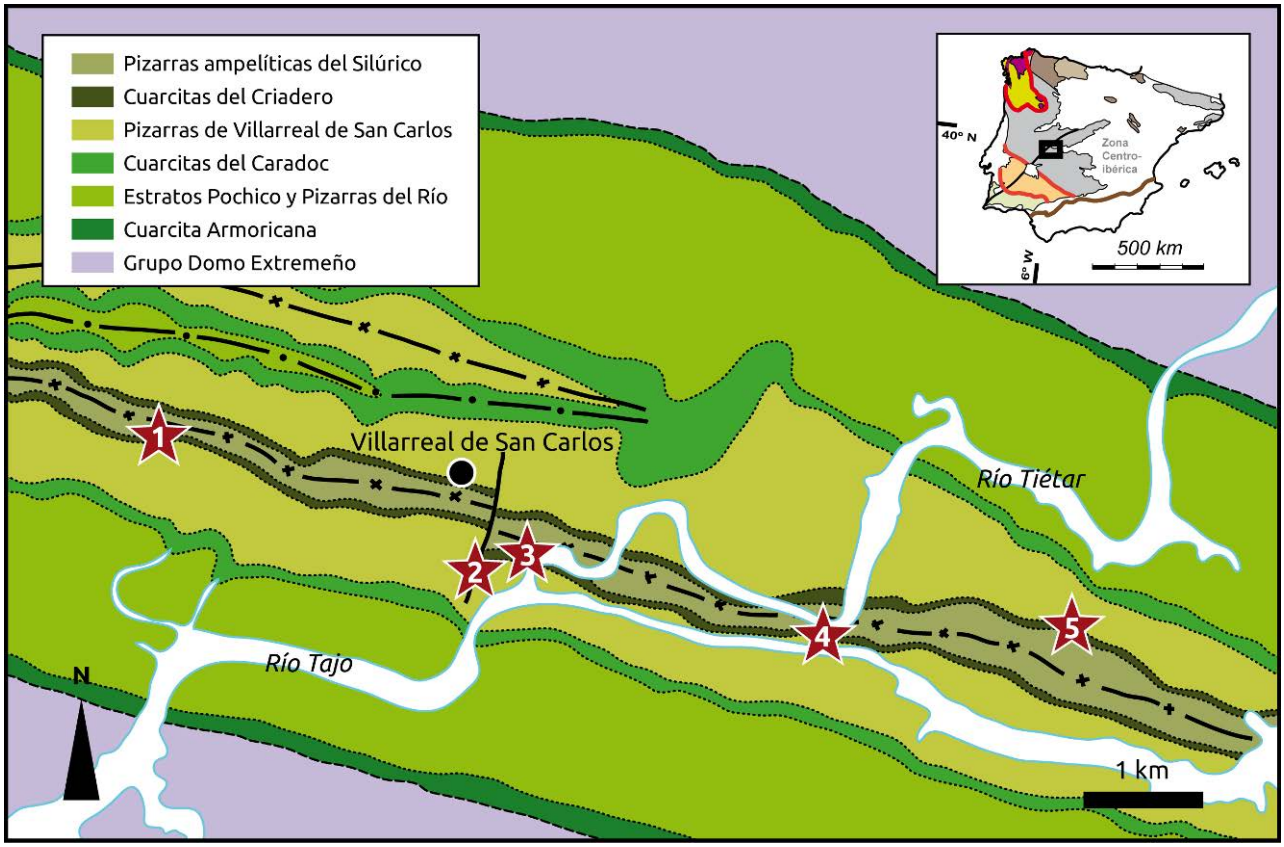


FIGURA 1. *Mapa geológico simplificado del Sinclinal de Monfragüe. Afloramientos con SSDS. 1. Arroyo Barbaón. 2. Puente del Cardenal. 3. Afluencia del Tiétar. 4. Embalses de Torrejón. 5. Mirador de La Báscula. (Bascones y Alvira, 1982; Bascones et al., 1983)*

SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA

Las rocas más antiguas en el sector estudiado (zona de Villarreal de San Carlos; Fig.1) corresponden al Alogrupo Domo Extremeño (Complejo Esquisto Grauváquico). Se trata de una sucesión de areniscas grauváquicas, limolitas, pizarras y algunos niveles de conglomerados, de edad Neoproterozoico superior. Sobre esta sucesión se apoya de forma discordante el resto de materiales Paleozoicos que forman el Sinclinal de Monfragüe comenzando con la Cuarcita Armoricana del Ordovícico inferior. Por encima se disponen las pizarras y cuarcitas de los Estratos Pochico (Ordovícico inferior), Pizarras del Río (alternancias de pizarras y areniscas del Ordovícico medio), Cuarcitas y areniscas del Caradoc, y las Pizarras de Villarreal de San Carlos (alternancias de pizarras y areniscas del Ordovícico superior). La primera unidad asignada al Silúrico son las Cuarcitas blancas del Criadero (Llandovery). Le siguen las pizarras ampelíticas del Silúrico medio-superior (Wendlock-Ludlow) con sills y rocas volcánicas máficas intercaladas.

ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN

Las estructuras que se describen en este trabajo se localizan en la parte terminal de las Pizarras de Villarreal de San Carlos y en el tramo basal de las Cuarcitas del Criadero.

La identificación de las estructuras de deformación sedimentaria, realizada durante los trabajos de reconocimiento para la elaboración de la Guía Geológica del Parque Nacional de Monfragüe, ha servido para constatar su presencia en una extensión lateral mínima de unos ocho kilómetros, tanto en el flanco sur del sinclinal como en el flanco norte (Fig. 1).

Los tipos de estructuras identificadas son del tipo "convolute lamination", estratificación contorsionada, almohadillas o "ball and pillow structures" y similares a "pseudo mud cracks" (Fig. 2).

Las laminaciones convolucionadas forman repliegues de amplitud centimétrica en la estratificación, y aparecen como estructuras de deformación aisladas separadas por distancias decimétricas (Fig. 2C). Se han localizado pocas estructuras de este tipo, circunstancia que puede deberse a que la intensidad de la deformación propicia el predominio de los otros tipos de estructuras de deformación.

En algunos puntos la estratificación aparece fuertemente deformada, formando repliegues irregulares de dimensiones decimétricas. Entre los repliegues pueden identificarse además rupturas de la estratificación, por lo que se han interpretado estas formas como estratificaciones contorsionadas.

El tipo de estructura de deformación más vistoso de los que aparecen en la zona de estudio son las estructuras de tipo "Ball and Pillow" (Fig. 2A y B). Exhiben una morfología claramente redondeada, a veces tuberosa por la presencia de subestructuras menores coalescentes con una mayor. En su interior puede apreciarse la disposición concéntrica de la laminación, que se encuentra desconectada del estrato. Vistos en planta los cuerpos almohadillados muestran una geometría de proporción variable, que va desde equidimensional a alargada, llegando a observarse formas en las que la dimensión mayor duplica a la menor. Las estructuras de tipo almohadillado tienen una disposición preferente con la convexidad hacia el muro. En los afloramientos donde la serie estratigráfica se encuentra invertida aparecen como grupos de formas abombadas que exponen su geometría prácticamente íntegra. Respecto al tamaño, se han encontrado desde cuerpos pequeños, de poco más de un decímetro, hasta otros más notables que alcanzan hasta dos metros de longitud en planta y casi un metro de espesor, abundando toda una serie de tamaños intermedios de orden decimétrico.

En el entorno de las estructuras almohadilladas, se reconocen, en el muro de las superficies de estratificación, mosaicos irregulares de bloques de arenisca entre los cuales aparecen materiales pelíticos formando una especie de encintado de continuidad variable, similar a una roca en un estado de brechificación incipiente. Dado que el relleno de las fracturas de las areniscas no es un cemento ni una harina de falla, sino lutitas infrayacentes, estas estructuras pueden corresponder a un estado de ruptura incipiente de la estratificación de sedimentos sin consolidar, lo que las hace similares a los denominados polígonos de arena y "Pseudo mud cracks", aún cuando la distribución de materiales es la contraria a la de éstas (Fig. 2D).

INTERPRETACIÓN

El origen de las estructuras de deformación sedimentarias es debatido ya que diferentes procesos geológicos y ambientales podrían generarlas (Moretti y Van Loon, 2014). Los procesos de agitación mecánica del medio sedimentario como el oleaje de tormentas pueden desencadenar sobrecargas y licuefacciones en los sedimentos y llegar a producir estas estructuras. El medio sedimentario de la formación Pizarras de Villarreal de San Carlos, donde se encuentra parte de estas estructuras, se puede interpretar como una plataforma marina abierta donde se han descrito estructuras producidas por olas de tormenta (Carballeira et al., 1985). No obstante, en el resto de la sucesión Paleozoica de esta zona, aún cuando corresponde a un ambiente sedimentario similar, no aparecen estas estructuras de deformación sedimentarias. Dado que el oleaje asociado a tormentas

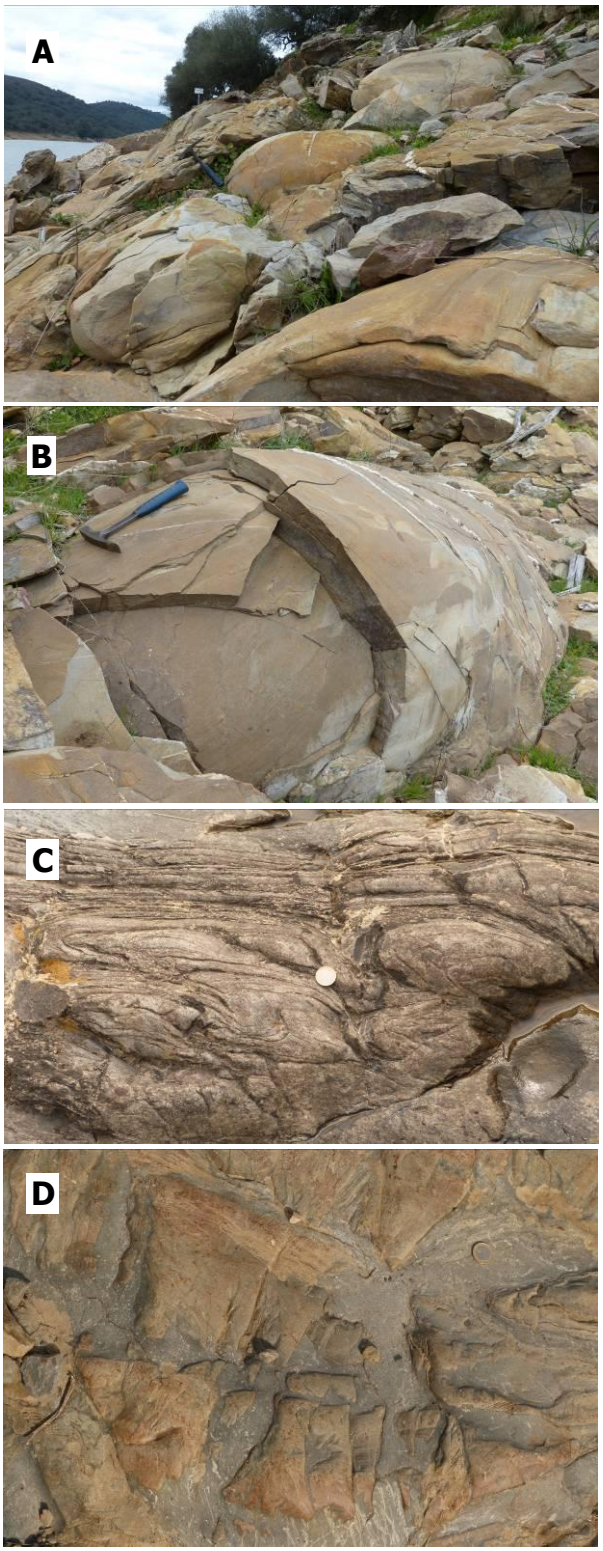


FIGURA 2. *Estructuras de deformación en estratos con polaridad inversa del flanco meridional del Sinclinal de Monfragüe (techo hacia abajo en todas las fotos). A. "Pillows" de escala métrica. B. Estratificación concéntrica en un "pillow" métrico. C. "Convolute lamination". D. Muro de capa con mosaicos de tipo "pseudo mud cracks".*

es un fenómeno común y bastante recurrente, cabría esperar muchos más niveles afectados a lo largo de la secuencia estratigráfica local, mientras que en este caso están restringidas a un nivel estratigráfico concreto.

Otro mecanismo desencadenante de este tipo de estructuras puede ser la sobrecarga local producida por una sedimentación rápida. Este tipo de aporte sedimentario podría estar representado por la parte media-superior de la Cuarcita del Criadero, un nivel de cuarcitas bastante recristalizadas y de escasa potencia, aunque lateralmente muy continuo. Sin embargo, la presencia de estratificaciones y laminaciones paralelas o subparalelas en las cuarcitas situadas sobre el nivel deformado indicaría que su depósito fue progresivo en el tiempo y que por lo tanto no tuvo por qué producir sobrecargas bruscas ni licuefacción.

Es frecuente la interpretación por sismicidad o paleo-sismicidad al descartar otros mecanismos de desencadenamiento (Alfaro et al., 2010; Gosh et al., 2012) o al relacionarlas con la presencia de fallas activas contemporáneas con las propias estructuras (Alfaro et al., 2010; Rodríguez-López et al., 2007; Rodríguez-Pascua et al., 2000). A partir de lo expuesto, las estructuras de deformación sedimentarias descritas en este trabajo podrían tener un origen por sismicidad en la plataforma Ordovícico-Silúrica, donde se estaba produciendo la sedimentación. Este contexto geológico sería de naturaleza extensional como indica la presencia de vulcanismo máfico contemporáneo a la sedimentación. Este ambiente tectónico se puede interpretar como de margen continental pasivo (ver Gumiel et al., 2000 y referencias incluidas). En dicho contexto, es posible que los procesos extensionales sean progresivos, aunque en determinados momentos puedan ser más puntuados e intensos, generando así eventos muy concretos de sismicidad que habrían producido la agitación brusca del medio sedimentario, su licuefacción parcial y, en consecuencia, las estructuras de deformación sedimentaria observadas en el Sinclinal de Monfragüe.

CONCLUSIONES

La presencia de numerosas estructuras de deformación sedimentaria ha sido observada en la sucesión estratigráfica Ordovícica-Silúrica del Sinclinal de Monfragüe (Zona Centroibérica).

Se trata principalmente de un intervalo de unos 20-40 m de potencia (Ordovícico superior - Silúrico inferior) con una extensión lateral mínima de 8 km donde estas estructuras son abundantes. Se han observado "balls and pillows" o formas en almohadilla, capas contorsionadas, "convolutes" y estructuras análogas a "pseudo-mud-cracks".

Aunque no se descartan otros mecanismos de formación, como oleaje de tormentas o sedimentación rápida, también consideramos posible que eventos puntuales de sismicidad (Paleo-sismicidad) hayan causado la agitación brusca del medio sedimentario y su licuefacción parcial que facilitarían la formación de estas estructuras.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación del proyecto para la elaboración de diverso material divulgativo de índole geológica en la Red de Parques Nacionales, financiado por el OAPN. Agradecemos los comentarios y aportaciones de P. Huerta y M.A. Rodríguez-Pascua.

REFERENCIAS

Alfaro, P., Gibert, L., Moretti, M., García-Tortorsa., F.J., Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldivar, J. y López-Garrido, A.C. (2010): The significance of giant seismites in the Plio-Plesitocene Baza palaeo-lake (S Spain). *Terra Nova*, 22: 172-179.

Bascones Alvira. L. y Martín Herrero, D. (1982): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 651 (Serradilla)*. IGME, Madrid.

Bascones Alvira. L., Martín Herrero, D. y Ugidos Meana, J.M. (1983): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 623 (Malpartida de Plasencia)*. IGME, Madrid.

Carballeira, J., Pol, C. y Duque, J. (1985): Tempestitas del Ordovícico Superior en el sinclinal de Cañaveral (Cáceres). *Trabajos de Geología*, 15: 87-97.

Gosh, S.M., Pandey, A.K., Pandey, P., Ray, Y. y Sinha, S. (2012): Soft-sediment deformation structures from the Paleoproterozoic Damtha Group of Garhwal Lesser Hymalaya, India. *Sedimentary Geology*, 261-262: 76-89.

Gumiel, P., Campos, R., Segura, M. y Monteserín, V. (2000): *Guía Geológica del Parque Natural de Monfragüe*, Junta de Extremadura, Consejería de Agricultura y Medio Ambiente, Dirección General de Medio Ambiente.

Moretti, M. y Van Loon A.J.T. (2014): Restrictions to the application of "diagnostic" criteria for recognizing ancient seismites. *Journal of Paleogeography*, 3(2): 162-173.

Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., Soria, A.R., Liesa, C.L. y Van Loon, A.J.T. (2007): Lateral variability of ancient seismites related to differences in sedimentary facies (the synrift Escucha Formation, mid-Cretaceous, eastern Spain). *Sedimentary Geology*, 201: 461-484.

Rodríguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G. y Gómez-Gras, D. (2000): Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indcators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135: 117-135.

Cronoestratigrafia do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos (Ilha de S. Miguel, Açores, Portugal)

Chronostratigraphy of the Volcanic Fissural System of Picos (S. Miguel Island, Azores, Portugal)

A. Gomes[1]

1 Centro de Investigação da Terra e do Espaço. Observatório Geofísico e Astronómico da Universidade de Coimbra. Almas de Freire, Santa Clara. 3040-004 Coimbra. Ana.im.gomes78@gmail.com

Resumo: O arquipélago dos Açores (Portugal) é constituído por nove ilhas de origem vulcânica e localiza-se no Oceano Atlântico Norte. A ilha de S. Miguel, a maior em área e em população, possui cinco sistemas vulcânicos ativos, sendo três materializados por vulcões centrais com caldeira e dois compostos por cones de escórias e escoadas lávicas. O Sistema Vulcânico Fissural dos Picos (SVFP) abrange uma área de cerca de 200 km², sendo o seu vulcanismo caracterizado, essencialmente, pela edificação de cones de escórias e formação de escoadas lávicas. Gomes (2013) efetuou o levantamento estratigráfico do SVFP, tendo selecionado 123 cortes geológicos de pormenor. Tal estudo permitiu concluir que 12 dos depósitos pomíticos originados por erupções intracaldeira do Vulcão das Sete Cidades nos últimos 5000 anos, estavam presentes na área do SVFP. No caso dos depósitos formados, para o mesmo intervalo temporal, devido a erupções intracaldeira no Vulcão do Fogo, apenas os depósitos Fogo A e Fogo B apresentam dispersão no SVFP. Foi identificado um novo nível de referência para o SVFP, denominado de PDL e com uma idade de 12300±50 anos (B.P.). As correlações estratigráficas efetuadas permitiram estabelecer uma nova escala vulcanoestratigráfica para o SVFP.

Palabras clave: Açores, S. Miguel, Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, Escala vulcanoestratigráfica.

Abstract: *The archipelago of the Azores (Portugal), consists of nine volcanic islands and is located in the North Atlantic Ocean. The island of S. Miguel is the largest in area and population, has five active volcanic systems, three materialized by central volcanoes with caldera and two compounds scoria cone and lava flows. The Fissural Volcanic System of Picos (SVFP) covers an area of about 200 square kilometres, and its volcanism is characterized essentially by scoria cones and lava flows. Gomes (2013) made the stratigraphic survey of SVFP, having selected 123 detail geological sessions. This study found that 12 of pumices deposits originated by intracaldera eruptions of the Sete Cidades Volcano, in the last 5000 years, were present in SVFP area. In the case of deposits formed, in the same time interval, due to intracaldera eruptions in the Fogo Volcano, only deposits Fogo A and Fogo B present dispersion in the SVFP. A new reference stratigraphic lever for the SVFP was identified, called PDL, and has an age of 12300±50 (B.P.) years. Stratigraphic correlations made possible to establish a new vulcano-stratigraphic scale for SVFP.*

Key words: *Azores, S. Miguel Island, Fissural Volcanic System of Picos; Vulcano-stratigraphic scale.*

INTRODUÇÃO

O arquipélago da Região Autónoma dos Açores (Portugal), localiza-se no Oceano Atlântico Norte, entre as latitudes 37º N e 40º N e as longitudes 25º W e 31º W (Fig. 1). O enquadramento geotectónico do arquipélago tem favorecido ao longo dos tempos a ocorrência de inúmeras erupções vulcânicas que possibilitaram a edificação das suas nove ilhas e de numerosos bancos submarinos. Desde o seu povoamento no séc. XV a região foi palco de 28 eventos telúricos (*e.g.* Weston, 1964, Queiroz *et al.*, 1995). Doze das erupções históricas tiveram escoadas lávicas como um dos produtos vulcânicos emitidos, sendo que em oito as escoadas foram de natureza basáltica (*s.l.*).

A ilha de S. Miguel (Fig. 1), localizada entre as latitudes 37º 42' N e 37º 54' N e as longitudes 25º 51' W e 25º 08' W, é onde reside mais de metade da população dos Açores (137 699 pessoas) e é a maior em área, com cerca de 746 km². Esta ilha possui cinco sistemas vulcânicos ativos, sendo três dos quais materializados por vulcões centrais com caldeira (Vulcão das Sete Cidades, Vulcão do Fogo e Vulcão das Furnas), e dois sistemas caracterizados essencialmente pela presença de cones de escórias e escoadas lávicas (Sistema Vulcânico Fissural dos Picos e Sistema Vulcânico da Achada das Furnas) (Fig. 1). S. Miguel foi palco de cinco erupções históricas ocorridas em terra, sendo que quatro delas envolveram a emissão de escoadas lávicas. Contudo, apenas a erupção de 1563, no Pico Queimado, gerou escoadas lávicas basálticas (*s.l.*) (*e.g.* Wallenstein, 1999; Ferreira, 2000).

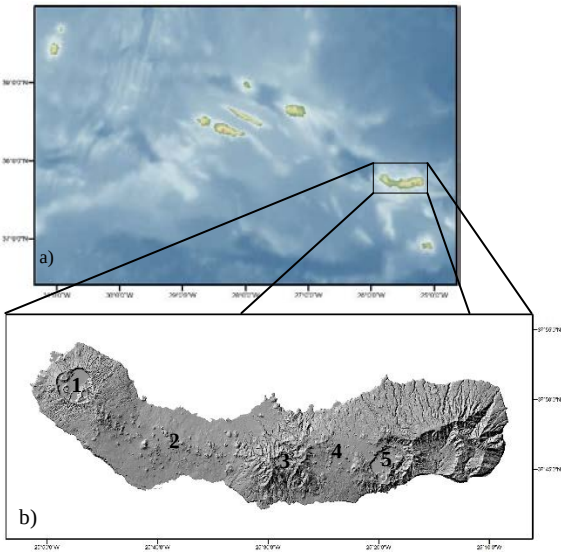


FIGURA 1. *a) Localização geográfica dos Açores. b) Sistemas vulcânicos da ilha de S. Miguel: 1 – Vulcão das Sete Cidades; 2 – Sistema Vulcânico Fissural dos Picos; 3 – Vulcão do Fogo; 4 – Sistema Vulcânico da Achada das Furnas; 5 – Vulcão das Furnas.*

ÁREA DE ESTUDO

O Sistema Vulcânico Fissural dos Picos (SVFP), localizado entre as latitudes 37º 42' N e 37º 51' N e as longitudes 25º 32' W e 25º 46' W, é o mais recente da ilha de S. Miguel e foi palco de duas erupções históricas, em 1563 e em 1652. Tal como referido por diversos autores (*e.g.* Booth *et al.*, 1978; Ferreira, 2000), a erupção de 1563, que teve foco eruptivo no domo lávico do Pico Queimado, foi antecedida por crises sísmicas e por uma erupção sub-pliniana de natureza pomítica no interior da caldeira do Vulcão do Fogo. A atividade vulcânica observada durante a erupção no Pico Queimado foi de natureza basáltica (*s.l.*), com emissão de piroclastos, formação de *spatter ramparts* e com desenvolvimento de escoadas lávicas. Atendendo a estudos prévios de vulcanoestratigrafia no SVFP (*e.g.* Booth *et al.*, 1978; Moore, 1991; Ferreira, 2000), o estilo e natureza da erupção de 1563 no Pico Queimado é o mais expectável para este sistema vulcânico da ilha de S. Miguel. Há contudo a salientar que a erupção ocorrida em 1652, localizada próximo de cone de escórias Pico de João Ramos, envolveu um magma mais evoluído e menos comum no contexto do vulcanismo do SVFP.

Para este estudo foram considerados como limites para o SVFP os definidos por Ferreira (2000) (Fig. 2), o que se traduz numa área de aproximadamente 200 km².

LEVANTAMENTOS ESTRATIGRÁFICOS

Foram efetuadas várias campanhas de campo que decorreram nos anos de 2007, 2008, 2010 e 2011. As primeiras campanhas incidiram essencialmente nos sistemas vulcânicos das Sete Cidades e do Fogo, com a finalidade de identificar níveis de referência e de estabelecer correlações estratigráficas que permitissem melhorar o conhecimento sobre a evolução temporal do vulcanismo no SVFP.

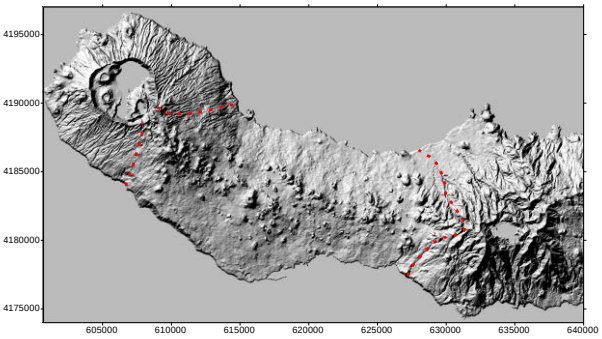


FIGURA 2. *Limites do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos (in Ferreira, 2000).*

Neste estudo foram selecionados 123 perfis geológicos (Fig. 3), cuja localização geográfica foi implantada na base cartográfica à escala 1:25000 em formato digital de 2005, tendo-se recorrido à observação de fotografias aéreas a diferentes escalas e anos e aos ortofotomapas a cores de 2005 da ilha de S. Miguel.

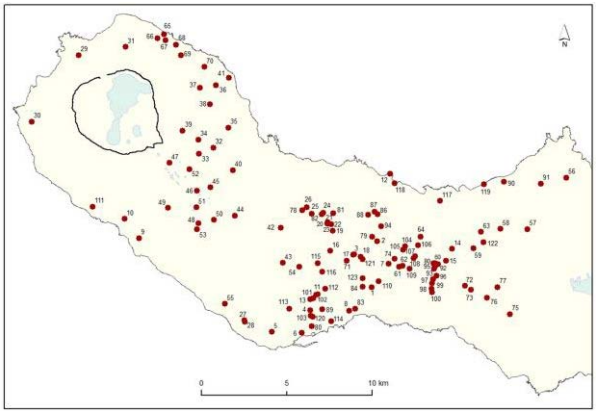


FIGURA 3. *Localização dos 123 perfis geológicos utilizados (in Gomes, 2013). Legenda: ● - Local e referência numérica do perfil geológico.*

Diâmetro (mm)	Designação para o piroclasto
> 64	Bomba (forma redonda a sub-agular)
	Bloco (forma angular)
64 – 2	Lapilli
2 – 0,063	Grão de cinza grosseira
< 0,063	Grão de cinza fina (grão de poeira)

TABELA I. *Classificação de piroclastos de acordo com o diâmetro.*

Para cada corte geológico foi feita a descrição dos depósitos observados, tendo-se seguido a nomenclatura de Schmid (1981) (Tabela I). Sempre que foram encontrados carvão ou solo com vestígios de carvão foi

feita a sua recolha para posterior análise da pertinência de se efetuar a sua datação radiométrica.

ANÁLISE VULCANOESTRATIGRÁFICA

A análise dos cortes geológicos permitiu verificar que vários depósitos pomíticos originados nos vulcões adjacentes ao SVFP estavam presentes neste sistema vulcânico, e possuíam características que permitiram ser utilizados como níveis de referência estratigráficos. No que respeita aos 17 depósitos pomíticos com origem em erupções vulcânicas intracaldeira do Vulcão das Sete Cidades nos últimos 5000 anos, foram identificados 12 com dispersão no SVFP. O depósito descrito por Queiroz (1997) como Sete-P11, com uma idade radiométrica de 2220±70 anos (B.P.), é o que apresenta maior e melhor dispersão na área de estudo.

No caso do Vulcão do Fogo, e para o mesmo intervalo temporal, dos 5 depósitos intracaldeira apenas os depósitos denominados de Fogo A e Fogo B foram identificados no SVFP. Há a salientar que o depósito Fogo A, com uma idade radiométrica de 4520±90 anos (B.P.), é o melhor nível de referência para a maior parte da ilha de S. Miguel.

Gomes (2013) identificou, na área da cidade de Ponta Delgada, um depósito pomítico, o qual denominou de PDL, com características distintivas, com uma idade radiométrica de 12300±50 anos (B.P.) e que foi considerado como o nível de referência mais antigo para o SVFP.

Contudo, da análise dos cortes geológicos efetuados constatou-se que a dispersão dos níveis de referência não abrangiam todo o SVFP. Por outro lado, nem sempre se conseguiu garantir se se estaria na presença de um dado nível de referência, pois a escassez de cortes geológicos com expressão (quer em profundidade como em extensão) suficiente e a elevada meteorização sofrida pelos depósitos devido ao clima muito húmido da ilha de S. Miguel, dificultaram as correlações estratigráficas. Devido a tais contingências, em alguns casos foi necessário recorrer à criação de sequências referentes a determinadas zonas geográficas.

Gomes (2013) efetuou 10 datações radiométricas, sendo que 6 foram efetuadas em fragmentos de carvão, 3 em solos com vestígios de carvão e uma em vestígios de carvão. As análises foram feitas no laboratório Beta Analystic Radiocarbon Dating Laboratory e foram usados os métodos de datação $^{13}C/^{12}C$ (em quatro das amostras) e por AMS (em seis das amostras). As análises radiométricas permitiram datar cinco escoadas lávicas basálticas (*s.l.*) na área da cidade de Ponta Delgada, tendo-se constatado que existem escoadas lávicas a aflorar à superfície ou próxima desta com idades superiores a 11000 anos.

Da análise estratigráfica, complementada pelas datações radiométricas, foi possível definir uma escala vulcanoestratigráfica para o SVFP. Foram consideradas 6 unidades vulcanoestratigráficas, sendo elas: Unidade Vulcanoestratigráfica Ante-PDL, Unidade Vulcanoestratigráfica Ponta Delgada, Unidade Vulcanoestratigráfica Pós-PDL, Unidade Vulcanoestratigráfica Ante-Fogo A, Unidade Vulcanoestratigráfica Fogo A e Unidade Vulcanoestratigráfica Pós-Fogo A.

No caso da Unidade Vulcanoestratigráfica Ante-PDL foram definidas duas sequências. Na Unidade Vulcanoestratigráfica Pós-PDL foi necessário considerar duas sequências e para a Unidade Vulcanoestratigráfica Ante-Fogo A foram definidas sete sequências geográficas.

CONCLUSÕES

O levantamento e análise estratigráficos permitiram verificar que depósitos originados por erupções vulcânicas dos vulcões das Sete Cidades e do Fogo, nos últimos 5000 anos, mostraram ser bons níveis de referência para o Sistema Vulcânico Fissural dos Picos (SVFP). Foi possível identificar um novo nível de referência, com uma idade radiométrica de 12300±50 anos (B.P.), para este sistema vulcânico. No que respeita à área da maior cidade do arquipélago açoriano, constatou-se que existem escoadas lávicas basálticas (*s.l.*) a aflorar à superfície ou próximo, com idade superior a 11000 anos.

Com base nos dados obtidos e na sua análise, foi definida uma nova escala vulcanoestratigráfica para o SVFP, traduzindo as dificuldades encontradas no estabelecimento de correlações estratigráficas, fruto do tipo de produtos vulcânicos que dominam neste sistema vulcânico e da forte ocupação antrópica do solo. A escassez de cortes geológicos e a sua dimensão, a forte erosão, a reduzida espessura dos níveis pomíticos de referência e a acentuada mudança de fácies destes depósitos em função da distância à fonte, foram outros dos entraves encontrados.

A escala vulcanoestratigráfica definida para o SVFP encontra-se organizada em 6 unidades vulcanoestratigráficas e 11 sequências geográficas.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi suportado pelo Protocolo entre a Direcção Regional da Ciência e Tecnologia e a Universidade dos Açores para a atribuição de Bolsas de Doutoramento. Este trabalho foi parcialmente financiado pelo CITEUC, financiado por Fundos do Governo português através da FCT – Fundação para a Ciência e Tecnologia (projecto: UID/Multi/00611/2013) e FEDER – Fundo Regional para o Desenvolvimento através do COMPETE 2020 – Programa Operacional de Competitividade e Internacionalização (projecto: POCI – 01-0145- FEDER-006922).

REFERÊNCIAS

Booth, B., Croasdale, R., Walker, G.P.L. (1978): A quantitative study of five thousand years of volcanism on Sao Miguel, Azores. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. A.*

Mathematical and Physical Sciences, vol. 288, 1352: 271-319.

Ferreira, T. (2000): *Caracterização da actividade vulcânica da ilha de S. Miguel (Açores):Vulcanismo basáltico recente e zonas de desgaseificação. Avaliação de riscos.* Tese de Doutoramento, Univ. dos Açores, 248 p.

Gomes, A. (2013): *História eruptiva do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos e avaliação da susceptibilidade a escoadas lávicas (Ilha de São Miguel, Açores).* Tese de Doutoramento, Univ. dos Açores, 352 p.

Moore, R.B. (1991): Geology of the three late Quartenary Stratovolcanoes on Sao Miguel, Azores. *U.S. Geological Survey*: 1-46.

Queiroz, G. (1997): *Vulcão das Sete Cidades (S. Miguel, Açores): história eruptiva e avaliação do hazard.* Tese de Doutoramento, Univ. dos Açores, 226 p.

Queiroz, G., Gaspar, J.L., Cole, P.D., Guest, J.E., Wallenstein, N., Duncan, A.M. y Pacheco, J. (1995): Erupções vulcânicas no vale das Furnas (ilha de S. Miguel, Açores) na primeira metade do século XV. *Açoreana*, vol. 8, 1: 159-165.

Schimd, R. (1981): Descriptive nomenclature and classifications of pyroclastic rocks and fragments:recommendation of IUGS Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9: 41-43.

Wallenstein, N. (1999): *Estudo da história recente do comportamento eruptivo do Vulcão do Fogo (S. Miguel, Açores). Avaliação preliminar do hazard.* Tese de Doutoramento, Univ. dos Açores, 226 p.

Weston, F.S. (1964): List of the recorded volcanic eruptions in the Azores with brief reports. *Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências de Lisboa*, vol. 10, 3: 3-18.

Mecanismo de emplazamiento de la Unidad Clástica Compleja del límite Cretácico/Paleógeno en secciones del NE de México

Emplacement mechanism of the Complex Clastic Unit of the Cretaceous/Paleogene boundary in NE Mexico sections

C.L. Liesa[1], A.R. Soria[1], J.A. Arz[1], I. Arenillas[1] y J.M. Grajales-Nishimura[2]

1 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009, Zaragoza, Spain. carluis@unizar.es, anasoria@unizar.es, josearz@unizar.es, ias@unizar.es

2 Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510, México D.F., México. manuel.grajales459@gmail.com

Resumen: Se presentan los resultados de un estudio multidisciplinar de la Unidad Clástica Compleja (UCC) llevado a cabo en ocho localidades del noreste de México. Esta unidad enriquecida en eyecta de impacto se emplaza entre dos unidades de margas hemipelágicas: las formaciones Méndez (Maastrichtiense) y Velasco (Daniense). La diversidad de componentes, la presencia de *slumps* y las características sedimentarias, paleontológicas y paleobatimétricas de la UCC sugieren un origen alóctono para dichos componentes. A partir de estos datos y del análisis sedimentológico se propone que la UCC representa la sedimentación, en las partes inferiores y medias del talud continental, de materiales retrabajados que fueron transportados por flujos turbidíticos unidireccionales de alta y baja densidad. Este escenario de depósito junto con la gran continuidad lateral (> 1000 km) de la UCC en el Golfo de México y la edad obtenida con foraminíferos planctónicos, sugieren que el impacto del asteroide de Chicxulub en el límite Cretácico/Paleógeno produjo la inestabilidad del margen continental y desencadenó un proceso de flujo en masa a lo largo de todo el talud.

Palabras clave: Impacto de Chicxulub, evento del límite K/Pg, flujos de gravedad, foraminíferos, Golfo de México.

Abstract: *This work present the results of a multidisciplinary study of the Complex Clastic Unit (CCU) carried out in eight localities of the northeastern Mexico. This unit enriched in impact ejecta is located between two hemipelagic marly units: the Méndez (Maastrichtian) and Velasco (Danian) formations. The diversity of components, the presence of slumps, and the sedimentary, paleontological and paleobathymetrical features of the CCU, suggest an allochthonous origin for such components. From these data and the sedimentological analysis, a model of deposition is proposed for the CCU. In this model, the CCU represents sedimentation into the middle-lower parts of the continental slope of reworked, shallow (continental and platform) materials carried out by unidirectional high- to low-density turbidity flows. This depositional scenario, together with the great lateral continuity (>1000 km) of the CCU in the Gulf of Mexico and the obtained age from planktonic foraminifera, suggest that the Chicxulub asteroid impact at the K/Pg boundary caused the continental margin failure and triggered a mass wasting process, from platform areas to basin floor, occurring all along the continental slope.*

Keywords: *Chicxulub impact, K/Pg boundary event, gravity flows, foraminifera, Gulf of Mexico.*

INTRODUCCIÓN

El impacto del asteroide de Chicxulub en el mar somero de la antigua Península del Yucatán (Fig. 1) dejó una profunda huella en la región del Golfo de México y el Caribe, con la formación de un gran cráter y el depósito en el noreste de México de extensas acumulaciones de eyecta de impacto y arenas que han sido descritas como el *K/T-boundary cocktail* (Bralower et al., 1998) o como la Unidad Clástica Compleja (UCC, Smit et al., 1996). Su origen es controvertido y ha sido relacionado bien con la acción de megatsunamis (p.e., Bourgeois et al., 1988; Smit et al., 1996) o bien con flujos de gravedad inducidos sísmicamente (Bohor, 1996; Bralower et al., 1998; Soria et al., 2001). La mayor parte de autores asigna a la UCC una edad coincidente con el límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg) y relaciona su depósito con el impacto meteorítico de Chicxulub (ver revisión de Schulte et al., 2010), aunque otros proponen que el impacto tuvo lugar 300.000 años antes del límite (Keller et al., 2003).

En este trabajo presentamos los resultados del estudio estratigráfico, sedimentológico, estructural y micropaleontológico del tránsito K-Pg que aflora en el noreste de México con el objetivo de proponer un mecanismo de emplazamiento de la UCC. El estudio está basado en el levantamiento en detalle de ocho perfiles estratigráfico-sedimentológicos en los estados de Nuevo León, Tamaulipas y Veracruz (Fig. 1), y en el análisis bioestratigráfico con foraminíferos planctónicos de estos materiales. También se han tenido en

cuenta datos estructurales y petrológicos. El estudio sedimentológico incluyó el análisis de facies y microfacies y la correlación de la unidad. Se efectuaron muestreos micropaleontológicos de alta resolución y las muestras se trataron mediante la técnica del levigado, procediendo al análisis de las distribuciones estratigráficas de las especies en la fracción > 63 µm.

LA UNIDAD CLÁSTICA COMPLEJA

Descripción

La UCC en el noreste de México muestra una geometría relativamente tabular en afloramiento (escala hectométrica) con un espesor entre 1 y 4 m (localmente > 8 m) que aflora entre dos potentes (> 1000 m) formaciones margosas, las formaciones Méndez y Velasco (Fig. 2). Está compuesta de una subunidad detrítica basal (0,2 a 1 m de espesor) que contiene abundantes esférulas de tamaño milimétrico, a la cual se le superpone una subunidad arenosa, normalmente más potente (> 1 m) constituida por cuerpos de escala centimétrica a decimétrica de geometría tabular y, localmente, canalizada. Además de arena cuarzo-feldespática, la UCC también contiene restos de plantas, cantos blandos y foraminíferos plantónicos y bentónicos.

En la parte basal de la UCC de las secciones de El Tecolote (Fig. 2) se reconocieron *slumps* que afectan a la subunidad detrítica basal con esférulas y a margas de la Fm. Méndez y, localmente, a la parte basal de la subunidad arenosa (Soria et al., 2001). Estos autores describen además en esa sección facies de *sandbar* de escala métrica asociadas a facies canalizadas de la subunidad arenosa, la cual explica también el mayor espesor (> 8 m) de la UCC.

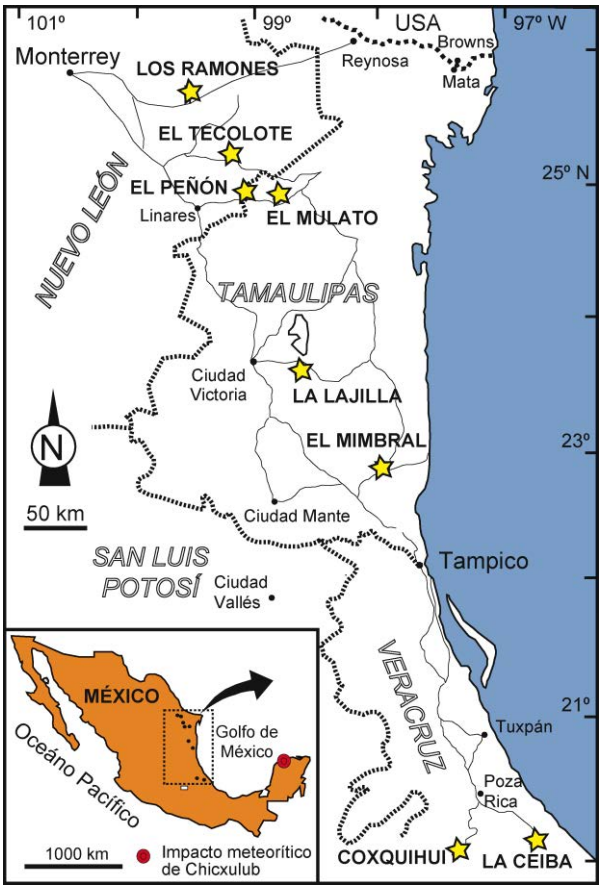


FIGURA 1. *Localización de los perfiles estudiados en la Unidad Clástica Compleja (estrellas) en el noreste de México.*

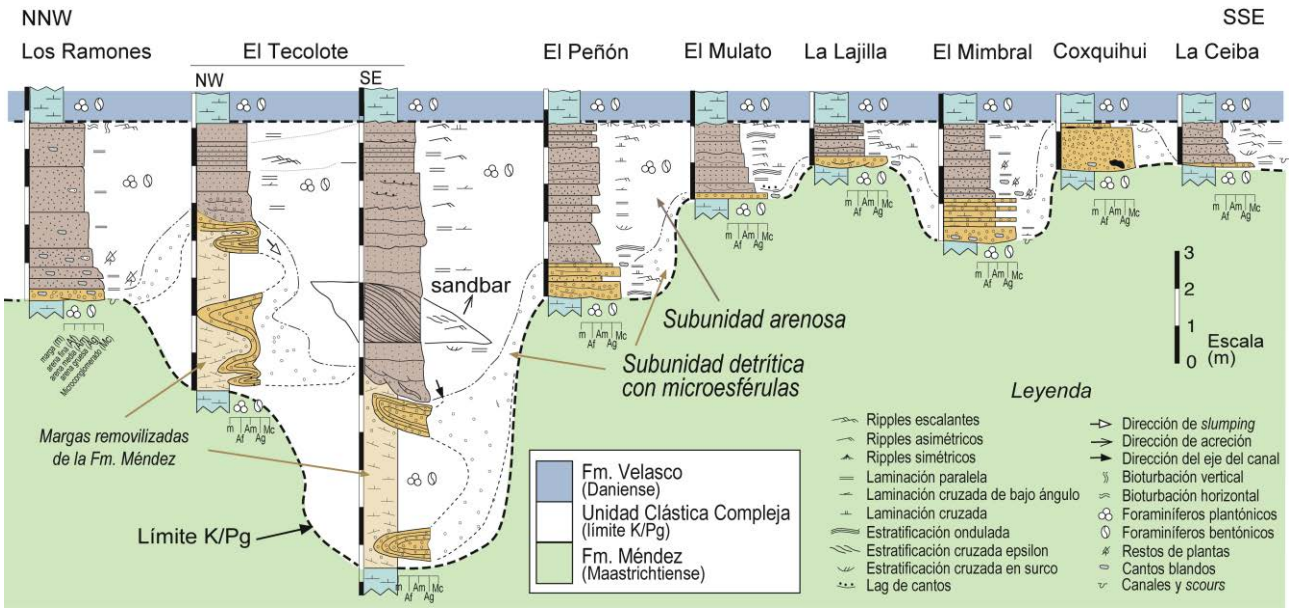


FIGURA 2. *Columnas estratigráfico-sedimentológicas de la Unidad Clástica Compleja y su correlación en el noreste de México (ver localización geográfica de los perfiles en la Fig. 1 para analizar su separación horizontal). En las flechas de dirección, la dirección norte es hacia arriba.*

En conjunto, la UCC está caracterizada por una secuencia general granodecreciente (evolución positiva) y muestra frecuentes estructuras de corriente (laminación paralela, estratificación cruzada y *climbing ripples*). Sólo en el techo de la subunidad arenosa aparecen trazas de bioturbación.

Edad de emplazamiento

Las margas de las formaciones Méndez y Velasco que infrayacen y sobreyacen la UCC en el noreste de México presentan abundantes foraminíferos plantónicos que predominan sobre los bentónicos. El estudio bioestratigráfico de alta resolución realizado en los perfiles estudiados muestra que el techo de la Fm. Méndez presenta especies del Maastrichtiense superior como *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli), *Pseudoguembelina hariensis* (Nederbragt) o *Plummerita hantkeninoides* (Brönnimann), esta última marcadora de los últimos 300.000 años del Cretácico (Keller et al., 2003) y ausente en las margas slumpizadas de El Tecolote (Soria et al., 2001). Las margas basales de la Fm. Velasco ya contienen nuevas especies que caracterizan el Daniense más inferior, como *Parvularugoglobigerina eugubina* (Luterbacher y Premoli Silva) y *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer) (Fig. 3).

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos indican que, en la mayor parte de las secciones estudiadas, existe un hiato que comprende, al menos, los primeros 15.000 años del Daniense y que produce la ausencia de la llamada "arcilla del límite K/T" en esta región del Golfo de México. No obstante, como ya se constató en la sección de La Ceiba (Arz et al., 2001), nuestros resultados evidencian una edad para la UCC compatible con el límite K/Pg.

Interpretación sedimentológica

El claro predominio de foraminíferos planctónicos sobre bentónicos y las asociaciones de foraminíferos bentónicos de las formaciones Méndez y Velasco indican que el depósito de estas unidades y, por tanto, de la UCC tuvo lugar bajo condiciones marinas profundas a lo largo del talud continental (Alegret et al., 2001; Arz et al., 2001; Soria et al., 2001). Según Smit et al. (1996), entre otros, las microesférulas de la subunidad detrítica inferior son interpretadas como vidrio de impacto alterado generado durante el proceso de formación del cráter de Chicxulub. La arena, restos de plantas, fragmentos de moluscos y equinodermos y foraminíferos encontrados en la UCC en las secciones estudiadas se interpretan como materiales removilizados que proceden fundamentalmente de paleoambientes de plataforma externa y parte alta del talud continental (Alegret et al., 2001; Soria et al., 2001).

Las facies, geometría, y espesor de la UCC en cada sección estudiada (Fig. 2) sugieren que el depósito se produjo en facies no canalizadas y, localmente (sección El Tecolote), en facies canalizadas y de mayor espesor (Soria et al., 2001). La secuencia general del depósito de disminución del tamaño de grano, las divisiones texturales (una subunidad inferior con esférulas y una superior arenosa) y las estructuras sedimentarias nos han permitido interpretar la UCC como el producto de la sedimentación de flujos turbidíticos de alta y baja densidad, y con variaciones en su energía, como fue señalado previamente por Bohor (1996) para la UCC de El Mimbral o por Soria et al. (2001) para la sección de El Tecolote.

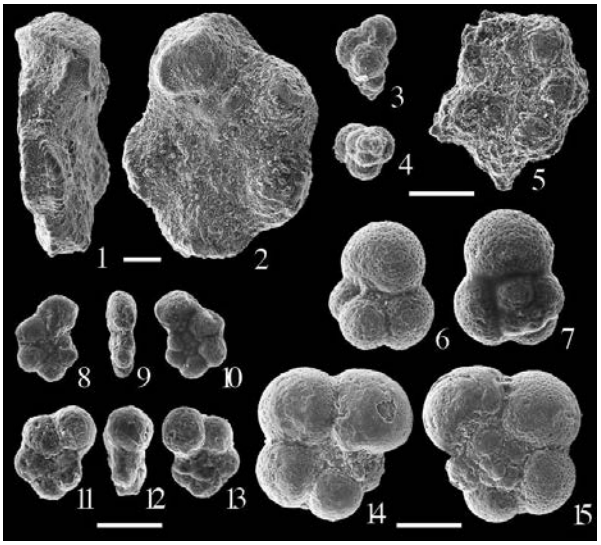


FIGURA 3. *Foraminíferos planctónicos en el perfil de Coxquihui (Veracruz): 1-2. Abathomphalus mayaroensis (Bolli), vista axial y umbilical (muestra -95-100); 3-4. Guembelitria cretacea Cushman, vista frontal y apical (muestra +590+600); 5. Plummerita hantkeninoides (Brönnimann), vista umbilical (muestra -170-175); 6-7. Eoglobigerina simplicissima (Blow), vista umbilical y espiral (muestra +590+600); 8-10. Parvularugoglobigerina longiapertura (Blow), vistas umbilical, axial y espiral (muestra +50+60); 11-13. Parvularugoglobigerina eugubina (Luterbacher y Premoli Silva), vista axial y umbilical (muestra +150+160). 14-15. Parasubbotina pseudobulloides (Plummer), vista umbilical y espiral (muestra +340+350). Las barras de escala corresponden a 100 micras y las siglas de las muestras indican los centímetros de separación con respecto al límite K/Pg (- por debajo y + por encima del límite).*

DISCUSIÓN: EL MODELO DE EMPLAZAMIENTO

Las características de los componentes de la UCC que aflora a lo largo del noreste de México, su estructura interna y la paleobatimetría estimada para los últimos metros de la Fm. Méndez y los primeros de la Fm. Velasco sugieren para esta unidad enriquecida en microtectitas un depósito asociado a un evento (*event deposit*). Dos modelos han sido propuestos en este contexto para explicar su depósito. En el primero, la UCC se corresponde con el depósito generado por los megatsunamis (Bourgeois et al., 1988; Smit et al., 1996) inducidos por el impacto de Chicxulub; en el segundo, la UCC representa depósitos de flujos de gravedad tales como turbiditas canalizadas y *debris flows* de sedimentos movilizados a lo largo de múltiples fuentes lineales sobre la plataforma continental (Bohor, 1996; Bralower et al., 1998; Soria et al., 2001).

Nuestros datos apoyan el segundo modelo de depósito para esta unidad en el noreste de México. Como fue sugerido por Bohor (1996), Arz et al. (2001) o Soria et al. (2001), la unidad clástica representa la sedimentación de materiales retrabajados de ambientes someros que cayeron por el talud en flujos turbidíticos

(de alta y baja densidad) unidireccionales. Las principales diferencias con dicho modelo surgen cuando se considera el mecanismo de transporte de estos materiales y también el modelo de sedimentación. La continuidad de la UCC en más de 1000 km en el noreste de México y el hecho que normalmente muestra facies no canalizadas sugieren que el material movilizado desde la plataforma hacia la cuenca tuvo lugar en una extensa área como un flujo de gravedad en masa que se extendió a lo largo de todo el talud continental. Este flujo de material pudo originarse por la desestabilización del margen continental o por el lavado de sedimentos del fondo marino por los tsunamis en su retroceso, el cual explicaría también la incorporación de material marino somero y continental al sedimento. La edad K/Pg de la UCC inferida a partir de los foraminíferos plantónicos sugiere que este extenso flujo en masa desde la plataforma al fondo de la cuenca pudo estar desencadenado por el efecto de las ondas sísmicas de choque producidas por el impacto del asteroide en Chicxulub. En este caso, los procesos de *slumping* se pudieron producir por la inestabilidad de los márgenes continentales tras el impacto o por el propio paso de los primeros flujos turbiditicos.

Una ruptura generalizada del talud continental inducida por el impacto meteorítico de Chicxulub en el límite K/Pg ha sido recientemente propuesta por Denne et al. (2013) para el margen norte del Golfo de México, frente a las costas de EEUU. Estos autores reconocen, en 31 pozos petroleros y en perfiles sísmicos, un potente depósito (10 - 200 m) principalmente compuesto de carbonatos pelágicos gradados y que contiene la asociación distintiva de componentes del K/Pg-*boundary cocktail* (fragmentos líticos, material derivado del impacto y microfósiles retrabajados). La diferente composición y espesor de la UCC estudiada en el noreste de México, fundamentalmente arenosa, estará probablemente causada por la existencia de una plataforma siliciclástica en el margen occidental del Golfo de México.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos las constructivas revisiones realizadas por los Drs. Pedro Ruiz y Beatriz Bádenas. Este trabajo es una contribución a los grupos de investigación *Geotransfer* y *Análisis de Cuencas Sedimentarias Continentales* del Gobierno de Aragón y a los proyectos UZ2015-CIE-02 de la Universidad de Zaragoza y CGL2015-64422-P del Ministerio de Economía y Competitividad, cofinanciado por el Fondo Europeo de Desarrollo Regional.

REFERENCIAS

Alegret, L., Molina, E. y Thomas, E. (2001): Benthic foraminifera at the Cretaceous-Tertiary boundary around the Gulf of Mexico. *Geology*, 29: 891-894.

Arz, J.A., Arenillas, I., Soria, A.R., Alegret, L., Grajales-Nishimura, J.M., Liesa, C.L., Meléndez, A., Molina, E. y Rosales, M.C. (2001): Micropaleontology and sedimentology across the Cretaceous/Tertiary boundary at La Ceiba (Mexico): impact-generated sediment gravity flows. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 505-519.

Bohor, B.F. (1996): A sediment gravity flow hypothesis for siliciclastic units at the K-T boundary, northeastern México, in Ryder, G., et al., eds., *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in Earth history*. Geological Society of America Special Paper 307: 183-195.

Bourgeois, J., Hansen, T.A., Wiberg, P.L. y Kauffman, E.G. (1988): A tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Texas. *Science*, 241: 567-570.

Bralower, T.J., Paull, C.K. y Leckie, R.M. (1998): The Cretaceous-Tertiary boundary cocktail: Chicxulub impact triggers margin collapse and extensive sediment gravity flows: *Geology*, 26: 331-334.

Denne, R.A., Scott, E. D., Eickoff, D.P., Kaiser, J.S., Hill, R.J. y Spaw, J.M. (2013): Massive Cretaceous-Paleogene boundary deposit, deep-water Gulf of Mexico: New evidence for widespread Chicxulub-induced slope failure. *Geology*, 41: 983-986.

Keller, G., Stinnesbeck, W., Adatte, T., y Stüben, D. (2003): Multiple impacts across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth-Science Reviews*, 62: 327-363.

Smit, J., Roep, T.B., Alvarez, W., Montanari, A., Claeys, Ph., Grajales-Nishimura, J.M. y Bermudez, J. (1996): Coarse-grained, clastic sandstone complex at the K/T boundary around the Gulf of Mexico: Deposition by tsunami waves induced by the Chicxulub impact?: *Geological Society of America Special Paper,* 307: 151-182.

Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Barton, P.J., Bown, P.R., Bralower, T.J., Christeson, G.L., Claeys, P., Cockell, C.S., Collins, G.S., Deutsch, A., Goldin, T.J., Goto, K., Grajales-Nishimura, J.M., Grieve, R.A.F., Gulick, S.P.S., Johnson, K.R., Kiessling, W., Koeberl, C., MacLeod, K.G., Matsui, T., Melosh, J., Montanari, A., Morgan, J.V., Neal, C.R., Nichols, D.J., Pierazzo, E., Ravizza, G., Reimold, W.U., Speijer, R.P., Sweet, A.R., Urrutia-Fucugauchi, J., Vajda, V., Whalen, M.T. y Willumsen, P.S. (2010): The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous/Paleogene boundary. *Science,* 327: 1214-1218.

Soria, A.R., Liesa, C.L., Mata, M.P., Arz, J.A., Alegret, L., Arenillas, I. y Meléndez, A. (2001): Slumping and a sandbar deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in the El Tecolote section (northeastern Mexico): An impact-induced sediment gravity flow. *Geology*, 29: 231-234.

Estudio sedimentológico y mineralógico de los depósitos aluviales y fluvio-lacustres holocenos de los Baños de Ariño. (Cordillera Ibérica, NE de España)

Sedimentological and mineralogical analysis of the Holocene alluvial and fluvio-lacustrine deposits in Los Baños de Ariño area. (Iberian Range, NE Spain)

A. Muñoz, A. Pérez, M. J. Mayayo, A. Luzón, A. Yuste y M. A. Soriano

Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza 50009 Zaragoza. armunoz@unizar.es

Resumen: Se han analizado los depósitos holocenos del curso medio del río Martín, cerca de Ariño (Teruel). La edad de la serie, basada en dataciones ^{14}C, se sitúa entre 9,7 y 7,1 ka cal BP. Se han identificado 4 litofacies: gravas, arenas, margas y tobas. Las características de gravas y arenas no son homogéneas y responden a la existencia de un curso fluvial principal con aportes aluviales laterales. El sistema sedimentario también estaría alimentado por aguas subterráneas muy mineralizadas. Los niveles de toba corresponden a acumulaciones de fitoclastos y, localmente, a fitohermos. Los resultados del estudio sedimentológico y mineralógico evidencian cambios ambientales durante la primera parte del Holoceno. Se interpreta un intervalo climático árido al comienzo del Holoceno que controló el desarrollo de abanicos aluviales cortos, perpendiculares al río, en relación con una etapa importante de agradación sedimentaria localmente asociada con paleocrecidas. Los depósitos tobáceos presentes en la parte superior de los tres perfiles estudiados se relacionan con una etapa posterior más cálida y húmeda (Óptimo Climático del Holoceno) que permitió el encharcamiento del sistema y un menor aporte clástico por el desarrollo de laderas más vegetadas y estables.

Palabras clave: Sedimentación fluvial, Tobas, Evolución ambiental, Holoceno, Ariño.

Abstract: *The Holocene deposits in the medium reaches of the Martín River in the vicinity of Ariño (Teruel) have been analysed. The sedimentary system would be fed by highly mineralized groundwater but also from surficial waters. The age of the succession, based on ^{14}C, spans from 9.7 to 7.1 ka cal BP. Four lithofacies have been distinguished: gravel, sand, marl and tufa. Gravel and sand features are not homogeneous, due to the existence of a main fluvial thalweg but also lateral local alluvial supplies. Tufa levels are commonly made on phytoclasts although phytoherms also exist. Sedimentological and mineralogical results evince the existence of paleoenvironmental changes during the first part of the Holocene. An arid climate interval is interpreted during the Holocene onset. This interval controlled the development of short alluvial fans that expanded towards the axial river area in relation to a noticeable alluviation stage, locally associated with paleofloods. Tufas in the uppermost part of the three studied profiles are correlated with a later warmer and humid stage (Holocene Climate Optimum), when climate conditions favoured the development of ponded systems and a decrease in clastic contribution by developing more stable vegetated slopes.*

Key words: *Fluvial Sedimentation, Tufas, Environmental Evolution, Holocene, Ariño.*

INTRODUCCIÓN

En el curso medio del río Martín, entre las localidades de Ariño y Albalate del Arzobispo (Teruel) se localiza un conjunto de depósitos aluviales y fluvio-lacustres holocenos, cuya presencia fue puesta de manifiesto por Lozano et al. (2004). Estos autores realizan una cartografía geomorfológica y definen tres niveles de terrazas encajados que denominan como Terraza Travertínica Alta (55 m sobre el cauce actual del río), Media (30-35 m) y Baja (15-20 m), a las que atribuyen unas edades, basadas en dataciones U/Th, de 157±12 ka BP, 17,8±0,5 ka BP y 9,6 ka BP, respectivamente. Anteriormente, Utrilla y Rodanés (2001) dieron a conocer la existencia de un yacimiento Epipaleolítico, que denominaron como "Abrigo de los Baños de Ariño", con abundante utillaje lítico y restos de habitación y cenizas, al que atribuyeron una edad de 7,5±0,1 ka.

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos del estudio sedimentológico y mineralógico realizado a partir del levantamiento de tres perfiles localizados en el entorno del manantial de los Baños de Ariño (Fig. 1) y se aportan nuevas dataciones radiométricas de ^{14}C. La caracterización de las facies, detríticas y carbonatadas, generadas dentro de un sistema fluvio-lacustre con aportes aluviales laterales, permite ampliar el conocimiento de la evolución ambiental de este sector del río Martín a lo largo del Holoceno, así como plantear una mejor aproximación a las causas de dicha evolución.

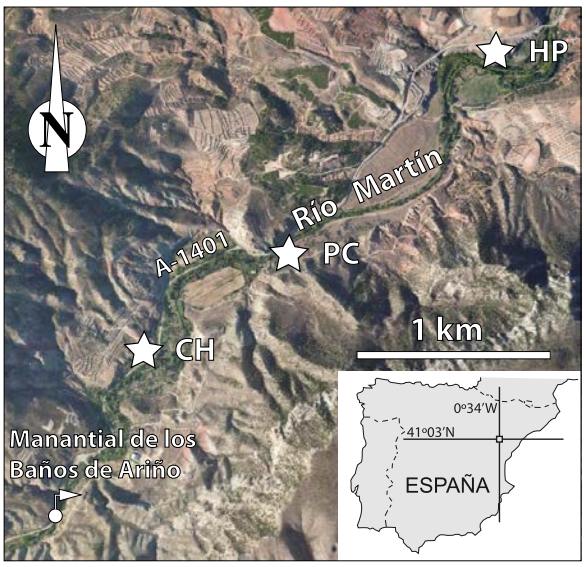


FIGURA 1. *Situación del área de estudio y localización de los perfiles levantados. CH: Chopera. PC: Puente Colgante. HP: Huerta Perales.*

METODOLOGÍA

Las muestras estudiadas proceden de las campañas de campo realizadas en noviembre de 2013, mayo y junio de 2015 y febrero de 2016. Los perfiles levantados se sitúan a lo largo del curso medio del río Martín, en el entorno de los Baños de Ariño. Se ha realizado la caracterización de facies atendiendo a la litología, color, tamaño de grano y estructuras sedimentarias. Los estudios de laboratorio han consistido en la realización de levigados y estudios mineralógicos de la muestra total y de la fracción arcilla. Los análisis mineralógicos de las muestras por difracción de rayos-X se efectuaron con un difractómetro de polvo *Philips PW 1710* de los SAI de la Universidad de Zaragoza. La cronología de la serie se basa en dataciones radiométricas (^{14}C) realizadas en los laboratorios *Beta Analytic* de Florida y en el Centro Nacional de Aceleradores (Sevilla) y calibradas con los programas INTCAL 13 y Calib 7.0, respectivamente. Para la cartografía de facies sedimentarias y correlación de perfiles se han utilizado las fotografías aéreas escala 1:33.000 vuelo director del Ejército del año 1956, y mapas a escala 1:5.000 y ortoimágenes del Gobierno de Aragón (IDEAragon).

RESULTADOS

Los perfiles estudiados (Figs. 1 y 2) han sido denominados como Chopera (CH), Huerta Perales (HP) y Puente Colgante (PC). Los dos primeros se sitúan en la margen izquierda del cauce actual del río Martín, mientras que PC se sitúa en la margen derecha. La correlación entre los diferentes perfiles (Fig. 2) se ha realizado por criterios cartográficos de seguimiento de líneas de capa fotogeológicas y control topográfico, dado que la serie se encuentra prácticamente horizontal, con suaves buzamientos desde los márgenes hacia el cauce del río.

La serie conservada tiene un espesor máximo medido de 17,2 metros. Su edad, basada en las dataciones de ^{14}C, se sitúa en un rango entre 9,7 y 7,1 ka cal BP. Se relaciona, por tanto, con la terraza denominada por Lozano et al. (2004) "Travertínica Baja". El techo de la misma sería correlativo con los restos del yacimiento Epipaleolítico de Utrilla y Rodanés (2001).

Para el conjunto de perfiles han sido identificadas 4 facies: gravas, arenas, margas y tobas calcáreas, cuyas características sedimentológicas y mineralógicas son las siguientes:

Las facies de gravas integran niveles de 10 a 35 cm de espesor, ocasionalmente hasta 1 m, y se presentan en cuerpos con geometría tabular o canaliforme. Se diferencian dos subfacies: la primera está constituida por cantos de caliza y, en menor porcentaje, de cuarcita. Los clastos van de subredondeados a redondeados, con un centilo entre 5 y 15 cm. La evolución vertical de los cuerpos es granodecreciente, presentan textura granosostenida y matriz arenosa o microconglomerática. Ocasionalmente, se observa imbricación de clastos y estratificación cruzada en surco. La segunda subfacies está constituida por brechas integradas por bloques de caliza de hasta 20 cm de centilo, muy angulosos y heterométricos, con textura granosostenida o no granosostenida y matriz lutítica, arenosa o microconglomerática.

Las arenas son de color ocre y presentan un tamaño de grano de medio a fino, ocasionalmente grueso. Aparecen en estratos de geometría tabular de 10 a 80 cm de espesor, ocasionalmente canaliformes y con espesores de hasta 1,30 m, evolución vertical granodecreciente y estratificación cruzada en surco en sets de 20 a 30 cm. En general, los niveles tabulares son masivos o con laminación horizontal y cruzada (*climbing ripples*), localmente convolucionada. Es frecuente la bioturbación por raíces así como la presencia de restos carbonosos y fragmentos de tobas dispersos en la matriz o en hiladas. Se reconocen escasos restos de gasterópodos.

Las margas son de color marrón, ocre o gris. Las marrones y ocres aparecen en intervalos de 20 a 95 cm, ocasionalmente de menos de 10 cm. Son masivas o con laminación horizontal. Presentan abundantes fragmentos carbonosos dispersos, bioturbación por raíces de moderada a intensa, hiladas de clastos de caliza de hasta 5 cm y restos escasos de gasterópodos y ostrácodos. Las grises forman conjuntos de 10 a 70 cm de espesor, ocasionalmente hasta de 1,4 m. Su textura es masiva o laminada. Presentan bioturbación por raíces, a veces abundante, llegando a formar tubos de 3 cm de diámetro rellenos de cristales lenticulares de

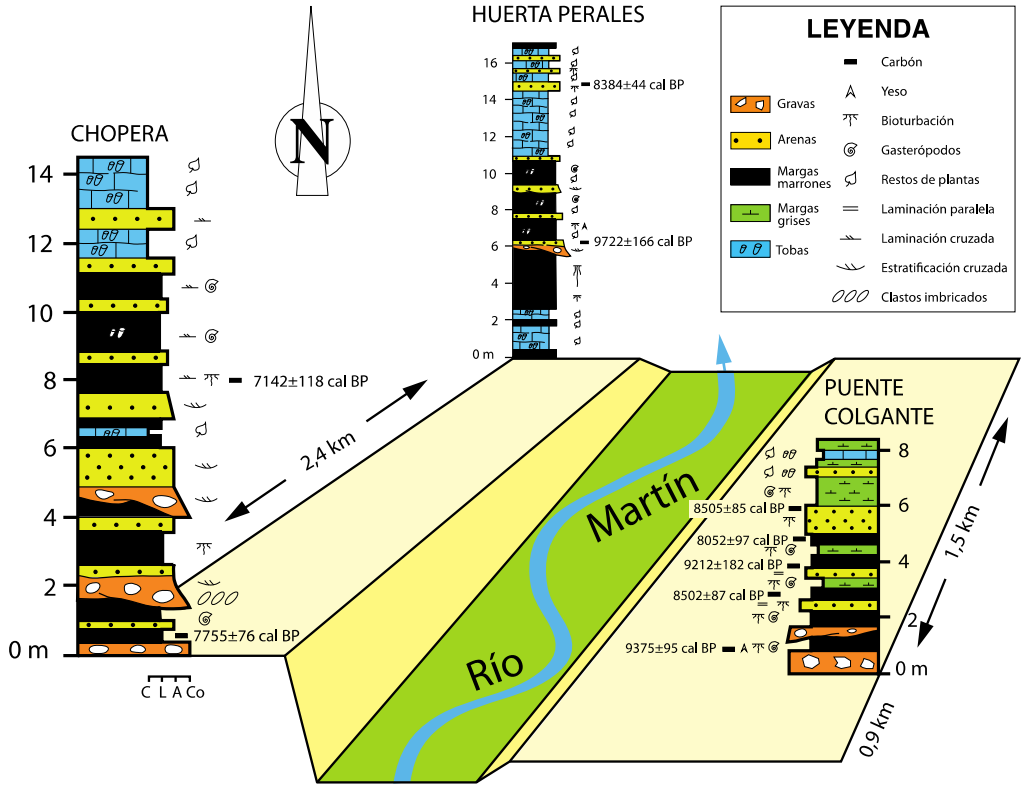


FIGURA 2. *Caracterización litológica, edad y esquema de correlación de perfiles.*

yeso. Intercalan restos carbonosos y niveles de acumulación de fragmentos de tobas, de espesor centimétrico.

Las facies de tobas consisten en fitohermos de tallos y cañas. Pueden aparecen en posición de vida o, más frecuentemente, como fragmentos sueltos. Forman conjuntos de hasta 2 m de espesor, integrados por niveles de 10 a 60 cm constituidos por *rudstone* de tobas de 2-3 cm, con matriz margosa.

Las diferentes facies presentan una gran homogeneidad mineralógica (Tabla I) destacando, en todas ellas, los altos contenidos en calcita.

Las facies de gravas presentan los mayores contenidos en cuarzo, siendo evidente que su composición se debe a la naturaleza de los clastos que componen las gravas. Las facies de arenas presentan contenidos medios en calcita y cuarzo, en torno al 40% cada uno; el 20% restante está constituido fundamentalmente por filosilicatos. En muchas arenas el contenido en calcita es más alto que en cuarzo, esto ocurre especialmente en las arenas que están entre niveles de tobas o margas. Las facies de margas, como en el caso de las arenas, tienen contenidos altos en calcita, y los valores más altos en filosilicatos. Es de reseñar el alto porcentaje en dolomita de algunas muestras de margas. Por último, las facies de tobas muestran el mayor contenido medio en calcita, el menor en cuarzo y contenidos en filosilicatos inferiores al 35%.

SIGLA		CC	QTZ	CM	DO	GY
PC Gravas (n=1)		48	24	22	<5	<5
HP Gravas (n=1)		23	65	10	<5	0
CH Arenas	media	37	45	13	<5	0
(n=16)	*Mín-máx*	*24-70*	*23-55*	*0-21*	*0-6*	*0-<1*
PC Arenas	media	41	35	19	<5	<5
(n=11)	*Mín-máx*	*34-60*	*13-50*	*12-27*	*<5-6*	*0-<1*
HP Arenas	media	44	32	17	<5	<5
(n=10)	*Mín-máx*	*30-64*	*9-44*	*9-26*	*<5-7*	*0-5*
CH Margas	media	39	29	26	<5	<5
(n=13)	*Mín-máx*	*28-49*	*18-45*	*14-50*	*0-6*	*0-<5*
PC Margas	media	43	26	24	6	<5
(n=18)	*Mín-máx*	*36-51*	*16-35*	*15-31*	*<5-25*	*0-<5*
HP Margas	media	46	22	28	<5	<5
(n=17)	*Mín-máx*	*26-82*	*2-40*	*16-44*	*0-6*	*0-<5*
CH Tobas	media	43	25	26	<5	<5
(n=4)	*Mín-máx*	*33-56*	*17-32*	*20-31*	*<5-5*	*0-<5*
PC Tobas (n=1)		66	10	18	<5	<5
HP Tobas	media	62	12	24	<5	<5
(n=4)	*Mín-máx*	*47-76*	*6-22*	*17-33*	*0-5*	*0-<5*

TABLA I. *Composición mineralógica (desglosada por perfiles) de los cuatro tipos de facies diferenciadas. (CC: calcita, QTZ: cuarzo, CM: filosilicatos, DO: dolomita, GY: yeso).*

Si se comparan las variaciones mineralógicas observadas en los diferentes perfiles en cuanto a contenido en cuarzo y carbonatos, se detecta que las facies de arenas del perfil situado más aguas arriba (perfil CH), según el curso actual del río Martín, tienen más cuarzo que las de los perfiles PC y HP. A su vez, las arenas de este último perfil tienen contenidos en calcita significativamente más altos que en cuarzo. Si se comparan PC y CH, las margas son menos carbonatadas y tienen mayor proporción en cuarzo en PC que en HP. Por último, las facies de tobas de CH incluyen más siliciclásticos que las identificadas en los otros perfiles.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La existencia de, al menos, tres niveles de terrazas con tobas (Lozano et al., 2004), a las que habría que añadir la llanura de inundación actual del río Martín, también con depósitos tobáceos, constituyen un registro complejo de procesos de sedimentación e incisión que responden a cambios ambientales durante el Pleistoceno-Holoceno. Las características sedimentológicas de los depósitos (e.g. abanicos muy cortos de procedencia lateral con brechas y presencia de yeso) indican que durante los periodos de fuerte agradación dominaron condiciones áridas, excepto durante la sedimentación de gravas con clastos redondeados y arenas con estructuras tractivas depositadas por corrientes unidireccionales referibles al río Martín. En el mismo sentido, los depósitos detríticos finos con abundante laminación horizontal y cruzada (*climbing ripples*), frecuentemente convolucionada, pueden interpretarse como paleocrecidas. Por otro lado, la formación de los depósitos tobáceos parece estar relacionada con etapas más cálidas y húmedas con escasos aportes laterales al río debido a una mayor estabilización de las laderas por el mayor desarrollo de la vegetación. Finalmente, las fases de incisión de la red fluvial estarían relacionadas con etapas frías, tal y como ocurre en áreas próximas (Sancho et al., 2008; Luzón et al., 2015).

Los afloramientos estudiados en este trabajo se identifican a lo largo de 3 km del curso actual del río Martín, inmediatamente aguas abajo del manantial de los Baños de Ariño. La presencia de depósitos tobáceos a partir de este punto parece señalar que el sistema sedimentario estaría alimentado, además de por las aguas superficiales aportadas por el río, por las aguas fuertemente mineralizadas sulfatadas-bicarbonatadas cálcico-magnésicas (2.552 mg/l), de carácter hipotermal (22-24°C) del manantial de los Baños de Ariño. En la estación de aforos de Alcaine (situada aguas arriba del embalse de Cueva Foradada y, por tanto, con un comportamiento natural) el río Martín tiene un caudal medio anual de 1 m^3/s. Los datos de aforo señalan que el manantial, con un aporte de 0,6-0,7 m^3/s, tiene un peso muy importante en el caudal del río y en la composición del agua, por lo que seguramente ejerció (y todavía lo sigue haciendo) un importante control en la formación de los depósitos tobáceos.

Los datos expuestos evidencian que en la zona de estudio se produjeron, durante la primera parte del Holoceno, cambios ambientales que se reflejan en la sucesión estratigráfica preservada, que supera en el perfil HP los 17 m de espesor. Las edades determinadas a partir de ^{14}C señalan un intervalo temporal de 9,7-7,1 ka para la serie estudiada. Estos valores muestran una tasa de sedimentación mínima de 6,5 m/ka señalando la existencia de una etapa muy importante de relleno que se puede relacionar, como ya se ha visto en otras zonas del NE de la península Ibérica (Sancho et al., 2008; Luzón et al., 2015), con una etapa climática árida durante el inicio del Holoceno que favorecería el arrastre de material detrítico al fondo del valle desde unas laderas poco vegetadas. La presencia de tobas en la parte superior de los tres perfiles estudiados se puede relacionar con la etapa correspondiente al Óptimo Climático del Holoceno, mientras que las que aparecen en la parte inferior del perfil HP podrían corresponder a un momento cálido al inicio del Holoceno.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo subvencionado por los proyectos UZ2014-CIE-04 y UZ2015-CIE-08, y Grupos de Investigación Análisis de Cuencas Sedimentarias Continentales, GEOTRANSFER y Recursos Minerales (DGA y Fondo Social Europeo).

BIBLIOGRAFÍA

Lozano, M.V., Peña, J.L., Longares, L.A. y Sánchez, M. (2004): Cañones del río Martín entre Oliete y Albalate del Arzobispo (Cordillera Ibérica, Teruel). En: *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos* (J.L. Peña, L.A. Longares y M. Sánchez, eds.). Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza, 213-230.

Luzón, A., Pérez, A., Pueyo, O., Muñoz, A., González, A., Gauthier, A., Mayayo, M.J. y Sánchez, J.A. (2015): Tufa fluvial deposits: Beyond the sedimentary model. En: *31st IAS Meeting of Sedimentology*. Abstract Book Polish Geological Society, Kraków, 321.

Sancho, C., Peña, J.L., Muñoz, A., Benito, G., McDonald, E., Rhodes, E.J. y Longares, L.A. (2008): Holocene alluvial morphopedosedimentary record and environmental changes in the Bardenas Reales Natural Park (NE Spain). *Catena*, 73(3): 225-238.

Utrilla, P. y Rodanés, J.M. (2001): El yacimiento Epipaleolítico de los Baños (Ariño, Teruel), *SALDVIE,* II: 307-322.

Reinterpretación paleoambiental de la Formación Camarillas en la subcuenca de Galve (Barremiense, Cordillera Ibérica)

Paleoenvironmental reinterpretation of the Barremian Camarillas Formation in the Galve sub-basin (Iberian Chain)

R. Navarrete[1], A.R. Soria[1], C.L. Liesa[2] y J.P. Rodríguez-López[3]

1 Área de Estratigrafía. Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009, Zaragoza. rocionav@unizar.es; anasoria@unizar.es

2 Área de Geodinámica Interna. Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009, Zaragoza. carluis@unizar.es

3 School of Applied Sciences. Faculty of Computing, Engineering and Science, University of South Wales. Prifysgol De Cymru. Alfred Russel Wallace Building, Upper Glyntaff Campus, Pontypridd. CF37 4AT. United Kingdom. dr.juampe@gmail.com

Resumen: La Formación Camarillas en la subcuenca de Galve está caracterizada por un potente registro (normalmente > 300 m) de materiales siliciclásticos (areniscas y arcillas) y un escaso desarrollo de facies carbonatadas. El estudio de las facies sedimentarias ha permitido identificar 30 asociaciones de facies y su relación lateral y vertical han sido la base para analizar la arquitectura estratigráfica, reinterpretar el medio de sedimentación y diferenciar tres estadios sedimentarios para esta formación. El Estadio 1 incluye asociaciones de facies fluviales a mareales y representa un estuario dominado por mareas. El Estadio 2 es un estuario dominado por mareas y oleaje y se han reconocido facies de las zonas interna, central y distal del estuario y de la zona marina abierta. El Estadio 3 es un sistema isla barrera-*lagoon* y se han distinguido asociaciones de facies de las zonas interna, externa y marina abierta dentro del sistema.

Palabras clave: Subcuenca de Galve, Barremiense, Formación Camarillas, estuario, isla barrera-*lagoon.*

Abstract: *The Camarillas Formation in the Galve sub-basin is a thick unit (> 300 m) mainly consisting of siliciclastic deposits (shales and sandstones) and scarce development of carbonate facies. The study of sedimentary facies has allowed the recognition of 30 facies associations of transitional environments and, based on their lateral and vertical relationships, the characterization of its stratigraphic architecture. We reinterpret the sedimentary environment of the Camarillas Fm and distinguish three main sedimentary stages in its evolution. Stage 1 represents a tide-dominated estuary with fluvial and, then, tidal facies. Stage 2 is a tide- and wave-dominated estuary with internal, central and distal and more open marine facies. Stage 3 is a barrier island-lagoon system in which facies associations of internal, external and open marine subenvironments of the system have been recognized.*

Key words: *Galve sub-basin, Barremian, Camarillas Formation, estuary, barrier island-lagoon system.*

INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

La Formación Camarillas en la subcuenca de Galve es una unidad barremiense muy potente (normalmente > 300 m) que está constituida principalmente por areniscas y lutitas y, ocasionalmente, limos, calizas y margas. Los estudios sedimentológicos de la formación realizados por Díaz Molina y Yébenes (1987) y, posteriormente, por Soria (1997) han interpretado esta unidad como depositada en ambientes fluviales con influencias mareales hacia techo. El objetivo del presente trabajo es presentar una nueva interpretación sedimentológica de la Formación Camarillas basada en el estudio regional y pormenorizado de esta unidad en la subcuenca de Galve realizado por Navarrete (2015) en su tesis doctoral. En concreto, se han estudiado 19 perfiles estratigráficos de la unidad (Fig. 1), cuyos espesores varían entre 170 y 850 m. La buena calidad de los afloramientos facilitó la correlación física de las secciones estudiadas. Además se hicieron estudios a partir de fotos aéreas de detalle tomadas con un drone para el estudio de las relaciones laterales entre las distintas facies sedimentarias reconocidas para completar así la caracterización de la arquitectura estratigráfica de la unidad.

La subcuenca cretácica de Galve se localiza en la Cordillera Ibérica centro-oriental, entre las localidades turolenses de Aliaga-Galve al N y Allepuz al S (Fig. 1). Esta subcuenca fue una cuenca marginal (occidental) de la Cuenca del Maestrazgo (Salas y Guimerà, 1996; Soria, 1997) y su estructura y evolución estuvieron controladas por dos familias de fallas normales, de dirección NNO-SSE y ENE-OSO, que configuraron la cuenca en una serie de *grabens* y *semigrabens* (Liesa et al., 2004). El depósito de la Formación Camarillas es contemporáneo con la actuación de estas fallas normales, como lo evidencian los importantes cambios de espesor de la unidad (Liesa et al., 2004; Soria, 1997; Navarrete et al., 2013a), y ha sido relacionado

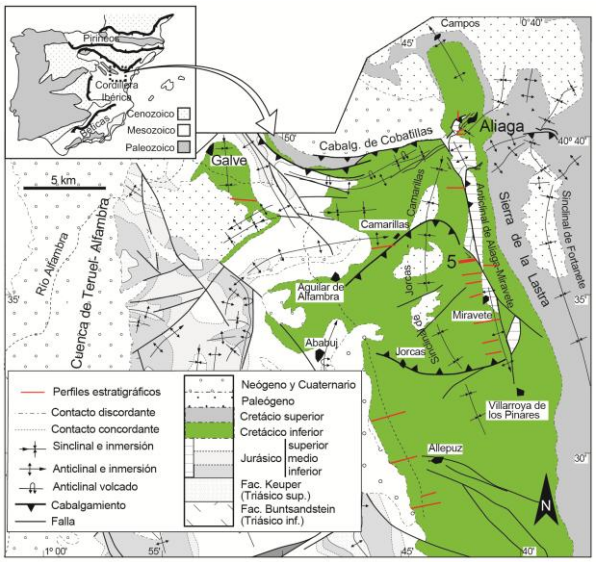


FIGURA 1. *Situación de la subcuenca de Galve en la Península Ibérica y localización de los perfiles estratigráficos estudiados de la Formación Camarillas*.

con la etapa de climax del *rifting* del Cretácico inferior (Liesa et al., 2006; Navarrete et al., 2013a).

SEDIMENTOLOGÍA Y ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA

El análisis en los 19 perfiles realizados de las facies sedimentarias a partir de observaciones de campo y el estudio de secciones pulidas y láminas delgadas ha permitido distinguir 30 asociaciones de facies (Fig. 2A; Navarrete, 2015). El análisis de los cuerpos sedimentarios a partir de imágenes aéreas tomadas con drone y observaciones de campo han permitido estudiar las relaciones laterales y verticales de dichas asociaciones de facies y han sido la base para caracterizar la arquitectura estratigráfica y diferenciar tres estadios sedimentarios para esta formación (Fig. 2): Estadio 1 o estuario dominado por mareas, Estadio 2 o estuario mixto dominado por mareas y oleaje y, finalmente, Estadio 3 o sistema isla barrera-*lagoon* (Navarrete, 2015).

Estadio 1– Estuario dominado por mareas

El Estadio 1 se apoya normalmente sobre la Formación El Castellar y en él se han distinguido 9 asociaciones de facies, desde fluviales a mareales, que caracterizan un estuario dominado por mareas (Fig. 2B; Navarrete, 2015).

La reconstrucción paleogeográfica muestra una cuenca sedimentaria orientada NO-SE, con los dominios fluviales en los márgenes occidental y septentrional y los de influencia marina en el margen oriental de la subcuenca (Fig. 2B). El sistema fluvial se localiza inicialmente en la base del estadio y el sistema retrograda, progresivamente, desplazándose los canales fluviales afectados por mareas hacia el NNO, mientras que las lutitas de la llanura intermareal arcillosa, que intercalan depósitos de canal y barra mareal, se registran, de forma generalizada, en todos los perfiles. Tanto los canales fluviales como aquéllos con evidencias de influencia mareal sitúan el área fuente al noroeste u oeste de la subcuenca (Fig. 2B). Los depósitos de canal y barra mareal, desarrollados ampliamente en la llanura intermareal y submareal y en la parte externa del estuario, muestran gran variabilidad en la paleocorriente de las barras mayores, con direcciones E a SE, unas veces, o N, otras, por lo que se han interpretado que representaron las direcciones principales de flujo y reflujo, respectivamente, del sistema estuarino.

Estadio 2– Estuario mixto dominado por mareas y oleaje

El Estadio 2 es el más potente de la Formación Camarillas (Fig. 2A) y ha sido reconocido en toda la subcuenca de Galve. La relación de areniscas frente a lutitas, junto al análisis de las relaciones verticales y laterales de las 13 asociaciones de facies reconocidas y las paleocorrientes medidas ha permitido interpretar dicho estadio como un estuario mixto, dominado tanto por mareas como por oleaje (Fig. 2C).

En este estadio se observa una reconfiguración de la cuenca con ampliación de la zona de depósito hacia el S, dando lugar a una cuenca de geometría alargada a favor de fallas de dirección NNO-SSE (Fig. 2C). Las 13 asociaciones de facies diferenciadas han sido agrupadas en las tres zonas características de los estuarios dominados por el oleaje: la cabecera o zona proximal arenosa, situada al N de la subcuenca y donde se han reconocido llanuras de mareas, canales mareales con gran cantidad de *drapes* de materia orgánica y restos de plantas, barras internas y deltas de cabecera; la zona central o arcillosa, constituida por las facies de lutitas grises o granate oscuro; y, finalmente, la zona distal o externa al S, de nuevo arenosa donde se sitúan las bocanas del estuario, que actuarían a modo de barrera del estuario por el S, y que tienen relacionadas asociaciones de facies de *back-barrier* como llanuras intermareales, *washover fans*, barras externas y deltas de flujo (Fig. 2C).

Este estadio presenta una elevada complejidad sedimentológica y arquitectural por la gran cantidad de asociaciones de facies y porque la distribución de los diferentes subambientes ha ido variando a lo largo del estadio. No obstante, se observa que, en general, el sistema retrograda en su conjunto y que las zonas proximales se localizan en los perfiles septentrionales y centrales, la zona central en el centro y sur de la subcuenca y la zona distal en los perfiles meridionales y centrales. La bocana o *inlet* de la barrera externa del estuario se ha reconocido de una manera discontinua en el sector sur de la subcuenca donde queda registrada entre arcillas de bahía.

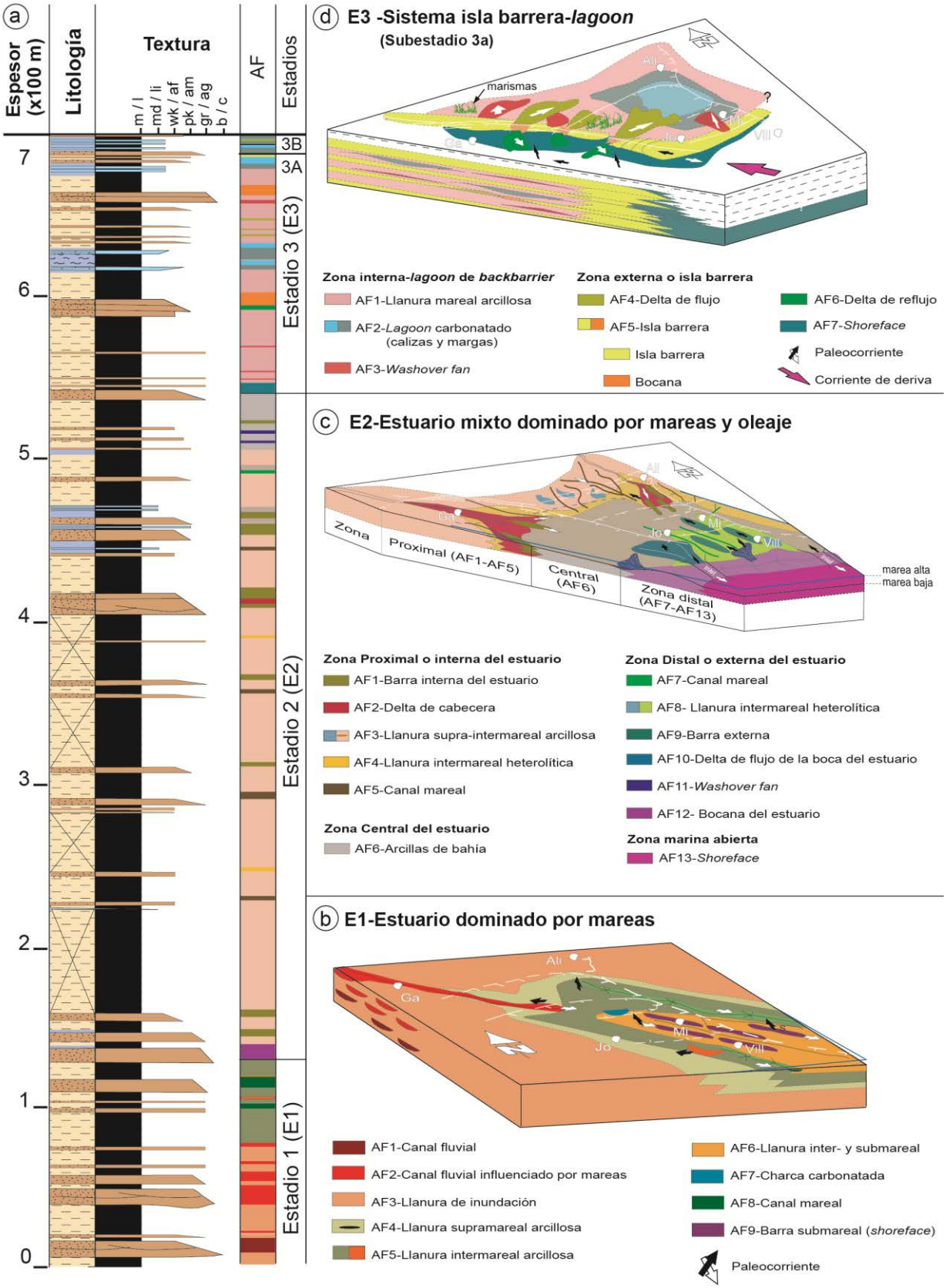


FIGURA 2. *La Formación Camarillas en la subcuenca de Galve. A) Sección estratigráfica (perfil 5 en Miravete de las Sierra, ver Fig. 1) con las asociaciones de facies y estadios sedimentarios distinguidos. B), C) y D) Modelos sedimentarios de los sistemas sedimentarios (estadios 1, 2 y 3, respectivamente) donde se muestran la distribución espacial de los subambientes sedimentarios reconocidos. Leyenda de texturas: Marga (m), lutita (l), mudstone (md), limos (li), wackestone (wk), arenisca de grano fino (af), packstone (pk), arenisca de grano medio (am), grainstone (gr), arenisca de grano grueso (ag), bounstone (b) y conglomerado (c).*

Estadio 3– Sistema isla barrera-*lagoon*

En el estadio 3 se han diferenciado 8 asociaciones de facies (isla barrera, deltas de flujo y reflujo, *shoreface*, llanura intermareal arcillosa, *lagoon* carbonatado) y ha sido subdividido en dos subestadios (3A y 3B) atendiendo a la proporción de carbonatos (mayor en el segundo), aunque su arquitectura estratigráfica es muy similar. El subestadio 3A se ha interpretado como un sistema isla barrera-*lagoon* siliciclástico–carbonatado (Fig. 2D) y muestra una evolución general retrogradante hacia el N y E de la subcuenca (Navarrete et al*.,* 2013b). La isla barrera se sitúa la mayor parte del tiempo al S y O de la subcuenca, dejando al N y E de la misma la zona interna del *lagoon*. En la zona externa del sistema, los depósitos de isla barrera y *tidal inlet* se localizan intercalados y en cambio lateral de facies con lutitas de llanura mareal. Asociados a las barreras se han reconocido depósitos de deltas de flujo que presentan geometría plano-convexa o cóncavo-convexa y llegan a apoyarse y erosionar depósitos de *lagoon* carbonatado. La paleocorriente es muy variable y define un abanico de direcciones de NO a SE (Fig. 2D). En la zona interna se localiza la llanura mareal arcillosa, la cual se presenta en intervalos de potencia decamétrica e intercala cuatro intervalos carbonatados, que se corresponden con sucesivos *lagoons* con baja diversidad de fósiles (principalmente bivalvos, carofitas, ostrácodos y gasterópodos). El primer *lagoon* carbonatado presenta la mayor extensión y abarca toda la subcuenca. Tanto las lutitas de la llanura mareal como los carbonatos de *lagoon* intercalan *washover fans* que se acuñan hacia el N y el S y presentan paleocorrientes hacia el N a NE y SE. Ocasionalmente, la llanura mareal intercala a techo un depósito de tsunami, reconocido a lo largo de más de 7 km, y el cual incluye, a su vez, un megayacimiento de icnitas de dinosaurio (Navarrete et al*.,* 2014).

El subestadio 3B es menos potente y representa un sistema isla barrera-*lagoon* esencialmente carbonatado (Navarrete et al*.,* 2013b). En este subestadio no se han reconocido llanuras de mareas lutíticas, quizás porque la isla barrera fue más continua, sin tantos *tidal inlets,* y con la entrada de flujos mareales al *lagoon* restringida. Esta isla barrera se ha reconocido al S de Miravete de la Sierra y se presenta hacia el NO en cambio lateral de facies con facies de delta de flujo y carbonatos de *lagoon* y hacia el S con *sandwaves*.

CONCLUSIONES

El presente estudio de la Formación Camarillas en la subcuenca de Galve propone una nueva interpretación sedimentológica para la unidad en la que se han distinguido hasta 30 asociaciones de facies de ambientes transicionales. El análisis sedimentológico y la arquitectura estratigráfica evidencia que el depósito se inicia con un sistema fluvial, evolucionando a un estuario dominado por mareas (Estadio 1), seguido por un estuario mixto dominado por mareas y oleaje (Estadio 2) y. finalmente, el desarrollo de un sistema isla barrera-*lagoon* (Estadio 3).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los Drs. Kepa Fernández Mendiola y Beatriz Bádenas sus constructivas revisiones. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2008-05418/BTE y CGL2011-23717 del Ministerio de Ciencia e Innovación del Gobierno de España y supone una contribución a los grupos de investigación *Análisis de Cuencas Sedimentarias Continentales* y *Geotransfer* del Gobierno de Aragón. R. Navarrete disfrutó de una beca predoctoral (B019/10) del Gobierno de Aragón.

REFERENCIAS

Díaz Molina, M. y Yébenes, A. (1987): La sedimentación litoral y continental durante el Cretácico inferior. Sinclinal de Galve, Teruel. *Estudios geológicos, Volumen extraordinario Galve-Tremp*: 3-21.

Liesa, C.L., Casas, A.M., Soria, A.R., Simón, J.L. y Meléndez, A. (2004): Estructura extensional cretácica e inversión terciaria en la región de Aliaga-Montalbán. *Geo-Guías*, 1: 151-180.

Liesa, C.L., Soria, A.R., Meléndez, N. y Meléndez, A. (2006): Extensional fault control on the sedimentation patterns in a continental rift basin: El Castellar Formation, Galve sub-basin, Spain. *J. Geol. Soc. London*, 163: 487-498.

Navarrete, R. (2015): *Controles alocíclicos de la sedimentación barremiense en la Subcuenca de Galve (Formación Camarillas, margen occidental de la Cuenca del Maestrazgo).* Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza, 444 pp.

Navarrete, R., Liesa, C.L., Soria, A.R. y Rodríguez-López, J.P. (2013a): Actividad de fallas durante el depósito de la Formacion Camarillas (Barremiense) en la Subcuenca de Galve (E de España). *Geogaceta*, 53: 61-64.

Navarrete, R., Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Soria, C.L. y Veloso, F.M.L. (2013b): Changing physiography of rift basins as a control on the evolution of mixed siliciclastic–carbonate back-barrier systems (Barremian Iberian Basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 289: 40-61.

Navarrete, R., Liesa, C.L., Castanera, D., Soria, A.R., Rodríguez-López, J.P. y Canudo, J.I. (2014): A thick Tethyan multi-bed tsunami deposit preserving a dinosaur megatracksite within a coastal lagoon (Barremian, eastern Spain). *Sedimentary Geology*, 313: 105-127.

Salas, R. y Guimerà, J. (1996): Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20(7): 1704-1706.

Soria, A.R. (1997): *La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico inferior y su control estructural*. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza, 363 pp.

Dolostone origin in the Riópar area (SE Spain): implications on the geology of the Prebetic Zone

Origen de las dolomías en la zona de Riópar (SE España): implicaciones sobre la geología de la Zona Prebética

D. Navarro-Ciurana[1], A. Griera[1], D. Gómez[1], E. Cardellach[1], E. Vindel[2] and M. Corbella[1]

1 Departament de Geologia, Facultat de Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona, Edifici Cs s/n, 08193 Bellaterra, Cerdanyola del Vallès, España.
2 Departamento de Cristalografía y Mineralogía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, c/ José Antonio Novais s/n, 28040, Madrid, España.

Abstract: In the present study a petrographic description and C-O stable isotope data of dolostone occurrences at the Riópar area (Mesozoic Prebetic Zone) are presented. Results constrain the origin and dolomitization processes for each dolomitic unit providing new insights on the geology of the Prebetic. Dolostones are grouped in: i) large seismic-scale stratabound dolostones hosted in limestones of Lower Jurassic, Middle Jurassic and Upper Cretaceous ages; and ii) stratabound and patchy dolostones hosted in a carbonatic sequence of Upper Jurassic to Lower Cretaceous age. Two dolomitizing origins have been distinguished: i) a low-temperature dolomitization originated from seawater (seismic-scale stratabound dolomitized limestones); ii) a hydrothermal dolomitization originated by high temperature brines (stratabound and patchy dolomitized limestones). Results of this study can be used as a guide for other poorly known dolomitic areas in the Prebetic Zone.

Key words: dolostone, stable isotope, Prebetic, Riópar.

Resumen: *En este estudio se presenta la descripción petrográfica y los datos isotópicos de C y O de distintos cuerpos de dolomías en la zona de Riópar (Zona Mesozoica del Prebético). Los resultados obtenidos permiten acotar el origen de cada miembro dolomítico, aportando nuevos datos geológicos en el Prebético. Dichos cuerpos se agrupan en: i) dolomías estratiformes de gran extensión hospedadas en calizas del Jurásico Inferior y Medio, así como del Cretácico Superior; ii) dolomías de tipo estratiforme y en forma de parches hospedadas en una secuencia carbonatada del Jurásico Superior al Cretácico inferior. El origen de estas dolomitizaciones se atribuye a: i) interacción con agua marina presumiblemente a baja temperatura (dolomías estratiformes de gran extensión); ii) presencia de salmueras hidrotermales de alta temperatura (dolomías estratiformes y parcheadas). Estos resultados pueden servir de guía para otras áreas dolomitizadas poco estudiadas en la zona del Prebético.*

Palabras clave: *dolomía, isótopos estables, Prebético, Riópar***.**

INTRODUCCIÓN

Dolostone formation has been linked with different geological processes and settings and after more than two hundred years of intensive research their origin is still controversial (Machel, 2004), although most authors agree that dolomite is rarely precipitated as a primary phase. Various dolomitization models have been proposed by a large number of workers (e.g. Warren, 2000). In essence, the resulting dolostones can be classified as low temperature, referring to those formed from cold Mg-seawater, or burial dolomites, those formed at slightly to much higher temperatures by other Mg-bearing fluids. Quite commonly it is difficult to unravel their precise origin.

The Prebetic zones (SE Spain) are home to extensive outcrops of dolostones, some of which constitute important Natural Parks with particular landscapes (e.g. Calares del Mundo, Albacete). Several dolostone bodies are hosted in Lower Jurassic to Upper Cretaceous carbonates. Navarro-Ciurana et al. (2016) discussed the origin of the dolomites hosted in Upper Jurassic to Lower Cretaceous carbonates in the Riópar area. However, in their study, these authors did not include the Prebetic dolostones hosted in Lower and Middle Jurassic as well as in Upper Cretaceous carbonates. On the other hand, the geologic maps of the area assign specific ages to these dolostones, assuming that they occurred more o less cogenetically with the host carbonates. These assumptions may lead to geological errors as dolomites can result from secondary geological processes, replacing calcitic host rocks well after the host carbonate formed.

In this contribution, the description of the different Riópar dolostone occurrences together with C and O isotope data are presented. Results constrain the origin of dolomitization processes for each dolomitic unit

providing new geologic information on the geologic history of the Prebetic.

GEOLOGICAL SETTING

The studied area is located near the Riópar village, where siliciclastic rocks, limestones and dolostones occur. This area is situated at the limit between the External and Internal Prebetic Zones, in the outer portion of the NNW-verging fold-and-thrust belt of the Betic Cordillera (e.g. García-Hernández et al., 1980). The Prebetic is dominated by a Mesozoic to Cenozoic sedimentary sequence up to 2000 m thick, originally deposited in the southern part of the Iberian continental paleomargin (Vera et al., 2004). The External Prebetic Zone shows extensively exposed Triassic and Jurassic rocks and scarcity of Cretaceous and Paleogene sediments. In contrast, the Internal Prebetic Zone is characterized by absence of Triassic rocks, scarcity of Jurassic strata and extensively exposed Cretaceous and Paleogene sediments (Vera et al., 2004).

From a tectonic standpoint, the Prebetic Zones are characterized by the Cazorla-Alcaraz-Hellín structural arc (Rodríguez-Estrella et al., 1979). In general, it is constituted by two major fault systems: i) NE-SW to E-W trending and SE- to S-dipping Alto Gualdalquivir-San Jorge fault; and ii) NW-SE to W-E trending Socovos-Calasparra dextral strike-slip fault perpendicular to the fold axes. These is thought to separate the Internal Prebetic (to the S) from the External Prebetic (to the N) zones (Fig. 1).

In the Riópar area a large number of Mesozoic sedimentary units can be observed (Fig. 2). Triassic sandstones with clays and gypsum and Lower to Middle Jurassic carbonates crop out in the N block of the Socovos fault, whereas carbonates of Upper Cretaceous age appear in the S block of the San Jorge fault. Upper Jurassic to Lower Cretaceous age carbonates crop out between the two faults.

OCURRENCE OF DOLOSTONE GEOBODIES

Several dolomitized carbonates are identified in the Riópar area. Their distribution along the stratigraphic section are illustrated in Figure 2.

Lower Jurassic stratabound dolomites

The Lower Jurassic stratabound dolomitized Carretas and partly Contreras-Madroño limestone Fms. (Fig. 2) are characterized by red to grey colors. The thickness of these formations exceeds 150 m in the Riópar area. They are constituted by microcrystalline subhedral to euhedral (planar-s to planar-e) replacive dolomite crystals, showing a massive aspect in hand samples. At the top of the sequence, non-dolomitized fossiliferous intra-pelsparitic and intra-oosparitic grainstones to packstones, and intra-pelmicritic wackstones to mudstones occur. The dolomitization is mainly fabric-retentive, as oolitic allochems and porosity of precursor limestones are recognized, preserving the original depositional fabrics (i.e., stratification).

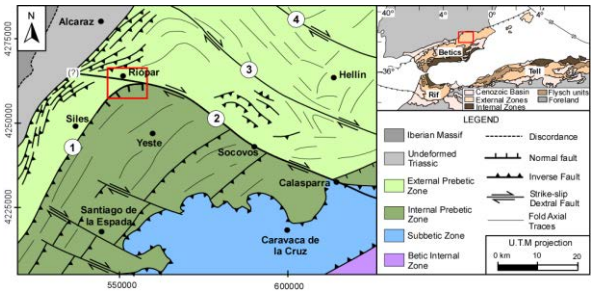


FIGURE 1. *Schematic geologic map (modified from: Pérez-Valera et al., 2010) of the Prebetic Zones and Riópar area: (1) Alto Guadalquivir-San Jorge fault; (2) Socovos fault; (3) Liétor fault; and (4) Pozohondo fault.*

Middle Jurassic stratabound dolomites

The Middle Jurassic stratabound dolomitized limestones, which replace the Chorro carbonate Fm. (Fig. 2), are characterized by white colors in more than 250 m thick sediments in the studied area. They are constituted by fine to coarse planar-e sucrosic dolomite crystals, which replace fossiliferous intra-oosparitic grainstones to packstones and to a lesser extend, mudstones. The replacement is fabric-retentive as oolitic ghosts can be identified, although original sedimentary structures, such as stratification, are rarely preserved.

Upper Jurassic to Lower Cretaceous stratabound and patchy dolomitized carbonates

Stratabound dolostones connected by patchy dolostone bodies are hosted in the Upper Jurassic to the Lower Cretaceous carbonate succession (Fig. 2). In the Riópar area, they outcrop over an area of 4.6 km^2 between San Jorge and Socovos faults.

Two stratabound dolostones are identified replacing intra-oosparitic grainstones to packstones and mudstones of the Lower and Upper Members of Sierra del Pozo Fm. respectively, preserving the original depositional fabrics. They are constituted by microcrystalline planar-s to planar-e replacive dolomite crystals. The Lower Mb. is partially dolomitized as it preserves oolitic limestone lenses; the dolostones contain abundant oolitic ghosts. However, the Upper Mb. has always been observed completely dolomitized, only showing abundant orbitolinid moldic porosity.

Different patchy dolostones have been mapped affecting the Lower Mb. of Sierra del Pozo to the Arroyo de los Anchos Fm. They are constituted by planar-e sucrosic dolomite crystals and fine to coarse non-planar saddle dolomites. The patchy dolomitization fronts are irregular and gradual with the stratabound dolostone units, obliterating the sedimentary fabrics. Nevertheless, the contact with the undolomitized carbonates is sharp, cross-cutting bedding and stratification. Moreover, patchy dolostone outcrops nearer the San Jorge than Socovos strike-slip dextral fault, suggesting a structural control for these dolomitization (Navarro-Ciurana et al. 2016).

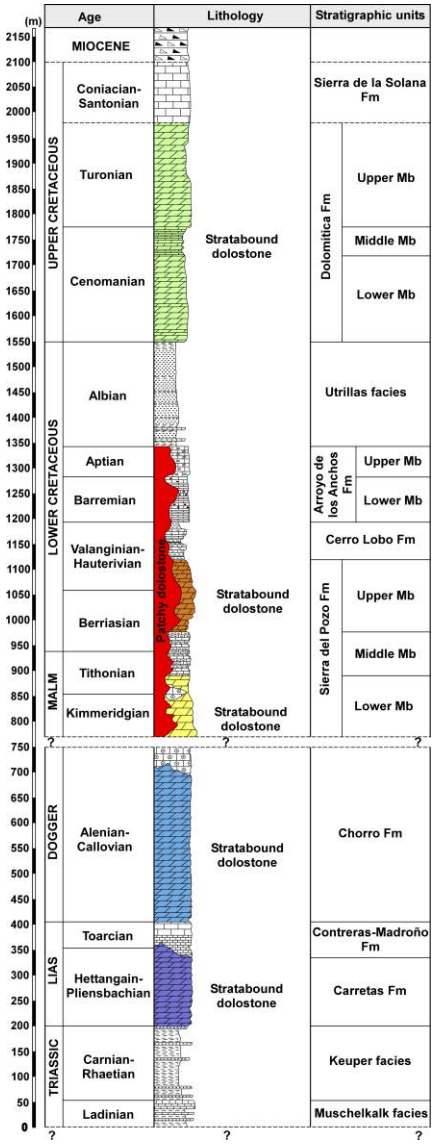


FIGURE 2. *Stratigraphic section of the Riópar area with sedimentary units and location of the studied dolostone geobodies.*

Upper Cretaceous stratabound dolomites

The Upper Cretaceous stratabound dolomitized Cenomanian to Turonian limestones (Fig. 2) are formed by fine planar-s to planar-e dolomite crystals. They are characterized by three different zones: i) the lower part, which is constituted by ochre dolostones with orbitolinid ghosts; ii) the middle zone, formed by white dolostones with oolitic ghosts and interbedded thin dolomitic marls; and iii) the uppermost part, which is constituted by grey dolostones. The thickness of these formations exceeds 250 m in the Riópar area.

C AND O ISOTOPE DATA

Samples of host limestones and dolomite crystals were analyzed for their carbon and oxygen isotope composition (Fig. 3). The isotopic signature of non-dolomitized limestones of Jurassic to Cretaceous age ranges from +0.5 to +3.2‰ for $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ and from +27.6 to +30.9‰ for $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$. These values are compatible with carbonates precipitated from seawater of Jurassic to Cretaceous age (Veizer et al., 1999).

Stratabound dolostones hosted in Lower and Middle Jurassic limestones have $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ values from +3.2 to +3.8‰ and $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ from +29.0 to +29.8‰. Stratabound and patchy dolostones hosted in Upper Jurassic and Lower Cretaceous limestones show similar C and O isotope values ($\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$: -2.3 to +0.8‰; $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$: +25.1 to +27.6‰), although stratabound dolostone shows more restricted C isotope values ($\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$: +0.0 to +0.6‰) than patchy dolostones. On the other hand, the isotopic signature of dolomitized Upper Cretaceous limestones ranges from +2.5 to +2.7‰ for $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ and from +26.9 to +29.5‰ for $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$.

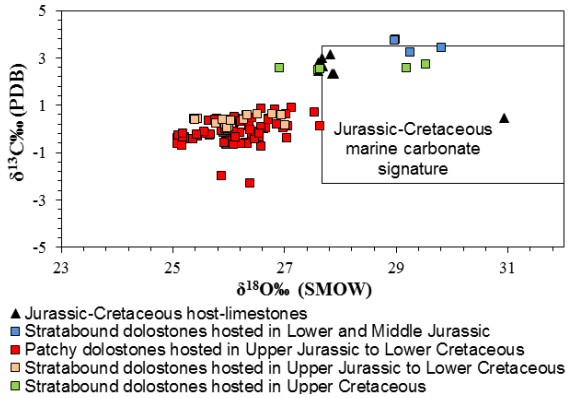


FIGURE 3. *$\delta^{18}O$ vs. $\delta^{13}C$ cross-plot of host-limestone and dolostones from the Riópar area (Prebetic) with a Jurassic-Cretaceous marine carbonate box according to Veizer et al. (1999).*

ORIGIN OF DOLOSTONE GEOBODIES

Sparse remains of fauna (e.g., orbitolinids) and oolitic and peloidal ghosts in thin sections suggest that the Riópar dolostones replace an original marine limestone. Textures and isotopic data support a seawater dolomitization model for the large stratabound dolomite bodies hosted in the Lower and Middle Jurassic and Upper Cretaceous limestones. However, for the stratabound dolostones connected by patchy geobodies and hosted in the Upper Jurassic to Lower Cretaceous carbonate succession, a fault-controlled hydrothermal dolomitization model is favored (Navarro-Ciurana et al., 2016).

The C and O isotopic values of the Lower and Middle Jurassic and Upper Cretaceous dolostones are similar to data of Jurassic to Cretaceous host-limestones. Moreover the carbon and oxygen data of dolostones are within the range of Jurassic to Cretaceous marine carbonates (Veizer et al., 1999), supporting a seawater dolomitization model, which commonly involve lower temperatures of precipitation (Warren, 2000). These three separated stratabound dolostone geobodies probably formed just after the diagenesis of host-limestones, as grain component dissolution (e.g., orbitolinids and ooids) occurred previous to dolomitization.

The C and O isotopic distribution of Upper Jurassic to Lower Cretaceous stratabound and patchy dolomitized limestones depicts a horizontal trend with a small $\delta^{13}C$ (≈2‰) and $\delta^{18}O$ (≈3.5‰) shift. Compared to the host-limestone, these dolostones show relatively depleted $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values. This distribution can be modeled from an interaction of regional carbonates ($\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$: +2.3‰; $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$: +28.3‰) with a hydrothermal fluid ($\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$: -8‰; $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$: +17‰). Microthermometrical data (Navarro-Ciurana et al., 2016) from stratabound and patchy dolostones (T_h: 150-250ºC; salinity: 5-25 wt.% eq. NaCl) supports the presence of hot dolomitizing brines. Tectonic and stratigraphical considerations suggest that hydrothermal fluids probably circulated upwards through the San Jorge fault.

REGIONAL SCALE IMPLICATIONS

Field and petrographic observations only, do not allow in differentiating the dolostone units or to determine the dolomite types in the Riópar area. Instead, stable isotopic data turned out to be useful to differentiate the dolomitic units (Fig. 3). The area comprised between the Socovos and San Jorge faults in the Riópar zone, had previously been considered and mapped as Middle Jurassic dolostones (Fernández-Gianotti et al., 2001). Nevertheless, we observed clear evidences that this zone is constituted by dolostones that replace a Middle Jurassic to Lower Cretaceous carbonate sequence (e.g., orbitolinid moldic porosity) by fault-controlled hydrothermal processes. The textures of these dolostones (i.e., sucrosic aspect, presence of oolitic ghosts) are very similar to those of dolostones hosted in Middle Jurassic carbonates, leading to confusions between them. Commonly, the dolostones that outcrop in the footwall block of the Alto Guadalquivir-San Jorge fault in the External Prebetics are interpreted as Middle Jurassic in age. From the data presented here, a revision of these dolostones is suggested, as at least some of them could be of hydrothermal origin.

CONCLUSIONS

The petrographic characterization of the different dolostone occurrences at Riópar together with C and O isotope data constrains the origin of the different dolomitic units: i) seawater dolostones originated presumably at low temperatures (Lower and Middle Jurassic and Upper Cretaceous stratabound dolomitized limestones); and ii) hydrothermal dolostones originated by hot dolomitizing brines (Upper Jurassic to Lower Cretaceous stratabound combined with patchy dolomitized carbonates). Further studies of dolostones at the footwall block of the Alto Guadalquivir-San Jorge fault, assumed to be of Middle Jurassic age should be carried out. The combination of petrographical and isotope studies may be a useful tool to reassess their origin.

ACKNOWLEDEMENTS

This research has been supported by the Spanish *Ministerio de Economía y Competitividad*, through the CGL2011-26488 project.

REFERENCES

Fernández-Gianotti, J., Perucha, M.A, Benito, M.I., Rodríguez-Estrella, T., Nozal, F., Gómez-Fernández, J.J., A. Meléndez, J.J, Aragón, R. and Hornero, J. (2001): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 866 (Yeste)*. IGME, Madrid.

García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. and Vera, J.A. (1980): Mesozoic paleogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. *Geology en Mijnbouw*. 50 (2): 155-168.

Machel, H.G. (2004): Concepts and models of dolomitization: A critical reappraisal. In: *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs* (Braithwaite C.J.R., Rizzi, G. and Darke. G., eds.). Geological Society of London Special Publications, 235, 7-63.

Navarro-Ciurana, D., Corbella, M., Cardellach, E., Vindel, E., Gómez-Gras, D. and Griera, A. (2016): Petrography and geochemistry of fault-controlled hydrothermal dolomites in the Riópar area (Prebetic Zone, SE Spain). *Marine and Petroleum Geology*. 71: 310-328.

Pérez-Valera, L.A., Sánchez-Gómez, M., Fernández-Soler, J.M., Pérez-Valera, F. and Azor, A. (2010): Diques de lamproítas a lo largo de la falla de Socovos (Béticas orientales). *Geogaceta* 48: 151-154.

Rodríguez-Estrella, T. (1979): Geología e hidrogeología del Sector de Alcaraz-Liétor-Yeste (Provincia de Albacete). Instituto Geológico y Minero de España 97, 566.

Veizer, J., Ala, D., Azym, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebneth, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F. and Podlaha, O. (1999): $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*. 161: 59-88.

Vera, J.A., Arias, C., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Martín-Chivelet, J., Molina, J.M., Rivas, P., Ruiz-Ortiz, P.A., Sanz de Galdeano, C. and Vilas, L. (2004). Las Zonas Externas Béticas y el paelomargen Sudibérico. In: *Geología de España* (Vera, J.A., ed.). Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico de España, 354-360.

Warren, J. (2000): Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Review*s. 52: 1-81.

La extensión Triásica en el substrato de la Cuenca del Maestrat, y evidencias de tectónica salina en las evaporitas en facies Muschelkalk medio (Cadena Ibérica Oriental)

Triassic extension in the Maestrat basin substratum, and evidences of Middle Muschelkalk facies salt tectonics (Eastern Iberian Chain)

M. Nebot[1] y J. Guimerà[1]

1 GEOMODELS Research Institute, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona (UB), Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain. marinanebotmiralles@gmail.com, joan.guimera@ub.edu

Resumen: La Cuenca del Maestrat fue una de las más subsidentes del sistema de rift Ibérico, desarrollado durante el Mesozoico. Durante la primera etapa de extensión (Pérmico Superior-Triásico Superior) se desarrolló un sistema de fallas extensivas de alto ángulo que compartimentaron el zócalo varisco en un sistema de *horsts*, *grabens* y *semigrabens*. Estas fallas habrían sido activas durante el depósito de la facies Buntsandstein, hasta depositarse los sedimentos en facies Muschelkalk medio, al menos su parte inferior, que rellena el sistema de *horsts* y *grabens* originando importantes diferencias de espesor en esta facies. La parte alta de ésta, en cambio, rebasa y recubre los *horsts*, indicando una disminución de la actividad extensiva que duró hasta depositarse los carbonatos en facies Muschelkalk superior, de potencia casi constante. Durante el depósito de la facies Keuper se reactivaron algunas fallas de zócalo, desencadenando migraciones de sal del Muschelkalk medio, que formó anticlinales de sal y *welds*, aumentando las diferencias de potencia deposicionales de esta facies. La edad del flujo de sal se deduce a partir de los reflectores del Keuper, que se disponen en *onlap* sobre el Muschelkalk superior plegado sobre las acumulaciones de sal. Además, estos reflectores de la facies Keuper también forman abanicos de capas sobre pliegues forzados del Muschelkalk superior sobre algunas fallas de zócalo reactivadas.

Palabras clave: rifting, Triásico, evaporitas, tectónica salina

Abstract: *The Maestrat Basin was one of the most subsident basins of the Mesozoic Iberian Rift System. During the first stage of extensional activity (Late Permian-Late Triassic) a high angle normal fault system developed, which fragmented the Variscan basement into a system of horsts, grabens and half-grabens. Those faults were active during the deposition of the Buntsandstein facies and lasted until the lower part of the Middle Muschelkalk facies was deposited, filling the system of horsts and grabens and generating depositional thickness variations. The fault system was overstepped by the upper part of the Middle Muschelkalk, indicating a decrease in the extensional activity that lasted until the carbonates of the Upper Muschelkalk facies were deposited, as they present nearly constant thickness. During the Keuper facies deposition, the extensional activity of some normal faults in the acoustic basement resumed, triggering the Middle Muschelkalk salt flow, which developed salt anticlines and welds, increasing the depositional thickness variations of this facies. The age of the salt flow is deduced from the Keuper facies reflectors lapping on the folded Upper Muschelkalk above the salt accumulations. Growth-strata above some Upper Muschelkalk forced folds are also recognized, developed above some reactivated normal faults in the basement.*

Key words: *rifting, Triassic, evaporites, salt tectonics*

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se sitúa en la parte central de la Cuenca mesozoica del Maestrat, localizada en el extremo oriental de la Cadena Ibérica (Fig. 1). La Cadena Ibérica es el resultado de la inversión del sistema de rift Ibérico, que experimentó dos máximos de actividad extensiva: Pérmico Superior-Triásico y Oxfordiense Superior-Albiense Superior (Salas et al., 2010). La Cuenca del Maestrat, desarrollada durante el segundo episodio extensivo, fue una de las más subsidentes de este sistema de rift. El hecho de que algunos de los materiales depositados durante el primer episodio extensivo no afloren en gran parte de la Cuenca del Maestrat ha hecho que la afectación de este episodio en el substrato de la cuenca no sea tan conocida como la del segundo. El análisis de los perfiles sísmicos obtenidos en los años 70 y 80 del Siglo XX, así como de los sondeos disponibles (Fig. 1), han permitido analizar con mayor precisión esta primera etapa extensiva.

El objetivo de este trabajo es caracterizar más detalladamente la estratigrafía y la estructura de la

parte central de la Cuenca del Maestrat durante el episodio de rifting del Pérmico Superior-Triásico, así como estudiar las variaciones de espesor y las acumulaciones de evaporitas en facies Muschelkalk medio previamente descritas por Bartrina y Hernández (1990) en la Cuenca del Maestrat. En esta zona, igual que en la Cuenca del Ebro (Butillé et al., 2012) la tectónica salina está localizada en los materiales en facies Muschelkalk medio, a diferencia de lo que ocurre en la mayor parte de la Península Ibérica, donde las estructuras salinas se desarrollaron en las evaporitas en facies Keuper.

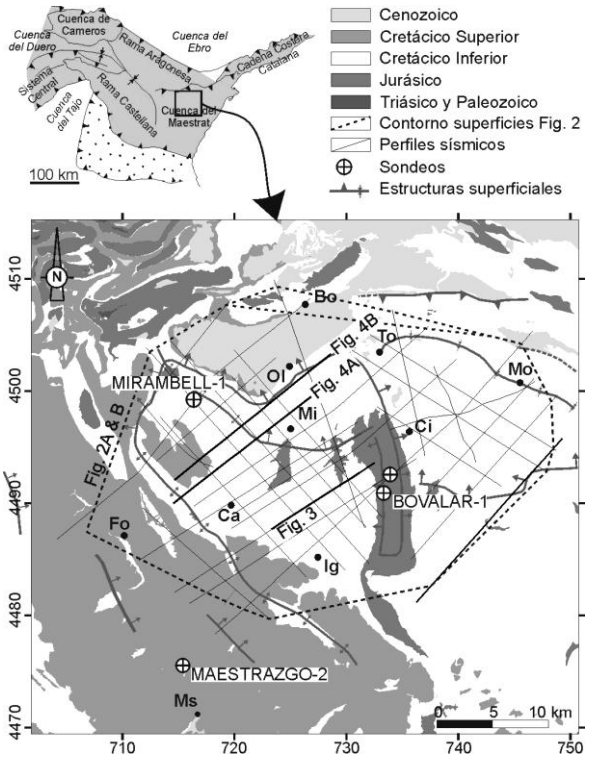


FIGURA 1. *A: Mapa de situación de la zona de estudio, en la parte central de la Cuenca del Maestrat. En gris, áreas con zócalo involucrado; en punteado, áreas con sólo la cobertera involucrada. B: Mapa geológico simplificado de la zona de estudio y localización de los perfiles sísmicos y los sondeos analizados. Abreviaciones de localidades: Bo-Bordón, Ca-Cantavieja, Ci-Cinctorres, Fo-Fortanete, Ig-Iglesuela del Cid, Mi-Mirambell, Mo-Morella, Ms-Mosqueruela, Ol-Olocau del Rey.*

CONTEXTO GEOLÓGICO

La extensión triásica estuvo relacionada con la propagación hacia el oeste del sistema de rift del Tethys y hacia el sur del sistema de rift Ártico-Atlántico norte. Más tarde, durante el Oxfordiense superior-Albiense superior, la apertura del Atlántico norte y el Golfo de Vizcaya ocasionó un segundo período de rift. Ambos episodios extensivos fueron seguidos de episodios de menor actividad extensiva durante el Hettangiense superior-Oxfordiense y el Cretácico superior-Paleoceno (Salas et al., 2010). Durante el Paleógeno, este sistema extensivo se invirtió, relacionado con la orogenia Alpina.

El Triásico depositado en el substrato de la Cuenca del Maestrat está representado en facies germánica, conteniendo varias intercalaciones de evaporitas, las principales en las facies Muschelkalk medio y Keuper. La facies Muschelkalk medio está formada por halita, anhidrita e intercalaciones de lutita (Lanaja, 1987; Martínez-Abad, 1991), y actuó como despegue principal durante la contracción cenozoica (Nebot y Guimerà, 2016), diferenciando dos paquetes estructurales: la cobertera supra-salina, y el zócalo infra-salino o acústico, que incluye el Muschelkalk inferior, el Buntsandstein y el zócalo varisco.

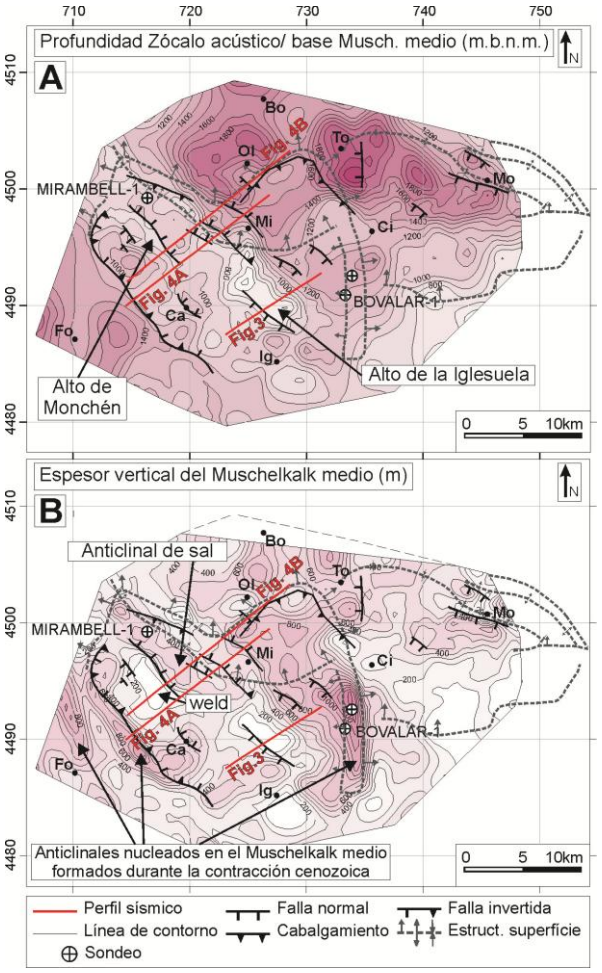


FIGURA 2. *A: Mapa de contornos de la profundidad del zócalo acústico o base del Muschelkalk medio, en metros bajo el nivel del mar (m.b.n.m.). B: Mapa de isopacas del Muschelkalk medio.*

METODOLOGÍA

Se han analizado 29 perfiles sísmicos de reflexión obtenidos entre 1973 y 1988 por *Auxini*, *Campsa* y *Shell*, y 4 sondeos. Las imágenes de los perfiles sísmicos fueron convertidas a formato seg-y mediante la aplicación de Matlab IMAGE2SEGY (Farran, 2008) y posteriormente interpretadas en un contexto georreferenciado. La malla de perfiles sísmicos disponibles (Fig. 1) nos permitió reconstruir un mapa de contornos de la profundidad del zócalo acústico

(Fig. 2A) así como el espesor vertical de la facies Muschelkalk medio (Fig. 2B).

ESTRUCTURA EXTENSIVA

Tal y como se muestra en la Fig. 2A, el zócalo acústico está fragmentado por fallas de alto ángulo, que forman un sistema de *horsts*, *grabens* y *semigrabens*. En la zona se pueden identificar dos *horsts* con orientación NW-SE (Fig. 2A): el alto de basamento de Monchén, y el alto de basamento de la Iglesuela (Fig. 3), ambos limitados por fallas normales con la misma orientación (Nebot y Guimerà, 2016). Al analizar los perfiles sísmicos se observan grandes cambios de espesor de la facies Muschelkalk medio, tal y como se muestra en el mapa de espesores de esta unidad. Si se analizan junto con el mapa de contornos de la base de esta unidad (Fig. 2A) se puede observar que los espesores máximos de la facies Muschelkalk medio coinciden con bloques hundidos del zócalo acústico, mientras que los espesores mínimos coinciden con altos de basamento.

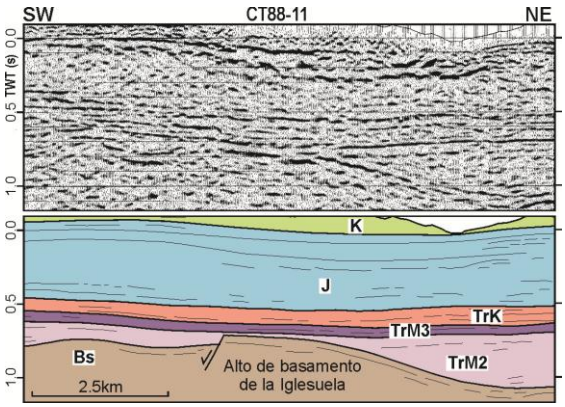


FIGURA 3. *Perfil sísmico CT88-11 y su interpretación. Se muestran los cambios de espesor deposicionales de la facies Muschelkalk medio. Ver localización en la Fig. 1. Abreviaciones: K-Cretácico, J-Jurásico, TrK-Keuper, TrM3-Muschelkalk superior, TrM2-Muschelkalk medio, Bs-Zócalo acústico.*

Considerando la capacidad para fluir de las evaporitas de la facies Muschelkalk medio, no se puede asegurar por completo que las fallas de basamento fueran activas durante el depósito de esta, pero la distribución de espesores observada hace pensar que al menos su parte inferior se depositó durante la extensión. Por el contrario, la parte alta de la facies Muschelkalk medio rebasa y recubre las estructuras de zócalo, indicando una disminución de la extensión durante su depósito (Fig. 3). Pese a que las unidades que forman el zócalo acústico no se pueden distinguir en los perfiles sísmicos, los estudios previos (Álvaro et al., 1979; Salas et al., 1997; Bartrina y Hernández, 1990) sugieren que las fallas que afectan el zócalo habrían sido activas durante el depósito de la facies Buntsandstein (Pérmico Superior-Triásico Inferior), hasta el depósito de la parte baja de la facies Muschelkalk medio (Triásico Medio). Esta estructura está cubierta por una cobertera supra-salina indeformada (Fig. 3), que indica que los principales cambios de espesor de la facies Muschelkalk medio son deposicionales, y que no variaron después de su depósito, a excepción del episodio de tectónica salina ocurrido con posterioridad. La potencia de los carbonatos en facies Muschelkalk superior es prácticamente constante, lo que implica la finalización de la actividad de las fallas activas durante la sedimentación de las unidades anteriores.

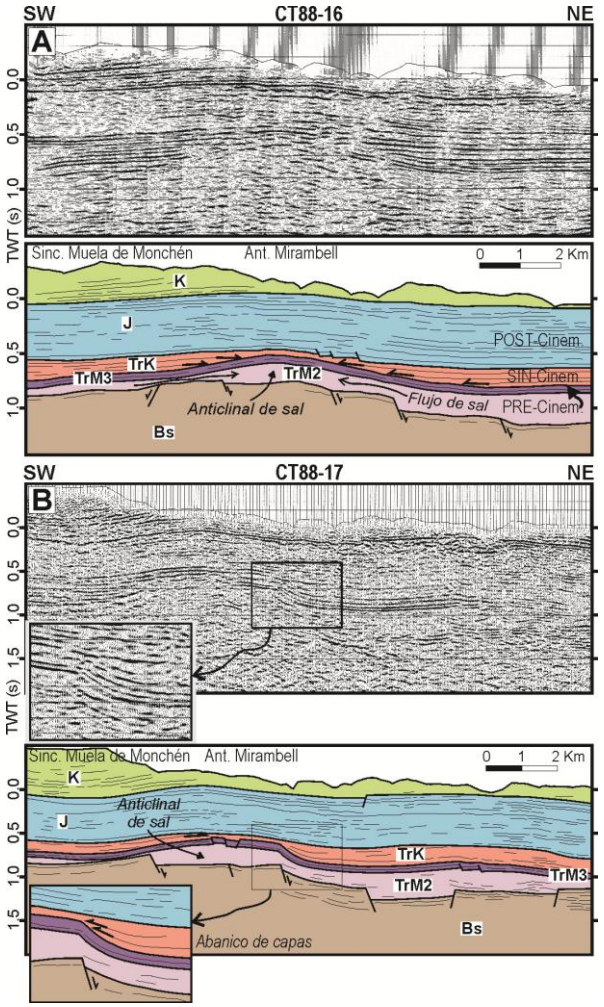


FIGURA 4. *A: Perfil sísmico CT88-16 y su interpretación. Se muestra un anticlinal de sal de la facies Muschelkalk medio y los reflectores del Keuper en onlap sobre el Muschelkalk superior plegado por la acumulación de sal. Pre-, sin-, y post-cinemático se refieren al flujo de sal. B: Perfil sísmico CT88-17 y su interpretación. Se muestra un pliegue forzado del Muschelkalk superior sobre una falla de zócalo reactivada durante el depósito de la facies Keuper, que forma un abanico de capas sobre el pliegue. Ver localización en la Fig. 1.*

DEFORMACIÓN SALINA

Los perfiles sísmicos sugieren que hubo migración de sal de la facies Muschelkalk medio ya que se observan estructuras salinas relacionadas con esta facies, como anticlinales de sal y *welds* (Fig. 4). Los carbonatos en facies Muschelkalk superior se encuentran plegados por las acumulaciones de sal, mientras que los reflectores de la facies Keuper se

disponen en *onlap* sobre el Muschelkalk superior plegado (Fig. 4A). También se pueden observar abanicos de capas (Fig. 4B) en los reflectores de la facies Keuper sobre pliegues forzados del Muschelkalk superior, que sugieren la reactivación de fallas extensivas de zócalo durante el depósito de la facies Keuper. Esta reactivación de la extensión durante el depósito de la facies Keuper (Triásico Superior) podría ser la responsable de la migración de sal del Muschelkalk medio, que se habría potenciado por las diferencias de carga ejercidas por las variaciones laterales de espesor de la facies Keuper, que se depositó adaptándose al Muschelkalk superior plegado.

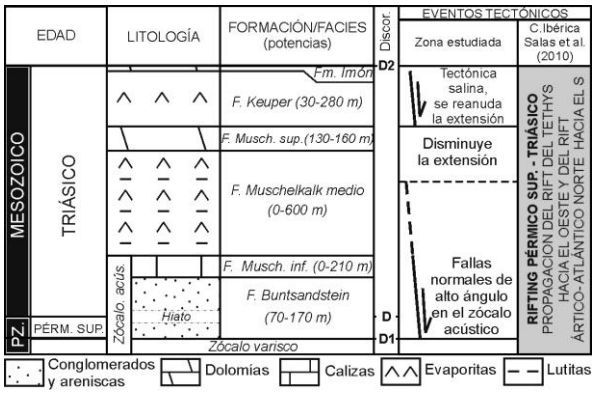


FIGURA 5. *Esquema tectonoestratigráfico del Triásico en la parte central de la Cuenca del Maestrat.*

CONCLUSIONES

Durante el episodio de rifting del Pérmico Superior-Triásico se fragmentó el basamento acústico en un sistema de *horsts*, *grabens* y *semi-grabens* limitados por fallas normales de alto ángulo que fueron activas durante el depósito de la facies Buntsandstein, hasta el depósito de la parte inferior de la facies Muschelkalk medio (Fig. 5). Esta última presenta importantes cambios de espesor deposicionales. La actividad extensiva disminuyó durante el depósito de la parte superior de la facies Muschelkalk medio y la facies Muschelkalk superior, que presenta una potencia casi constante en toda la cuenca del Maestrat. Los perfiles sísmicos muestran indicios de tectónica salina afectando a la facies Muschelkalk medio, que forma anticlinales de sal y *welds,* aumentando las diferencias de potencia deposicional de ésta. Los reflectores de la facies Keuper recubren y se disponen en *onlap* sobre el Muschelkalk superior plegado sobre las acumulaciones de sal, pudiéndose diferenciar en algún caso abanicos de capas en los reflectores del Keuper sobre fallas normales en el zócalo acústico. Esto indica que, tras depositarse la facies Muschelkalk superior y durante el depósito de la facies Keuper, se reactivaron algunas fallas normales en el basamento acústico, provocando los desplazamientos de la sal del Muschelkalk medio y pliegues forzados en el Muschelkalk superior sobre algunas fallas reactivadas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos INTECTOSAL (CGL2010-21968-C02-01/BTE) y CGL2008-04916/BTE. El primer autor agradece a la Universitat de Barcelona la financiación recibida mediante una beca de doctorado APIF.

REFERENCIAS

Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un Modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 172-181.

Bartrina, T. y Hernández, E. (1990): Las unidades evaporíticas del Triásico del subsuelo del Maestrazgo. En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante. Nuevas aportaciones y guía de superficie.* (F. Ortí y J.M. Salvany, eds.). ENRESA –Dep. Geoq. Prosp. Petrol. (UB), Barcelona, 34-38.

Butillé, M., Ferrer, O., Granado, P., Roca, E., Muñoz, J.A., Ballesteros, J.C., Giménez, A., Vallejo, R.A. y González, P. (2012): Evidencias de deformaciones salinas en las sucesiones mesozoicas del sector sur de la Cuenca del Ebro. En: *VIII Congreso Geológico de España*, Geo-Temas, 13: 176.

Farran, M. (2008): IMAGE2SEGY: A software to convert seismic profiles images to SEG Y files. En: *VII Congreso Geológico de España*. Geo-Temas, 10: 1215-1218.

Lanaja, J.M. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, 465 p.

Martínez-Abad, J.L. (1991): Cuenca del Maestrazgo. Correlación de sondeos I-I'. En: *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides* (F. López, coord.). INYPSA-IGME, inédito.

Nebot, M. y Guimerà, J. (2016): Structure of an inverted basin from subsurface and field data: the Late Jurassic-Early Cretaceous Maestrat basin (Iberian Chain). *Geologica Acta*. En prensa.

Salas, R., Guimerà, J., Gimènez-Montsant, J., Martín-Closas, C. y Roca, E. (1997): *Mesozoic Rift structure, Stratigraphy and Palaeogene Inversion of the Maestrat basin. Iberian Range (NE Spain). Field trip guide*. IGCP Project-369. Comparative evolution of PeriTethyan Rift Basins, 70 p.

Salas, R., García-Senz, J., Guimerà, J. y Bover-Arnal, T. (2010): Opening of the Atlantic and development of the Iberian intraplate rift basins during the late Jurassic-early Cretaceous. En: *II Central and North Atlantic Conjugate Margins Conference,* 245-248.

Condicionantes geomorfológicos y sedimentológicos para la conservación excepcional del bosque subfósil holoceno del valle de Sandria (Campisábalos, Guadalajara)

Geomorphological and sedimentological controls for the exceptional preservation of Holocene subfossil forest of Sandria Valley (Campisábalos, Guadalajara)

M.A. Perucha[1], J. Vegas[1], M. Génova[2], P. Carrasco[3], J.M. Postigo-Mijarra[2], C. Morla[2], F. Gómez-Manzaneque[2], F. Martínez-García[2] y D. Porras[4]

1 Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. España. ma.perucha@igme.es; j.vegas@igme.es
2 Escuela de Ingeniería de Montes, Forestal y del Medio Natural, Universidad Politécnica de Madrid. 28040 Madrid. España. mar.genova@upm.es; jmpmij@gmail.com; carlos.morla@upm.es; fernando.gmanzaneque@upm.es; felipe.martinez@upm.es
3 Dpto. Ingeniería del Terreno, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. 05003 Ávila. España. retep81@usal.es
4 Geoland Services SL. Calle Monte Alto 2, 28400 Collado Villalba, Madrid. info@geoland.es

Resumen: En este trabajo se muestran los resultados del estudio geomorfológico, sedimentológico y geofísico del relleno sedimentario holoceno del valle del arroyo de Sandria (Campisábalos, Guadalajara), como parte integrante del estudio de los yacimientos paleontológicos existentes en la zona. A partir del extraordinario material subfósil leñoso encontrado en los yacimientos se han obtenido nuevos datos paleoecológicos que van a permitir obtener las pautas de cambio de la vegetación. El relleno sedimentario del yacimiento del arroyo de Sandria muestra una potencia que oscila entre los 2 y 6 m. Está formado por arenas finas, limos, margas orgánicas y turbas que se han interpretado como un ambiente de sedimentación de tipo lacustre y palustre. El cierre del valle fluvial de Sandria podría deberse a varias circunstancias, unidas o aisladas: la oclusión del valle a su salida por la progradación de un cono de deyección, la posible existencia de un pequeño alto estructural y/o la disolución diferencial del sustrato carbonatado que ha originado localmente pequeñas cubetas que coinciden con los depocentros.

Palabras clave: Holoceno, bosque subfósil, Campisábalos, lacustre, Sistema Central.

Abstract: *This paper presents the results of the geomorphological, sedimentological and geophysical study of the Holocene sedimentary infill of Sandria Valley (Campisábalos, Guadalajara province), as a part of the study of existing paleontological sites in the area. From the extraordinary woody material found in paleontological sites, new paleoecological data have been obtained that will allow us to obtain the patterns of change of vegetation. The sedimentary infill of Sandria Valley shows a thickness ranging between 2 and 6 m. It is composed of fine sand, silt, organic marls and peat which have been interpreted as a marshy lacustrine sedimentary environment. The closure of the Sandria river valley could be due to several circumstances: the valley occlusion by progradation of an alluvial fan, the possible existence of a small structural high and/or the differential dissolution of the carbonate substrate which has originated locally small basins that match the depocentres.*

Key words: *Holocene, subfossil forest, Campisábalos, lacustrine, Spanish Central System.*

INTRODUCCIÓN

Este trabajo forma parte del estudio que se está realizando sobre el patrimonio paleontológico del Holoceno del término municipal de Campisábalos (Guadalajara), con el objetivo de establecer las pautas y procesos de persistencia o cambio de la vegetación a partir de nuevos datos paleoecológicos deducidos del estudio de material fósil leñoso (Génova et al., 2016). Los yacimientos estudiados de Campisábalos destacan enormemente en el conjunto de yacimientos peninsulares holocenos por la gran abundancia de macrorrestos vegetales (troncos enraizados *in situ* y fragmentos de madera de diferentes tamaños). Estos restos confirman el carácter autóctono del *Pinus sylvestris* en la parte oriental del Sistema Central.

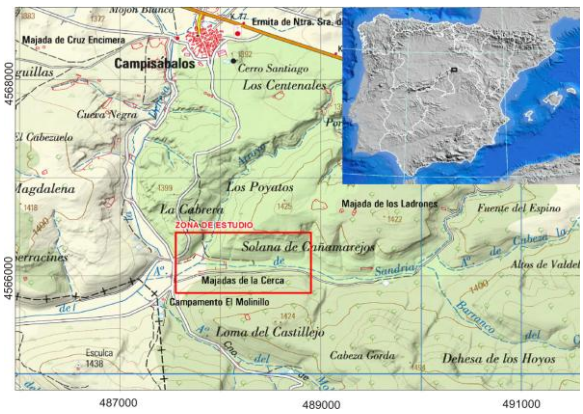


FIGURA 1. Localización de la zona de estudio (coordenadas en metros, ETRS-89, huso 30N).

Además, han aparecido restos óseos de mamíferos herbívoros en excelente estado de conservación (Génova et al., 2016). Para interpretar adecuadamente los resultados obtenidos se está realizando el estudio geomorfológico y sedimentológico de los yacimientos.

La zona de estudio se encuentra en la Sierra de Ayllón, en su enlace con la Sierra de Pela (enlace del Sistema Central y la Cordillera Ibérica) (Fig. 1). El yacimiento descrito en este trabajo se encuentra a unos 1.300 m s.n.m. y se localiza en el valle del arroyo de Sandria, en el término municipal de Campisábalos (Guadalajara) (Fig. 1). El arroyo Sandria es un afluente del río Sorbe, que a su vez es un tributario del Tajo, y su cabecera constituye la divisoria de aguas entre los ríos Sorbe y Bornova. En líneas generales, el clima del sector NO de la provincia de Guadalajara se caracteriza por inviernos fríos y prolongados y veranos suaves. El registro de precipitaciones procedente de las estaciones meteorológicas de Atienza, Somolinos y Condemios indica la existencia de un gradiente altitudinal, que en este sector aumenta progresivamente hacia el O.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Geológicamente, el yacimiento se ubica en el relleno holoceno de un fondo de valle encajado en las calizas y dolomías del Cretácico Superior que rodean los relieves paleozoicos de la Sierra de Ayllón (Bascones et al., 1987; Hernaiz Huerta et al., 2005). Los carbonatos del Cretácico forman pequeños cañones desarrollados mediante procesos de disolución a favor de directrices estructurales.

El valle de Sandria presenta una dirección E-O (Fig. 2), con una morfología de fondo plano, encajándose el arroyo paralelamente a la dirección de capa de la sucesión de calizas, dolomías y margas cretácicas. Éstas presentan una dirección E-O con un suave buzamiento de 15º hacia el N, dibujando un paisaje estructural con suaves cuestas y escarpes marcados por los niveles más resistentes de la sucesión.

El actual trazado rectilíneo del arroyo de Sandria es de origen antrópico y no se corresponde con el de la foto aérea del vuelo americano del año 1956, más sinuoso. Esta canalización se realizó, seguramente, para eliminar el encharcamiento y favorecer su aprovechamiento agrícola. Bordeando el valle aparecen pequeños conos de deyección a la salida de pequeños barrancos de fuerte pendiente que se disponen perpendicularmente al valle, provocando su oclusión parcial en algunos puntos. Algunos de estos conos se desarrollan en barrancos a favor de pequeñas fallas y diaclasas que han producido una erosión diferencial. Aparecen también depósitos de ladera (coluviones) y algún deslizamiento superficial que no llega a involucrar al sustrato rocoso.

REGISTRO SEDIMENTARIO

Para estudiar el registro sedimentario del valle y extraer los elementos paleontológicos, se realizaron 5 catas con máquina excavadora, alcanzando 3,70 m de profundidad máxima. Se han levantado columnas estratigráficas detalladas, identificando las facies mediante los criterios de composición, color, textura, contenido paleontológico y estructuras sedimentarias. Las dataciones radiométricas mediante ^{14}C realizadas por AMS en las maderas subfósiles arrojan una edad

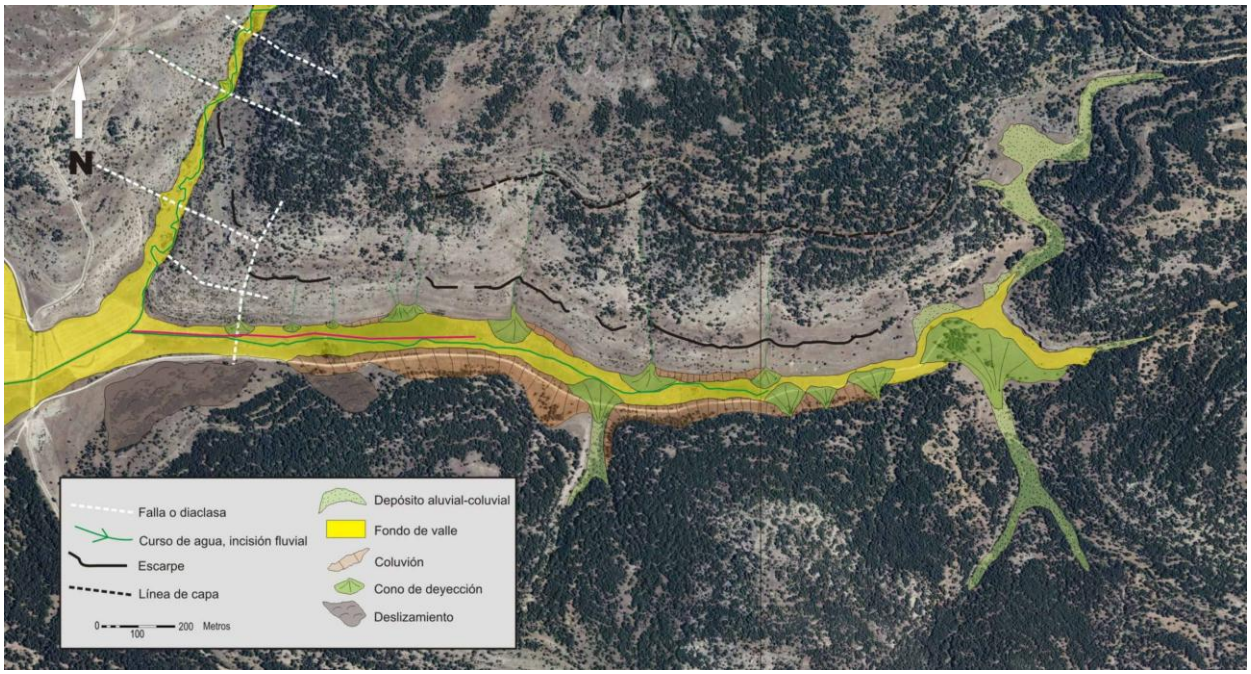


FIGURA 2. *Cartografía de los depósitos del valle de Sandria (Campisábalos). La línea roja indica la posición del perfil de tomografía eléctrica.*

más antigua de 4205 años Cal BP (curva IntCal13.14c, Reimer et al., 2013). La cata SP-5 es la más representativa del relleno sedimentario (Fig. 3) por presentar el registro sedimentario más completo, y está formada por 4 unidades sedimentarias, que de base a techo son:

Unidad 4: 1,60 m de espesor. La base no se identifica. Arenas y limos que pasan a margas masivas de color gris oscuro-negro. Subfósiles de troncos de *Pinus* enraizados en posición de vida y decapitados. Es una unidad granodecreciente. Interpretación: llanura de inundación.
Unidad 3: 25 cm de espesor. Comienza con un lag de cantos de dolomías angulosos de tamaño centimétrico. Capa decimétrica de limos orgánicos masivos de color gris oscuro. Abundantes restos de maderas subfósiles. Interpretación: ambiente lacustre reductor.
Unidad 2: 0,65 m de espesor. Alternancia de capas decimétricas de turba con fragmentos leñosos y piñas con capas de margas grises con gasterópodos turritelados (sin identificar). El techo de la unidad es ligeramente erosivo. Interpretación: ambiente palustre reductor-lacustre de baja lámina de agua.
Unidad 1: En la base hay una capa de 30 cm de espesor de margas con laminación horizontal. Abundantes restos leñosos y enraizamientos de vegetación acuática. Intercalado hay un nivel de margas grises de color oscuro con gasterópodos. A techo hay una capa decimétrica de margas grises masivas con gasterópodos y nódulos de carbonato. La unidad termina con el nivel edáfico antrópico actual. Interpretación: ambiente lacustre de baja profundidad.

Para estimar la potencia y la morfología del registro sedimentario del valle, se realizó en 2015 una campaña de tomografía eléctrica empleando una manguera de 48 electrodos con una separación interelectródica de 3 m. El dispositivo de registro ha sido el Polo-Dipolo, con una penetración superior a los 20 m. Se han realizado 4 perfiles de investigación con un total de 1.347 m, uno longitudinal y tres transversales a la dirección principal del valle. El perfil longitudinal pasa junto a la cata SP-5 para facilitar la correlación de las unidades sedimentarias con su respuesta eléctrica.

Los resultados del perfil longitudinal evidencian un modelo geoeléctrico con dos unidades principales (Fig. 4): una más superficial formada por materiales conductores correspondiente a las unidades sedimentarias (1 a 4) identificadas en las catas, con una potencia que oscila entre los 2 y 6 m; y una unidad inferior, de carácter resistivo, formada por los materiales cretácicos que conforman el sustrato del valle. Esta unidad inferior presenta una inflexión en torno a los metros 280 y 340 del perfil que muestra una pérdida de potencia del relleno sedimentario (capa superior) dividiendo los mismos en dos sectores diferenciados. Esta inflexión se interpreta como un alto estructural, aunque no se descarta un origen sedimentario, erosivo o una combinación de ellos.

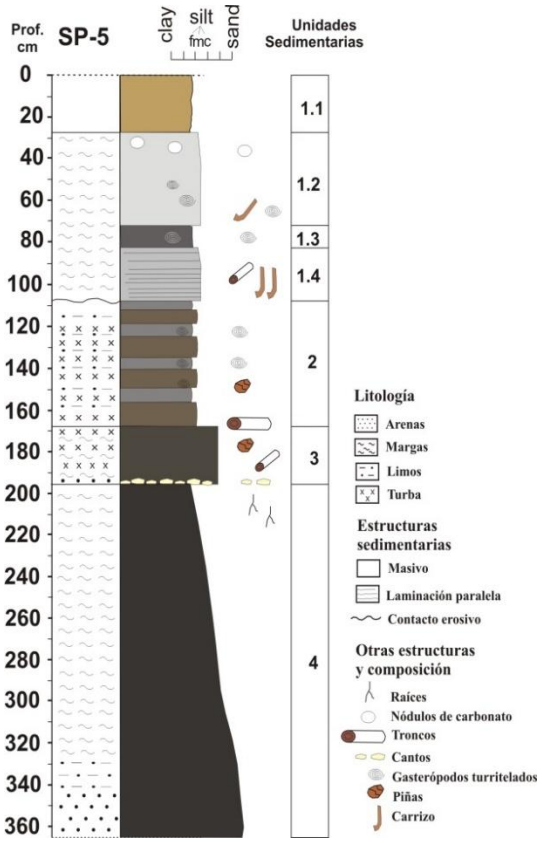


FIGURA 3. Columna estratigráfica de la cata SP5.

La unidad superior muestra cierta zonificación en la distribución de resistividades a lo largo del perfil (Fig. 4), denotando una variación composicional de relleno del valle, como se ha comprobado en las columnas sedimentarias de las catas. El sector occidental (hasta el metro 280 del perfil), presenta una potencia media de unos 5 m y un comportamiento geoeléctrico conductor (<180 Ohm·m), indicando la presencia predominante de margas con posibles intercalaciones de niveles de arenas. En el sector correspondiente al alto, entre los metros 280 y 340 del perfil, los materiales de relleno muestran un carácter resistivo (150–400 Ohm·m), similar al del sustrato en esta zona, debido probablemente a la presencia de litologías más groseras del relleno fluvial (gravas y arenas). En el sector oriental, entre el metro 340 y el final del perfil, el relleno sedimentario presenta una potencia media de unos 6 m; del metro 340 al 450 del perfil existen materiales relativamente conductores (<180 Ohm·m), similares a los que conforman el sector occidental, predominando posiblemente las margas con intercalaciones de arenas; y del metro 450 al final del perfil existen materiales muy conductores (<80 Ohm·m), indicando el predominio de limos y materia orgánica (turbera). Esta última zona coincide con la existencia en superficie de mayor vegetación, indicando por tanto, que el descenso en los valores de resistividad

coincide con unas condiciones de mayor saturación en agua y posibles condiciones anóxicas, como se ha corroborado en las catas realizadas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El valle de Sandria en el Holoceno se comporta como un ambiente de sedimentación restringido y parcialmente desconectado de la red fluvial regional. En torno a 4200 años Cal BP el valle se cerró y quedó inundado, formándose una laguna poco profunda, donde el bosque quedó sumergido. Posteriormente, evolucionó a una turbera y a un ambiente palustre en época histórica. Del mismo modo, en el NO de la península una de las principales fases de formación de turberas corresponde con el periodo 5000-4000 años Cal BP (Martínez-Cortizas et al., 2000).

El cierre del valle fluvial de Sandria podría deberse a varias circunstancias, unidas o aisladas: la oclusión del valle a su salida por la progradación de un cono de deyección que progradaba en el borde O, casi en la confluencia con el arroyo de la Dehesa; la posible existencia de un pequeño alto estructural y/o la disolución diferencial del sustrato carbonatado que ha originado localmente pequeñas cubetas que coinciden con los máximos espesores observados en la tomografía. El resultado fue el paso de un ambiente de sedimentación fluvial con un bosque en su llanura de inundación, hacia un ambiente de sedimentación de baja energía en el Holoceno reciente, con facies lacustres y palustres que inundó ese bosque y favoreció la preservación de los ejemplares subfósiles.

Este tipo de yacimientos demuestra la importancia de realizar estudios detallados del registro sedimentario holoceno porque ayudan a la interpretación paleoecológica y paleoambiental.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado gracias a dos Proyectos de Investigación del Patrimonio Arqueológico y Paleontológico de Castilla-La Mancha 2014 y 2015 de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. Agradecemos a M.A. Rodríguez-Pascua su colaboración en la campaña de campo. Gracias a los revisores por sus aportaciones que han enriquecido el trabajo.

REFERENCIAS

Bascones Alvira, L., González-Lodeiro, F. y Martínez Alvarez, F. (1987): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 433 (Atienza)*. IGME, Madrid.

Génova, M., Gómez-Manzaneque, F., Martínez-García, F. y Postigo-Mijarra, J.M. (2016): Early Holocene vegetation in the Aylloón Massif (Central System range, Spain) based on macroremains. A paleoecological approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 441: 811-822.

Hernaiz Huerta, P.P., López Olmedo, F. y Cabra, P. (2005): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 432 (Riaza)*. IGME, Madrid.

Martínez Cortizas, A., Pontevedra-Pombal, X., Nóvoa-Muñoz, J. C., García-Rodeja, E. (2000): Turberas de montaña del Noroeste de la Península Ibérica. *Edafología*, 7: 1-29.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., HattÃ©, C., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney C.S.M., van der Plicht, J. (2013): *Radiocarbon*, 55 (4): 1867-1889.

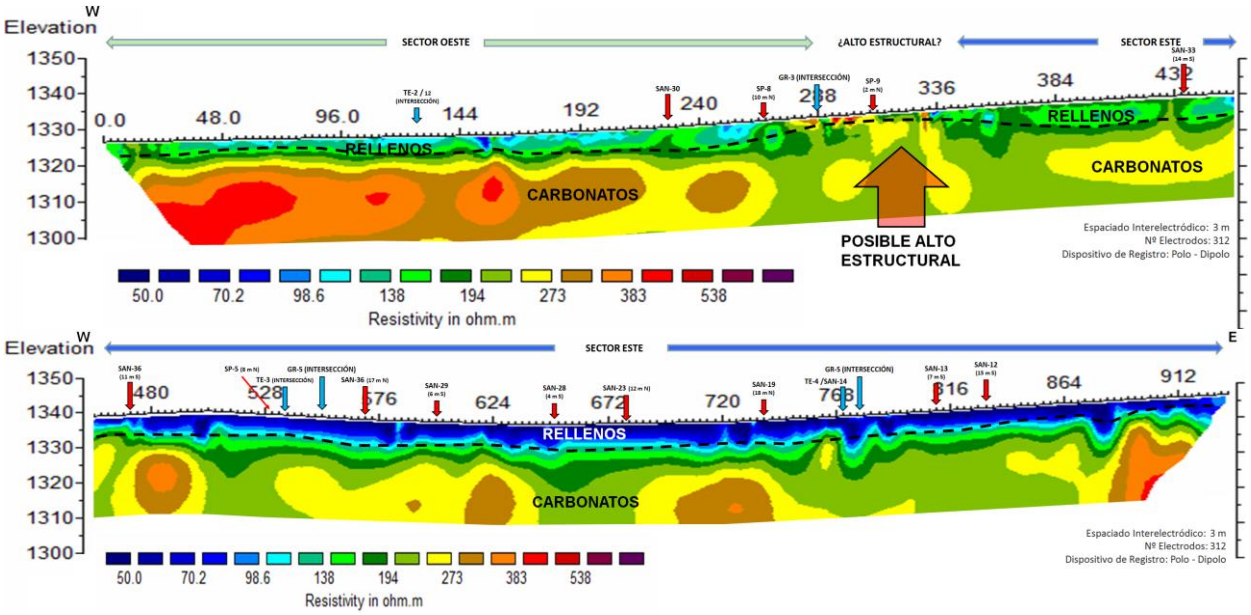


FIGURA 4. *Interpretación del perfil de investigación TE-1 (sector Oeste en la parte superior de la figura y sector Este en la parte inferior).*

Ciclos carbonatados submareales-perimareales de alta frecuencia del Aptiense inferior (Fm. San Esteban, cuenca Vasco-Cantábrica): registro de cambio climático

High-frequency subtital-peritidal carbonate cycles of the Lower Aptian (San Esteban Fm., Basque-Cantabrian basin): a record of climatic change

I. Rosales[1], M. Najarro[1], I. Lopez-Cilla[2] y J. Martín-Chivelet[3]

1 Dpto. Investigación en Recursos Geológicos, Instituto Geológico y Minero de España, 28760 Tres Cantos, Madrid. i.rosales@igme.es; mnajarro21@gmail.com
2 Dpto. Infraestructura geocientífica y servicios. Instituto Geológico y Minero de España, 28760 Tres Cantos, Madrid. i.lopez@igme.es
3 Dpto. Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Univ. Complutense, 28040 Madrid. martinch@ucm.es

Resumen: El análisis detallado de facies de las calizas de la Formación San Esteban del Aptiense inferior de Cantabria ha permitido caracterizar 15 tipos de litofacies depositadas en ambientes submareales a supramareales. Las facies se organizan en ciclos somerizantes que culminan con superficies de exposición subaérea, evidenciado variaciones relativas del nivel del mar de alta frecuencia/baja amplitud. Se distinguen dos tipos de ciclos en función de las facies y naturaleza de las superficies que los culminan. Los ciclos Tipo-1 están dominados por facies submareales. La secuencia ideal comienza con *rudstone* bioclástico-intraclástico, seguido de *wackestone* de *Chondrodonta*, *floatstone* de rudistas, *boundstone* de rudistas y *mudstone* de milólidos. El techo es una superficie neta con bioturbación y marcas de raíces estilo pseudomicrokarst. Los ciclos Tipo-2 comienzan con *floatstone* oncolítico-litoclástico, seguido de *floatstone* de rudistas, *packstone-grainstone* de foraminíferos, *boundstone* de rudistas y finalmente *rudstone* oncolítico, *mudstone* fenestral y/o estromatolitos laminares a hemiesféricos. Culmina con rasgos subaéreos de desecación y conglomerados calcáreos de cantos negros con microestructura alveolar y rizolitos calcificados. Los ciclos Tipo-1 caracterizaron condiciones ambientales húmedas, mientras que los de Tipo-2 caracterizaron condiciones semi-áridas. La evolución vertical de los ciclos refleja una transición climática de tipo *greenhouse* a otra *coolhouse* tras el OAE-1a.

Palabras clave: ciclos perimareales, pseudomicrokarst, cantos negros, Aptiense inferior, cuenca Vasco-Cantábrica.

Abstract: *High-resolution facies analysis of Lower Aptian platform carbonates from Cantabria has allowed to characterize 15 lithofacies types, which reflect environmental conditions ranging from subtidal to supratidal. The facies are organized in shallowing-upward cycles capped by subaerial exposures, attesting for high-frequency and low-amplitude relative sea-level fluctuations. According to the facies types and nature of the subaerial capping surfaces, two types of cycles have been differentiated, characterizing respectively the lower and upper part of the succession. Type-1 cycles are dominated by subtidal facies. They ideally start with transgressive bioclastic-intraclastic rudstone, followed by* Chondrodonta *wackestone, rudist floatstone, rudist boundstone and finally miliolid mudstone. They culminate with burrowed and rooted surfaces that resembles to pseudomicrokarst. Type-2 cycles start with transgressive oncoidal-pebbly floatstone, followed by rudist floatstone, foraminiferal packstone-grainstone, rudist boundstone and ending eventually with either oncoidal rudstone, fenestral mudstone and/or laminoid to hemispherical stromatolites. These cycles are capped by subaerial desiccation and limestone conglomerates rich in black-pebbles with alveolar septal microstructure and calcified rhizoliths. Type-1 cycles developed under humid environmental conditions, whereas Type-2 cycles could have formed under semiarid conditions. The cycle stacking pattern may reflect the sedimentary evolution of the platform during the transition from greenhouse to coolhouse conditions after the OAE-1a.*

Key words: *peritidal carbonate cycles, pseudomicrokarst, black-pebbles, Lower Aptian, Basque-Cantabrian basin.*

INTRODUCCIÓN

El desarrollo de ciclos perimareales de escala métrica culminados con estromatolitos es un rasgo común de muchos sistemas de plataforma carbonatada del registro geológico. No es el caso de las plataformas carbonatadas del Cretácico Inferior de la cuenca Vasco-Cantábrica, que se caracterizan por presentar facies y ciclos principalmente de tipo submareal. Por esa razón, no existen hasta la fecha muchos trabajos orientados a analizar la ciclicidad de alta frecuencia de estas plataformas. El reconocimiento de diferentes tipos de ciclos métricos submareales y perimareales en las facies de plataforma interna de la Formación San Esteban (Aptiense inferior, noroeste de Cantabria), ofrece una oportunidad excepcional para estudiar los factores climáticos y ambientales que favorecieron o

limitaron el desarrollo de ciclos perimareales en estos sistemas de plataformas.

MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se localiza en la sub-cuenca Nor-Cantábrica (NCB; Wilmsen, 2005; Najarro 2015), que constituye la terminación noroccidental de la cuenca Vasco-Cantábrica (en adelante CVC). Esta se formó en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya, que separó el margen noribérico del Macizo Armoricano, durante la extensión mesozoica del Atlántico Norte. La NCB se comportó durante la fase de *rifting* cretácica como una sub-cuenca extensional relativamente independiente y poco subsidente, con orientación E–O y espesores de los materiales del Aptiense-Albiense comparativamente reducidos (varios cientos de metros) en contraste con los miles de metros que presentan otras áreas de la CVC.

Las secciones de Cuchía y Suances (noroeste de Cantabria, Fig. 1) son claves para el estudio del Aptiense inferior de la CVC debido a la excelente calidad de exposición de sus afloramientos en acantilados costeros. En estas secciones, la sucesión del Aptiense inferior está constituida por tres unidades litoestratigráficas: (1) Formación Umbrera, del Bedouliense basal (20 m), constituida por calcarenitas oolíticas y bioclásticas con estratificación cruzada; (2) Formación Patrocinio, del Bedouliense inferior (80 m), formada por margas grises con intercalación de calizas nodulosas con ammonites y limolitas y areniscas deltaicas a techo, cuyo depósito se relaciona con el evento anóxico oceánico OAE1a (Najarro et al., 2011); (3) Formación San Esteban (50 m), del Bedouliense superior, que es la primera unidad con sedimentación de carbonatos de plataforma somera en facies urgoniana, siendo el objetivo de este estudio.

RESULTADOS

Facies y reconstrucción paleoambiental

El análisis detallado de facies, a partir del estudio de 6 perfiles estratigráficos correlativos, ha permitido reconocer 15 tipos de litofacies sedimentarias (F1–F15; Tabla 1). A partir de la distribución vertical y horizontal de las facies sedimentarias, se ha establecido un perfil deposicional de la plataforma compuesto por seis asociaciones de facies:

Asociación de facies supramareales
Están constituidas por estromatolitos con fábrica de laminitas fenestrales a hemiesférica y en ocasiones pisolítica (F3; Fig. 2), que pueden presentar a techo huellas de desecación, y por brechas y conglomerados calcáreos con cantos negros (F2). La facies F3 sugiere ambientes de llanura mareal (Husinec y Read, 2014), mientras que la facies F2 representa brechas de paleosuelos para-autóctonas o bien retrabajadas en playas de cantos (Fig. 2) (Leinfelder, 1987).

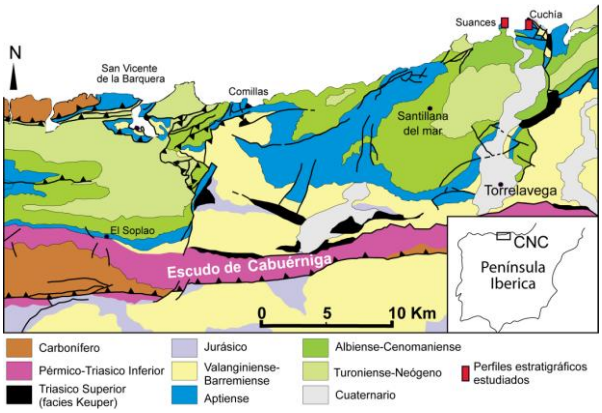


FIGURA 1. *Mapa geológico de la sub-cuenca Nor-Cantábrica con la localización de los perfiles estudiados de Suances y Cuchía.*

Asociación de facies intermareales
Incluye calizas *mudstone* con porosidad fenestral/*birds eyes* (F4) y *rudstone* oncolítica (F5) en bancos tabulares o lenticulares. La facies F4 se depositó en lagunas o *ponds* intermareales, mientras que la facies F5 se interpreta como canales y pavimentos de oncolitos retrabajados por las mareas, en ambiente intermareal (Godet et al., 2010).

Asociación de facies de lagoon interno restringido
Está constituida por estratos discretos (hasta 30 cm) de facies fangosas de *mudstone* a *wackestone* sin macrofósiles y con escaso contenido de miliólidos, ostrácodos, fragmentos bioclásticos (principalmente moluscos) y pequeños cantos negros (F1). Presenta siempre superficies de techo con abundante bioturbación y huellas de raíces. El escaso contenido fósil sugiere condiciones restringidas y de alto estrés ambiental. Se considera depositada en un medio de *lagoon* muy interno y restringido, vegetado, inmediatamente enfrente del medio emergido.

Asociación de facies de lagoon interno
Está constituida por *boundstone*/*rudstone* de rudistas requiénidos mayoritariamente en posición de vida (F6) y por facies *floatstone* de rudistas con matriz fangosa (F7). Estas facies sugieren un ambiente submareal de *lagoon* interno somero (Godet et al., 2010).

Asociación de facies de plataforma submareal somera de energía moderada
Está constituida por facies *floatstone* de rudistas requiénidos con matriz *packstone* de foraminíferos y peloides (F8), *wackestone-packstone* de *Chondrodonta* (F9), *packstone-grainstone* de foraminíferos y peloides (F10) y *packstone* con oncoides y *lumps* de *Bacinella* (F11). Presentan una alta diversidad faunística que incluye orbitolinas, foraminíferos bentónicos, rudistas, gasterópodos y fragmentos de corales ramosos entre otros. Esta asociación de facies sugiere ambientes submareales de plataforma somera de energía moderada.

Facies	Nombre	Espesor y características principales	Interpretación
F1	*Mudstone* bioturbada	Hasta 30 cm. Ausencia de macrofósiles. Intensa bioturbación y techos con túbulos y pseudomicrokarst.	*Lagoon* interno restringido vegetado
F2	Brechas y conglomerados calcáreos	5-30 cm. Ruditas con cantos negros. Presentan huellas de raíces calcificadas, caliches y textura alveolar.	Supramareal
F3	Estromatolitos fenestrales	Hasta 50 cm. Estromatolitos laminares a hemiesféricos.	
F4	*Mudstone* fenestral	Hasta 10 cm. Porosidad fenestral y *birds eyes*.	Intermareal
F5	*Rudstone* oncolítica	Hasta 40 cm. Ruditas de oncolitos de *Bacinella*.	
F6	*Boundstone/rudstone* de rudistas	Hasta 1 m. Bioconstrucciones de rudistas requiénidos	*Lagoon* interno, baja energía
F7	*Floatstone* de rudistas	Hasta 2,4 m. Requiénidos dispersos en matriz micrítica.	
F8	*Floatstone* de rudistas, matriz *packstone*	Hasta 1,9 m. Packstone con conchas de requiénidos	Plataforma submareal, energía moderada
F9	*Wackestone-packstone* de *Chondrodonta*	Hasta 20 cm. *Chondrodonta* en posición de vida.	
F10	*Packstone-grainstone* de foraminíferos	Hasta 1,2 m. Foraminíferos bentónicos y peloides.	
F11	*Wacke.-packs*. con *Bacinella*	Hasta 1,3 m. Oncoides y *lumps* de *Bacinella*.	
F12	*Packstone-grainstone* de orbitolinas	Hasta 45 cm. Abundantes orbitolinas y bioclastos.	Facies transgresivas
F13	*Rudstone/grainstone* bioclástica	Hasta 50 cm. Abundantes bioclastos e intraclastos (*lag*).	
F14	*Wackes.-packstone* nodulosa bioturbada	Hasta 80 cm. Noduloso con rudistas y orbitolinas.	
F15	*Floatstone* de cantos negros	Hasta 20 cm. Cantos negros centimétricos dispersos en matriz micrítica sobre superficie erosiva (*lag*).	

TABLA I. *Relación de facies identificadas en este estudio y su interpretación ambiental*

Asociación de facies transgresivas

Está constituida por niveles de hasta 50 cm de *grainstone*/*rudstone* bioclástica-intraclástica (F13), *grainstone* de orbitolinas (F12), *wackestone-packstone* nodulosa bioturbada (F14) y *floatstone* de cantos negros y oncolitos (F15). Los intraclastos y cantos negros a menudo presentan envueltas oncolíticas con *Bacinella*. Los *grainstone*/*rudstone* de bioclastos y orbitolinas aparecen rellenando huellas de raíces, bioturbaciones y microkarstificaciones. Los intraclastos y cantos negros aparecen incorporados en las facies transgresivas desde los niveles infrayacentes de exposición subaérea, por erosión marina durante la transgresión.

Ciclos de alta frecuencia

Se han reconocido dos tipos de ciclos de alta frecuencia (0,4–4 m de espesor), en función de las asociaciones de facies que los constituyen y la naturaleza de las superficies que los culminan. Las sucesiones de facies idealizadas presentes en estos ciclos son:

Ciclos Tipo-1

Están dominados por facies submareales. Comienzan con facies transgresivas (F13 y F14), seguido sucesivamente de facies de plataforma submareal (F9), facies de *lagoon* interno (F7 seguido de F6) y finalmente facies *lagoon* interno restringido y vegetado (F1). El techo es una superficie neta con bioturbación y túbulos, muchos de ellos verticales y agrandados por disolución, que constituyen un entramado irregular de pequeñas cavidades (Fig. 2) que asemejan al pseudomicrokarst descrito en ambientes palustres y humedales, desarrollado en relación a la actividad de raíces (Alonso-Zarza y Wright, 2010).

Ciclos Tipo-2

Comienzan con facies transgresivas de *floatstone* de cantos negros y oncolitos (F15), continúan con facies submareales someras (F9, F8, F6, F10 y F11), facies intermareales (F4 y F5) y culminan con facies de llanura mareal con marcas de desecación a techo (F3) o con brechas de exposición subaérea con cantos negros (F2). En los cantos negros se observa preservación de huellas de raíces calcificadas (rhizolitos) y textura alveolar, que sugieren desarrollo de paleosuelos y paleocaliches (Leinfelder, 1987).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los ciclos Tipo-1 caracterizan principalmente la parte inferior de la Fm. San Esteban, mientras que los ciclos de Tipo-2 predominan en la parta alta de la unidad. Los ciclos de Tipo-1 no desarrollan facies perimareales. Representan plataformas interiores que carecían de llanura mareal y donde la transición entre el medio emergido y la zona submareal pasaba por sistemas de humedal (*wetland*) donde pudieron proliferar macrofitas acuáticas adaptadas a habitats costeros, junto con intensa bioturbación de crustáceos. Esta característica sugiere condiciones ambientales húmedas. Por el contrario, los ciclos de Tipo-2, que sí llegan a desarrollar facies perimareales y que culminan con exposición subaérea (desecación, brechas subaéreas y paleosuelos), sugieren condiciones ambientales más áridas o con fuerte estacionalidad (Husinec y Read, 2014).

La evolución temporal de predominio de ciclos de Tipo-1 a ciclos de Tipo-2 se produjo en un contexto general regresivo y de transición desde una fase hipertermal a una etapa de condiciones climáticas más frías y áridas tras al evento anóxico oceánico OAE-1a (Bonin et al., 2016).

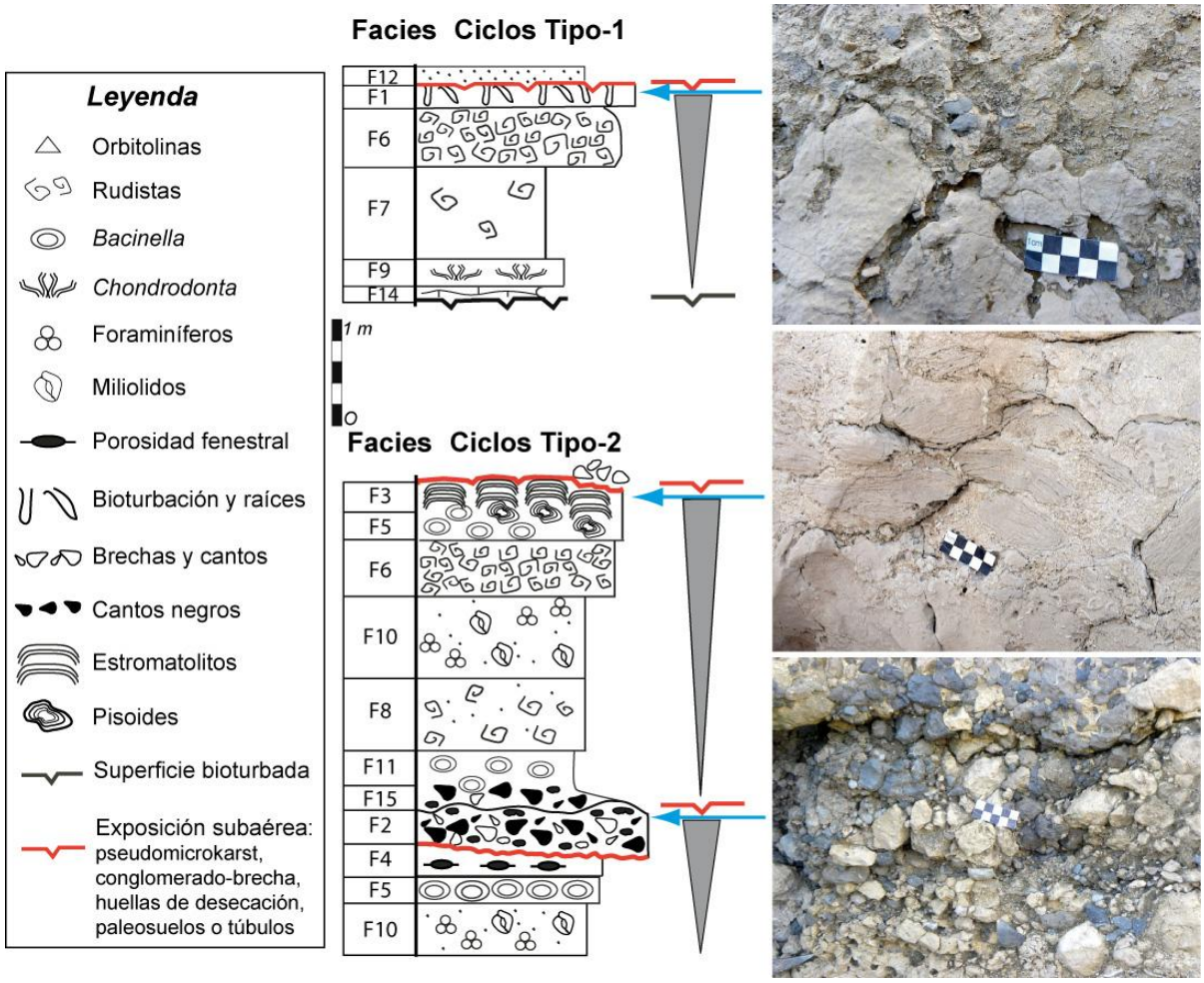


FIGURA 2. *Sucesiones idealizadas de facies que constituyen los ciclos de alta frecuencia de Tipo-1 y Tipo-2.*

AGRADECIMIENTOS

Contribución al proyecto de investigación CGL2014-53548-P del MINECO.

REFERENCIAS

Alonso-Zarza, A.M. y Wright, V.P. (2010): Palustrine carbonates. En: *Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications* (Alonso-Zarza, A.M. y Tanner, L.H., eds.). Developments in Sedimentology, 61: 103-132.

Bonin, A., Pucéat, E., Vennin, E., Mattioli, E., Aurell, M., Joachimski, M., Barbarin, N. y Laffont R. (2016): Cool episode and platform demise in the Early Aptian: New insights on the links between climate and carbonate production. *Paleoceanography*, 31: 66-80.

Godet, A., Föllmi, K.B., Bodin, S., de Kaenel, E., Matera, V. y Adatte, T. (2010): Stratigraphic, sedimentological and palaeoenvironmental constraints on the rise of the Urgonian platform in the western Swiss Jura. *Sedimentology*, 57: 1088-1125.

Husinec, A. y Read, F. (2011): Microbial laminated versus rooted and burrowed caps on peritidal cycles: Salinity control on parasequences development, early Cretaceous isolated carbonate platform, Croatia. *Geological Society of American Bulletin*, 123: 1896-1907.

Leinfelder, R.R. (1987): Formation and significance of black pebbles from Ota Limestone (Upper Jurassic, Portugal). *Facies*, 17: 159-170.

Najarro, M., Rosales, I., Moreno-Bedmar, J.A., de Gea, G.A., Barrón, E., Company, E. y Delanoy, G. (2011): High-resolution chemo- and biostratigraphic records of the Early Aptian oceanic anoxic event in Cantabria (N Spain): Palaeoceanographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299: 137-158.

Najarro, M. (2015): Las plataformas carbonatadas y sistemas deltaicos del Aptiense-Albiense inferior del noroeste de Cantabria: registro de cambios paleoambientales y eventos anóxicos. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 450 pp.

Wilmsen, M. (2005): Stratigraphy and biofacies of the Lower Aptian of Cuchía (Cantabria, northern Spain). *Journal of Iberian Geology*, 31: 253-275.

Apogeo del foraminífero planctónico *Chiloguembelitria* 50.000 años después del límite Cretácico/Paleógeno: implicaciones paleoambientales

Peak of the planktonic foraminiferal Chiloguembelitria *50,000 years after the Cretaceous/Paleogene boundary: paleoenvironmental implications*

I. Arenillas, J.A. Arz y V. Gilabert

Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009, Zaragoza. josearz@unizar.es, ias@unizar.es, vicengeo@gmail.com

Resumen: El estudio cuantitativo de asociaciones de foraminíferos planctónicos de secciones del Tetis ha permitido reconocer dos episodios de apogeo de guembelítridos triseriados tras el evento de extinción en masa del límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg). El primero está provocado por el género *Guembelitria* y caracteriza el estadio-acmé PFAS-1, el cual abarca los primeros 15.000 años tras el límite K/Pg. El segundo está provocado por el género *Chiloguembelitria* y está situado en la parte media del estadio-acmé PFAS-3 (de *Woodringina* y *Chiloguembelina*), el cual abarca desde 50.000 hasta 150.000 años después del límite K/Pg. El apogeo de *Chiloguembelitria* (PFAS-3b) se correlaciona con el episodio hipertermal Dan-C2 del Daniense inferior, caracterizado por el ascenso de las temperaturas medias de las aguas superficiales del océano de alrededor de 4ºC, y un aumento de la eutrofización y acidez de las mismas.

Palabras clave: estadio-acmé, guembelítridos, Tetis, Daniense temprano.

Abstract: *The quantitative study of the planktonic foraminiferal assemblages in Tethyan sections allow us to recognize two acme episodes of triserial guembelitriids after the Cretaceous/Paleogene (K/Pg) mass extinction event. The first is caused by the genus* Guembelitria *and characterized the acme-stage PFAS-1, which spans the first 15,000 years after the K/Pg boundary. The second is caused by the genus* Chiloguembelitria *and is placed in the middle part of the acme-stage PFAS-3 (of* Woodringina *y* Chiloguembelina*), which ranges from 50,000 to 150,000 years after the K/Pg boundary. The* Chiloguembelitria *peak (PFAS-3b) correlates with the hyperthermal episode Dan-C2 of the lower Danian, characterized by the rise in average temperatures of the surface ocean waters around 4°C, and an increase of the eutrophication and acidity thereof.*

Key words: *acme-stage, guembelitriids, Tethys, hyperthermal event, early Danian*.

INTRODUCCIÓN

El evento de extinción en masa del límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg) provocó la desaparición de casi todas las especies de foraminíferos planctónicos del Maastrichtiense superior (Smit, 1982; Molina et al., 2009). Las únicas especies con evidencias indudables de ser supervivientes del evento de extinción del límite K/Pg son las pertenecientes al género *Guembelitria* Cushman, 1933 (Smit, 1982). Este género incluye pequeñas especies oportunistas que habitan preferentemente medios neríticos someros (ver Olsson et al., 1999).

Guembelitria, cuya especie-tipo es *G. cretacea* Cushman, 1933, es el ancestro de dos linajes de foraminíferos planctónicos paleógenos, uno de formas trocoespiraladas representadas por *Trochoguembelitria* Arenillas, Arz and Náñez, 2012, y *Globoconusa* Khalilov, 1956, y otro de formas biseriadas (al menos en el estadio adulto) representados por *Woodringina* Loeblich y Tappan, 1957, y *Chiloguembelina* Loeblich y Tappan, 1956 (ver Arenillas et al., 2016). Las especies de *Trochoguembelitria* y *Globoconusa* ocuparon el mismo nicho ecológico que *Guembelitria*, mientras que *Woodringina* y *Chiloguembelina* tendieron a ocupar ambientes más profundos (Olsson et al., 1999). Estos géneros difieren no sólo en la disposición y enrollamiento de las cámaras sino también en la textura de la pared de la concha. Incluso dentro del propio género *Guembelitria* se ha reportado una variabilidad textural amplia. Hofker (1978) definió el género *Chiloguembelitria* para incluir formas del Daniense inferior similares a *Guembelitria*, pero con una textura de pared diferente (Fig. 1; Arenillas et al., 2010).

El objetivo de este trabajo es revisar los estudios cuantitativos a partir de foraminíferos planctónicos realizados en secciones del límite K/Pg de Túnez y España, incorporando las novedades taxonómicas que se han producido en los últimos años (ver Arenillas et al., 2016). Esta revisión permitirá analizar no sólo las radiaciones evolutivas de foraminíferos planctónicos en el Daniense temprano sino también realizar

interpretaciones más precisas sobre los importantes cambios paleoclimáticos y paleoambientales que ocurrieron tras el evento de extinción del límite K/Pg.

MATERIAL Y METODOLOGÍA

Para analizar los rangos bioestratigráficos de los taxones estudiados del Daniense inferior, hemos revisado principalmente la sección de El Kef (Túnez), junto con las secciones españolas de Caravaca (Murcia) y Agost (Alicante). El análisis cuantitativo se basó en una fracción estadísticamente representativa de alrededor de 300 ejemplares por muestra en la fracción superior a 63 micras. Los ejemplares de foraminíferos planctónicos mejor conservados fueron examinados y fotografiados con un Microscopio Electrónico de Barrido (SEM en siglas inglesas) MERLIN FE-SEM del Servicio de Microscopía Electrónica de la Universidad de Zaragoza.

Las escalas bioestratigráficas utilizadas son las de Arenillas et al. (2004) y de Berggren y Pearson (2005), válidas para latitudes bajas y medias. Aunque en la Figura 2 se propone una correlación de ambas biozonaciones, debemos tener en cuenta que se basan en taxonomías de foraminíferos planctónicos que no son estrictamente equivalentes. Para evitar estos problemas taxonómicos, se incluyen los estadios de apogeo (PFAS en siglas inglesas, *Planktonic Foraminiferal Acme-Stages*) reconocidos en el Daniense inferior y que han permitido obtener criterios de correlación global más objetivos (ver Arenillas et al., 2016).

APUNTES TAXONÓMICOS

El género *Chiloguembelitria* Hofker, 1978, cuya especie-tipo es *Chg. danica* Hofker, 1978, ha sido considerado generalmente como un sinónimo subjetivo más moderno de *Guembelitria* (ej., Olsson et al., 1999). Sin embargo, Loeblich y Tappan (1987) indicaron diferencias, en la textura de la pared de la concha y en la posición y forma de la abertura, de la suficiente entidad como para considerar a *Chiloguembelitria* un género válido de edad exclusivamente Daniense temprano. Ambos taxones pertenecen al grupo de los guembelítridos (Guembelitriidae Montanaro-Gallitelli, 1957), caracterizados por la disposición triseriada de las cámaras (al menos en su estadio juvenil).

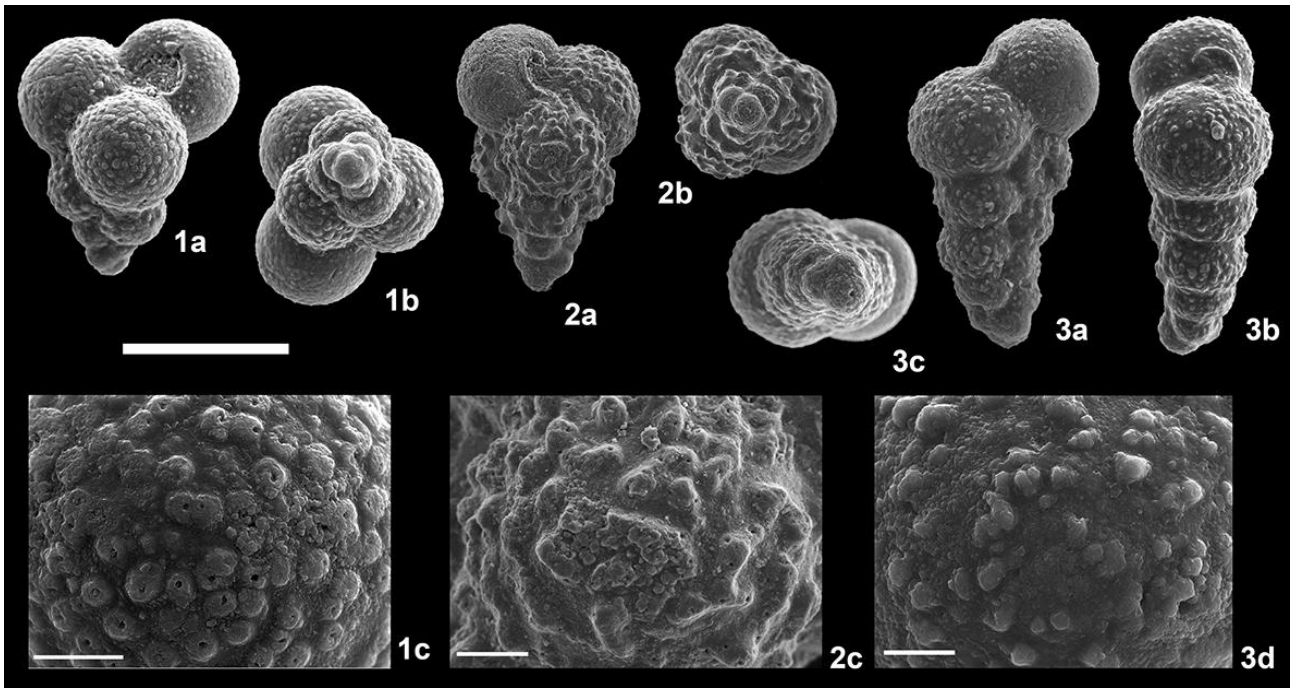


FIGURA 1. *Ejemplares de Guembelitria cretacea (1), Chiloguembelitria danica (2) y Woodringina hornerstownensis (3) de la sección de El Kef, Túnez (barra de escala = 100 micras; barra de escala de imágenes de detalle = 10 micras).*

La superficie de la pared de *Guembelitria* s.s. presenta poros en túmulo (*pore-mounds*), mientras que *Chiloguembelitria* presenta rugosidades perforadas o imperforadas por fusión de poros en túmulo (Fig. 1). Por otro lado, la abertura de *Guembelitria* s.s. está en posición intraumbilical y, en general, tiene forma de arco simétrico, mientras que la de *Chiloguembelitria* está en posición extraumbilical o casi extraumbilical y con forma de arco asimétrico, recordando a las de los biseriados *Woodringina*, y *Chiloguembelina*. *Woodringina*, que incluye a las especies *W. claytonensis* Loeblich y Tappan, 1957, y *W. hornerstownensis* Olsson, 1960, presenta una disposición de las cámaras mixta, inicialmente triseriada (estadio juvenil) y finalmente biseriada (estadio adulto), a diferencia de *Chiloguembelina*, que

es enteramente biseriada. Tanto *Woodringina* como *Chiloguembelina* presentan una superficie de la pared pustulada, en general densamente pustulada (casi muricada), con pústulas redondeadas de tipo papila (Arenillas et al., 2010). No obstante, *Chiloguembelina* tiene tendencia a reducir la densidad y tamaño de las pústulas, hasta presentar una pared casi lisa.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En El Kef se reconocieron los tres estadios de apogeo o acmé-estadios de foraminíferos planctónicos del Daniense inferior (Fig. 2). El PFAS-1 se caracteriza por el apogeo de *Guembelitria* que se produjo tras el evento de extinción del límite K/Pg. El PFAS-2 se caracteriza por el apogeo del grupo de los parvularugoglobigerínidos (*Palaeoglobigerina* y *Parvularugoglobigerina*), que incluyen especies con conchas trocoespiraladas de pared lisa. El PFAS-3 se caracteriza por el apogeo de biseriados (*Woodringina* y *Chiloguembelina*). En secciones del Tetis, como El Kef, Caravaca y Agost, se reconoce un segundo apogeo de guembelítridos en la parte media del PFAS-3 (Fig. 2), que se inicia aproximadamente 50.000 años después del límite K/Pg, y que abarca la Subzona de *Eoglobigerina trivialis* (o Zona P1a de Berggren y Pearson, 2005).

El apogeo de guembelítridos se ha relacionado usualmente con perturbaciones ambientales y de estrés ecológico (ascenso de la temperatura y de la eutrofización de las aguas), que favorece la proliferación de taxones oportunistas (ver Olsson et al., 1999). El episodio PFAS-1 no solo representa asociaciones de taxones oportunistas (guembelítridos) sino también las primeras asociaciones de foraminíferos planctónicos que surgieron tras el evento del límite K/Pg. Los guembelítridos fueron probablemente los únicos foraminíferos planctónicos supervivientes, por lo que su abundancia relativa se incrementa al 100% (si son descontados otros posibles supervivientes). El episodio PFAS-1 abarca aproximadamente los primeros 15.000 años después del límite K/Pg, según la escala biocronológica de Arenillas et al. (2004).

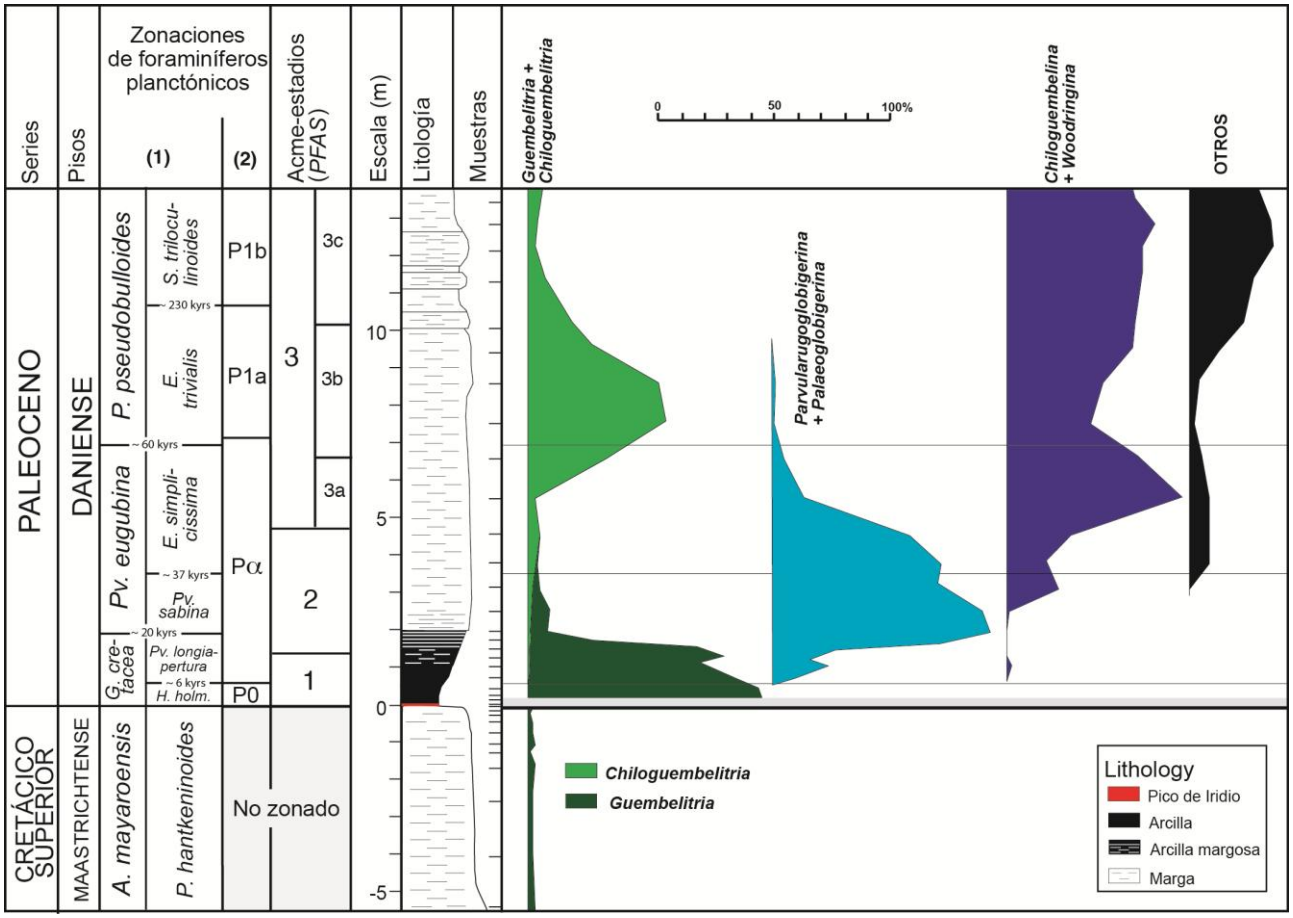


FIGURA 2. *Biostratigrafía cuantitativa del Daniense inferior de la sección de El Kef, Tunisia;* (1) Biozonación de Arenillas et al. (2004); (2) Biozonación de Berggren y Pearson (2005).

El segundo apogeo de guembelítridos abarca aproximadamente desde 50.000 hasta 150.000 años después del límite K/Pg, según la escala biocronológica de Arenillas et al. (2004). Este segundo apogeo se ha atribuido también normalmente al género *Guembelitria* (ej., Coccioni et al, 2010). Sin embargo, un análisis

más detallado de estos guembelítridos ha determinado que casi el 100% de los ejemplares analizados en estos niveles estratigráficos presentan características morfológicas propias del género *Chiloguembelitria*, tales como la posición extraumbilical o casi extraumbilical de la abertura. Todos los ejemplares de guembelítridos triseriados fotografiados en el SEM pertenecientes a la Subzona de *E. trivialis* (P1a) muestran una textura de pared rugosa (o pustulada, en ocasiones con pústulas puntiagudas) típica de *Chiloguembelitria*. Este acmé permite subdividir el PFAS-3 en tres subestadios de apogeo (Fig. 2).

El apogeo de *Chiloguembelitria* (PFAS-3b) se correlaciona con el episodio hipertermal Dan-C2, el cual ha sido reconocido mediante indicadores geoquímicos, isotópicos y micropaleontológicos en sondeos ODP-DSDP del Atlántico noroccidental y suroriental y en secciones del Tetis como Gubbio, Italia (Coccioni et al., 2010). El episodio Dan-C2 provocó un ascenso de las temperaturas medias de las aguas superficiales del océano de alrededor de 4ºC, así como un aumento de la eutrofización y acidez de las aguas, que duró aproximadamente 100 mil años (ver Coccioni et al., 2010).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos UZ2015-CIE-02 de la Universidad de Zaragoza y CGL2015-64422-P del Ministerio de Economía y Competitividad, cofinanciado por el Fondo Europeo de Desarrollo Regional. Es una contribución al Grupo de Investigación E05, cofinanciado por el Gobierno de Aragón y el Fondo Social Europeo.

REFERENCIAS

Arenillas, I., Arz, J.A. y Molina, E. (2004). A new high-resolution planktic foraminiferal zonation and subzonation for the lower Danian. *Lethaia*, 37: 79-95.

Arenillas, I., Arz, J.A. y Náñez, C. (2010). Diversidad y evolución de la textura de la pared en guembelítridos (foraminíferos planctónicos) en el tránsito Cretácico-Paleógeno. *Revista Española de Paleontología (Spanish Journal of Palaeontology)*, 25(2): 87-105.

Arenillas, I., Arz, J.A., Náñez, C. (2016). New species of genus *Trochoguembelitria* from the lowermost Danian of Tunisia - biostratigraphic and evolutionary implications in planktonic foraminifera. *Palaeontographica Abteilung A*, 305(4-6): 133-160.

Berggren, W.A. y Pearson, P.N. (2005). A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *Journal of Foraminiferal Research*, 35: 279-298.

Coccioni, R., Frontalini, F., Bancalà, G., Fornaciari, E., Jovane, L. y Sprovieri, M. (2010). The Dan-C2 hyperthermal event at Gubbio (Italy): Global implications, environmental effects, and cause(s). *Earth and Planetary Science Letters*, 297: 298-305.

Hofker, J. (1978). Analysis of a large succession of samples through the Upper Maastrichtian and the Lower Tertiary of Drill Hole 47.2, Shatsky Rise, Pacific, Deep Sea Drilling Project. *Journal of Foraminiferal Research*, 8: 46-75.

Loeblich, A.R.Jr y Tappan, H. (1987). *Foraminiferal genera and their clasification*. Van Nostrand Reinhold Company (ed.), New York, 2 Vol., 970 pp.

Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Grajales-Nishimura, M., Murillo-Muñetón, G. y Zaghbib-Turki, D. (2009). The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic): auxiliary sections and correlation. *Episodes*, 32(2): 84-95.

Olsson R.K., Hemleben C., Berggren W.A. y Huber B.T. (1999). Atlas of Paleocene Planktonic Foraminifera. *Smithsonian Contributions to Paleobiology*, 85: 1-252.

Smit, J. (1982): Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major impact at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Geological Society of America Special Paper*, 190: 329-352.

Bioestratigrafía con macroforaminíferos hialinos del Cretácico superior de la Zona Prebética Externa norte

Lamelar-perforate larger foraminifera biostratigraphy from Upper Cretaceous in northern External Prebetic Domain

R. Robles-Salcedo y V. Vicedo

Museu de Ciències Naturals de Barcelona, Departament de Paleontologia, Parc de la Ciutadella s/n, 08003 Barcelona. raquelroblesalcedo@gmail.com y vvicedov@bcn.cat

Resumen: Se han identificado cinco asociaciones de facies pertenecientes a una plataforma mixta carbonático–silicoclástica con abundantes macroforaminíferos del Cretácico superior en un afloramiento excepcional de la Zona Prebética septentrional. La preservación del contenido microfósil en la sección estratigráfica de Pinet es singular debido a que la dolomitización, muy habitual en esta zona del Prebético, no es muy intensa. Éste hecho inusual facilita el estudio en detalle de las asociaciones de macroforaminíferos habiéndose reconocido abundantes foraminíferos de pared lamelar perforada, aglutinada y aporcelanada. Los foraminíferos de pared lamelar perforada son los más abundantes y destacan los rotálidos indeterminados, *Praesiderolites* sp., *Pseudosiderolites* sp., *Orbitoides* spp., "*O.*" *concavatus*, *Lepidorbitoides* cf. *campaniensis* y cf. *Wannierina* sp.. Los representantes de los aporcelanados son miliólidos indeterminados y *Numofallotia cretacea,* y para los aglutinados *Cuneolina* sp. Finalmente, la asociación de macroforaminíferos indicaría una edad de los depósitos del Campaniense superior.

Palabras clave: macroforaminíferos, lamelar perforados, Zona Prebética Externa, Cretácico superior.

Abstract: *It has been identified five facies assemblages belonging to mixed carbonate–silicilastic platforms from Upper Cretaceous in an extraordinary outcrop located in the north of the Prebetic Domain. The preservation of the microfossil content in the stratigraphic section of Pinet is exceptional considering the high degree of dolomitization that usually affects the Mesozoic rocks in Prebetic Domain. This fact allows us studying in detail the larger foraminifera assemblages, which are rich in lamellar-perforate, agglutinated and porcelaneous foraminifera. The lamellar-perforate foraminifera are the most abundant in Pinet's section. Indeterminate rotaliids,* Praesiderolites *sp.*, Pseudosiderolites *sp.,* Orbitoides *spp.*, "O." concavatus, Lepidorbitoides *cf.* campaniensis *and cf.* Wannierina *sp. have been identified. The porcelaneous representatives are simple miliolids and* Numofallotia cretacea. *Regarding to the agglutinated foraminifera,* Cuneolina *sp. is present. The preliminary results obtained after a first analysis, considering the large benthic foraminifera assemblage, indicate that the Pinet section deposits can be dated as earliest to middle Late Campanian.*

Key words: *larger foraminifera, lamellar-perforate, External Prebetic Domain, Upper Cretaceous.*

INTRODUCCIÓN

Los macroforaminíferos de pared lamelar perforada (o hialina) del Cretácico superior fueron uno de los grupos bióticos más abundantes y diversos durante dicho intervalo. Este grupo ha sido ampliamente estudiado en los depósitos de diversas cuencas geológicas, siendo la pirenaica el mayor exponente a nivel de producción científica (por citar solo algunos ejemplos, véase Boix et al., 2011; Robles-Salcedo et al., 2013; Albrich et al., 2014; Caus et al., 2015). Sin embargo, hay muy poco conocimiento de los macroforaminíferos hialinos que habitaban en las plataformas carbonatadas o mixtas (carbonático–silicoclásticas) del Cretácico superior de la Zona Prebética. Sólo se han hallado algunas referencias a dichos organismos fósiles en los trabajos de cartografía geológica de las diferentes hojas de la Serie Magna 1:50.000 del Instituto Geológico y Minero de España (Garcia Vélez et al., 1979). También se han encontrado referencias en estudios estrictamente paleontológicos como los trabajos de Philip (1983), Martín-Chivelet et al. (1995) y Pons y Vicens (2002), donde mencionan la presencia de diferentes géneros de *Lepidorbitoides*, *Orbitoides*, siderolítidos y las especies *Omphalocyclus macroporus, Gavelinopsis voltzianus* y *Goupillaudina* sp. entre los más destacados. Pero en ninguno de estos casos se desarrollaron estudios taxonómicos exhaustivos de dichos microfósiles.

Esta carencia de trabajos de detalle podría deberse a la falta de afloramientos de calidad en este sector del Dominio Bético. Aquí, los estudios bioestratigráficos de macroforaminíferos son especialmente difíciles de desarrollar debido, principalmente, a tres razones. La primera hace referencia a los cambios laterales de facies, que son muy marcados y que dificultan la correla-

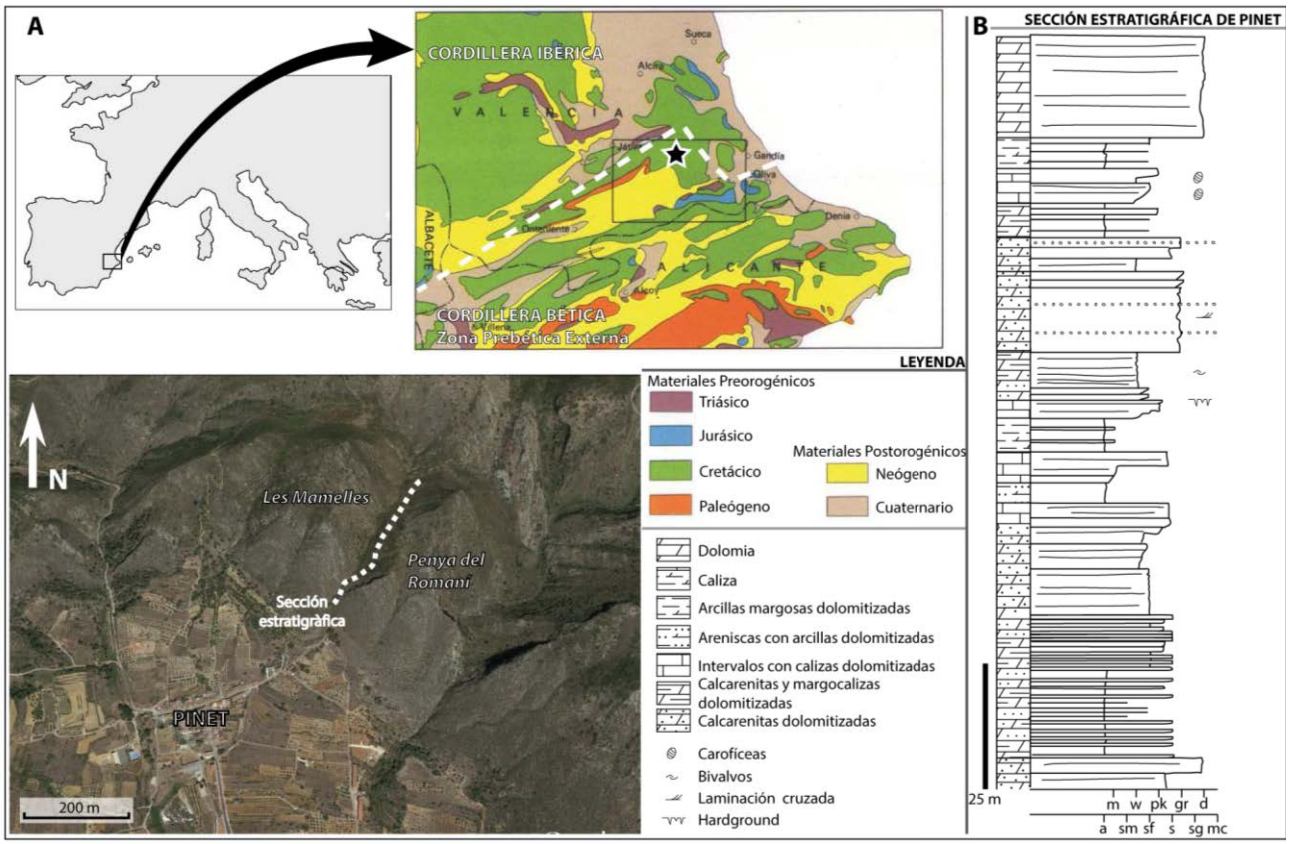


FIGURA 1. *A) Situación geográfica y geológica de la zona de estudio. Obsérvese que en mapa geológico esquemático regional de Játiva se muestra con una estrella la posición de la sección estratigráfica de Pinet y el límite entre las Cordilleras Ibérica y Bética (modificado de Garcia Vélez et al., 1979); B) Columna estratigráfica. Abreviaturas: m: mudstone; w: wackestone; pk: packstone; gr: grainstone; d: dolomía; a: arcilla; sm: arena muy fina; sf: arena fina; s: arena; sg: arena gruesa; mc: microconglomerado.*

ción de las asociaciones de macroforaminíferos entre las diferentes plataformas. Estos cambios laterales bruscos de facies se deben a la compleja distribución paleogeográfica que presentaba la zona durante el Cretácico superior (Martín-Chivelet, 1996). La segunda razón es la influencia de materiales terrígenos provenientes del continente, que da lugar a un registro fósil muy discontinuo, pues hay una gran alternancia de materiales carbonatados con contenido fósil y de materiales de naturaleza silicoclástica sin restos de fauna o flora. Finalmente, la tercera razón que dificulta el estudio de los macroforaminíferos de la Zona Prebética Externa es la dolomitización, fenómeno diagenético muy característico en los depósitos del Cretácico superior de esta zona.

A pesar de todos estos inconvenientes, y después de diversas campañas de trabajo sobre el terreno, se han localizado varias secciones estratigráficas, principalmente en el sur de la provincia de Valencia, que están siendo objeto de un estudio inédito sobre la arquitectura de los macroforaminíferos hialinos encontrados, pues la preservación de los mismos es excelente y permite desarrollarlo. Así, el objetivo del trabajo, que se está llevando a cabo y del cual se presentan aquí los resultados preliminares, es la revisión taxonómica exhaustiva de dichos organismos y la datación de los materiales que los contienen.

MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

La Zona Prebética Externa se sitúa en la franja más al norte de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (provincia de Valencia, SE de España) y se compone principalmente de rocas sedimentarias de medios marinos someros que forman parte de plataformas carbonatas y mixtas, que se depositaron en el Tetis occidental durante el Mesozoico.

Las muestras estudiadas en el presente trabajo proceden exclusivamente de la sección estratigráfica de Pinet, que se sitúa geográficamente entre los cerros de les Mamelles y Penya del Romaní, al NE del municipio de Pinet (Fig. 1A).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La sección de Pinet mide alrededor de 150 m con una tendencia grano y estratocreciente hacia el techo (Fig. 1B). De base a techo, la columna estratigráfica consiste en un primer tramo con una alternancia de 56 m de areniscas de grano fino y calcarenitas con abundante cuarzo. El segundo de 25 m de varias secuencias de arcillas margosas y pasadas de areniscas dolomitizadas que por encima descansan calizas bien estratificadas grano y estratocrecientes. En este tramo se observa un aumento del contenido fósil. El tercero consiste en 36 m de una alternancia de areniscas de grano fino a grueso intercalado con calcarenitas dolomitiza-

das con algunas pasadas de microconglomerado. El cuarto, 15 m de calizas finas y bien estratificadas con ostrácodos y algas carofíceas que se sitúan hacia lo más alto de este tramo. Finalmente, el último tramo de 25 m de calizas masivas dolomitizadas hacia el techo de la secuencia.

El estudio preliminar de la sección estratigráfica de Pinet ha identificado 5 asociaciones de facies características de una plataforma carbonatada mixta. Los grupos más abundantes que se han reconocido son los lamelar perforados como siderolítidos, rotaliformes, orbitoidiformes, sirtínidos, aunque también se han identificado aporcelanados y aglutinados. *Praesiderolites* sp. ha sido identificado en los dos primeros tramos de la sección en las areniscas de grano fino y en las calizas bien estratificadas. *Pseudosiderolites* sp., *Orbitoides* spp., "*O.*" *concavatus*, *Lepidorbitoides* cf. *campaniensis*, *Haddonia*, *Nummofallotia cretacea*, rotálidos indeferenciados y sirtínidos aparecen en el segundo tramo de calizas (Fig. 2). En las calcarenitas y areniscas de grano fino a grueso con intercalaciones de microconglomerado se diferencian *Orbitoides* spp. y cf. *Wannierina* sp. (Fig. 2B). En el penúltimo tramo, las calizas finas bien estratificadas, se observan miliólidos y *Cuneolina* sp. (Fig. 2C). Finalmente en las calizas masivas dolomitizadas no se ha identificado ningún espécimen.

Estudios recientes sobre la arquitectura y la bioestratigrafía de los siderolítidos en la cuenca del Pirineo indican que los depósitos que contienen especies atribuidas al género *Pseudosiderolites* se han datado del Campaniense medio terminal hasta la mitad del Campaniense superior (Robles, 2014). Otro género a tener en cuenta es *Wannierina* que comprende un intervalo de edad del Campaniense superior al Maastrichtiense inferior (Robles, 2014). Por lo tanto, se precisa que los depósitos de la sección de Pinet pueden ser datados como Campaniense superior. Además, se identifica por primera vez fuera de la cuenca cretácica pirenaica ejemplares atribuidos al género cf. *Wannierina*, que se deberá verificar su presencia en futuros estudios.

El hallazgo de este material nos permitirá estudiar la arquitectura de los macroforaminíferos de concha lamelar perforada y compararlos con los afloramientos de las localidades pirenaicas e italianas para completar la distribución de las paleobioprovincias del Cretácico superior.

AGRADECIMIENTOS

Éste proyecto ha sido financiado por el proyecto estatal CGL2015-60805-P del Ministerio de Economía y Competitividad y se enmarca en la línea de investigación "Arquitectura, Biostratigrafía y Paleobiogeografía de los macroforaminíferos" del Consorci del Museu de Ciències Naturals de Barcelona.

REFERENCIAS

Albrich, S., Frijia, G., Parente, M. y Caus, E. (2014): The evolution of the earliest representatives of genus *Orbitoides*: implications for Upper Cretaceous biostratigraphy. *Cretaceous Research*, 51: 22-34.

Boix, C., Frijia, G., Vicedo, V., Bernaus, J. M., Di Lucia, M., Parente, M. y Caus, E. (2011): Larger foraminifera distribution and stronium isotope stratigraphy of the La Cova limestones (Coniacian – Santonian, "Serra del Montsec", Pyrenees, NE Spain). *Cretaceous Research*, 32: 806-822.

Caus, E., Frijia, G., Parente, M., Robles-Salcedo, R. y Villalonga, R. (2015): Constraining the age of the last marine sediments in the late Cretaceous of central south Pyrenees (NE Spain): Insights from larger benthic foraminifera and strontium isotope stratigraphy. *Cretaceous Research*, 57: 402-413.

Garcia Vélez, A., Soubrier González, J., Muelas, A., Goy Goy J. L. y Zazo Cardeña, C. (1979): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 795 (29-31) (Játiva)*. IGME, Madrid.

Martín-Chivelet, J., Ramírez del Pozo, J., Tronchetti, G., y Babinot., J.F. (1995): Palaeoenvironments and evolution of upper Maastrichtian in the Betic continental margin, SE Spain. *Palaeo*, 119: 169-186.

Martín-Chivelet, J. (1996): Late Cretaceous subsidence history of the Betic Continental Margin (Jumilla–Yecla región, SE Spain). *Tectonophysics*, 265: 191-211.

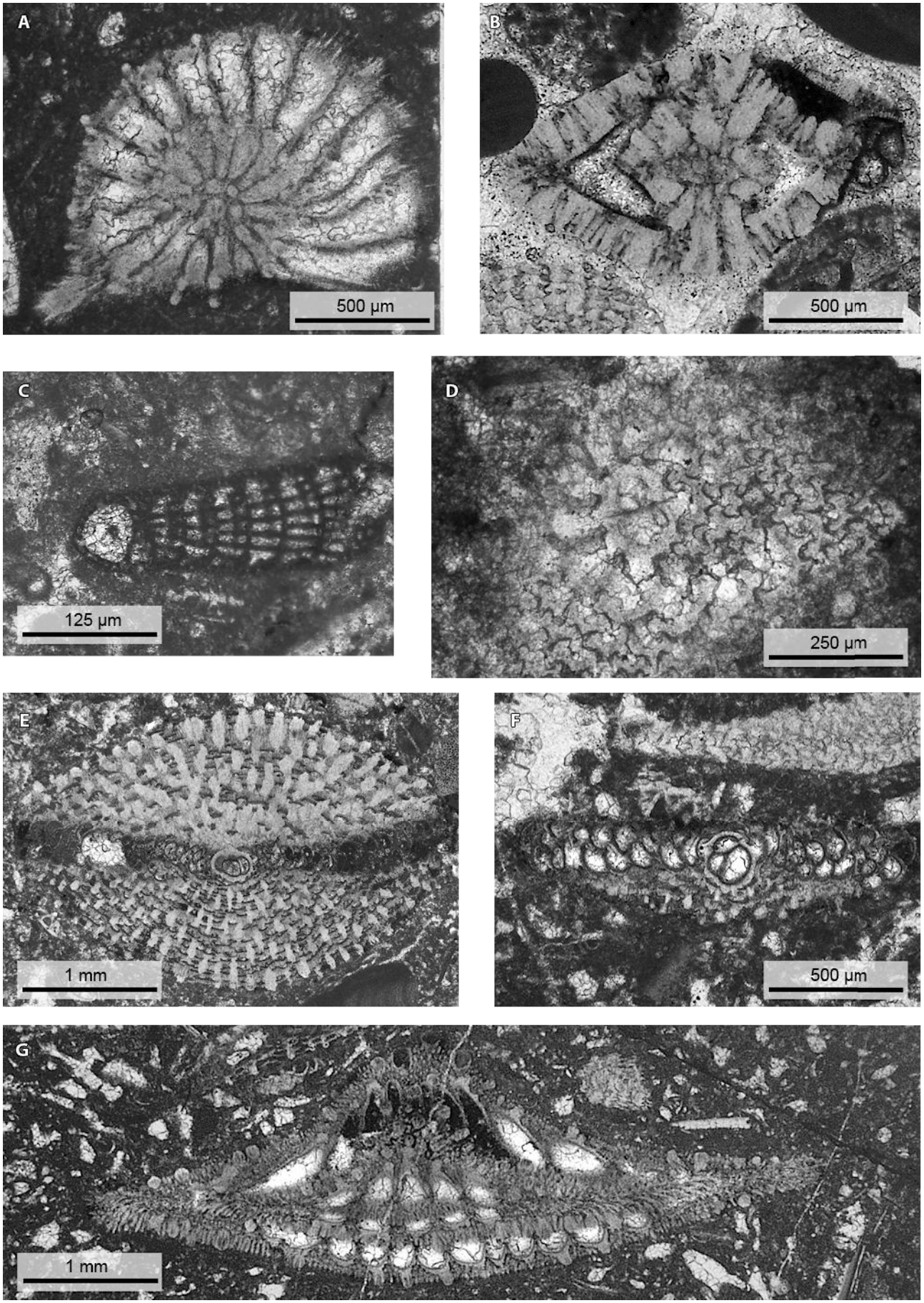
Philip, J. (1983): Le Campanien et le Maastrichtien à rudistes et grands foraminifères de Quatretonda (Province de Valence, Espagne): une clef pour la biozonation et les corrélations stratigraphiques dans le domaine mésogéen. *Géologie Méditerranéenne*, 10 (3-4): 87-98.

Pons, J. M. y Vicens, E. (2002): Campanian and Maestrichtian rudist from southern Valencia province, south east Spain. En: Proc. *1st International Conference on Rudist*, Beograd, 1988. UGSY, Mem. Publ.: 233-263.

Robles-Salcedo, R., Rivas, G., Vicedo, V. y Caus, E. (2013): Paleoenvironmental distribution of larger foraminifera in Upper Cretaceous siliciclastic–carbonate deposits (Arén Sandstone Formation, south Pyrenees, northeastern Spain). *Palaios*, 28 (9): 637-648.

Robles, R. (2014): *La familia Siderolitidae (macroforaminíferos del cretácico superior): arquitectura de la concha, bioestratigrafía, distribución paleoambiental y paleobiogeografía*. Tesis Doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, 184 p.

FIGURA 2. *Macroforaminíferos más destacados en la sección estratigráfica de Pinet. A)* Praesiderolites *sp. en sección transversal oblicua; B) Sección axial no centrada de cf.* Wannierina*; C) Sección longitudinal centrada de* Cuneolina *sp. Obsérvese el embrión*; *D) Sección ecuatorial centrada de* Lepidorbitoides *cf.* campaniensis*; E y F) Secciones axial centradas de* Orbitoides *spp. y "*O.*" aff.* concavatus*; G) Sección longitudinal oblicua de* Pseudosiderolites *sp.* →


A
500 µm
B
500 µm
C
125 µm
D
250 µm
E
1 mm
F
500 µm
G
1 mm

Vertebrados marinos del Neógeno del suroeste de la Península Ibérica: Guía rápida de identificación

Neogene marine vertebrates from the southwest of the Iberian Peninsula: Identificatión Quick Guide

A. Toscano[1], F. Muñiz[2], M. Abad[3], M.J. Clemente[1], P. Gómez[2], J. Tosquella[4], F. Ruiz[4], M.L. González-Regalado[4] y E.X.M. García[5]

1) Grupo de Investigación RNM-238 "Paleontología y Ecología Aplicadas", Univ. de Huelva, 21071 Huelva, España, antonio.toscano@dgyp.uhu.es
2) Grupo de Investigación RNM 293 "Geomorfología Ambiental y Recursos Hídricos", Universidad de Huelva, 21071 Huelva, España
3) Departamento de Geología. Universidad de Atacama. Copiapó, Chile.
4) Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus El Carmen, 21071 Huelva, España.
5) Dpto. de Ingenierías, Div. de Ciencias, Centro Universitario de Tonalá, Universidad de Guadalajara., C.P. 45400, Tonalá, Jalisco, México.

Resumen: Sinopsis de la Tesis doctoral de Toscano (2016) que aborda el estudio de los vertebrados marinos del Neógeno de la provincia de Huelva (SO de España), en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. Se han analizado y descrito casi 6000 restos fósiles pertenecientes a 115 taxones, incluyendo Holocéfalos, Condríctios, Osteictios, Tortugas marinas, Aves, Cetáceos Misticetos y Odontocetos, y Pinnípedos. Este trabajo pretende mostrar en un solo póster la totalidad de los taxones fósiles descritos en esta Tesis, de forma que, a modo de Guía o Cuadro de Identificación, permita una visión global de la riqueza faunística de la paleocomunidad, y a la vez facilite una rápida identificación de los restos por toda aquella persona interesada en este campo de la Paleontología.

Palabras clave: Neógeno, España, Huelva, Vertebrados marinos, Paleontología,

Abstract: *Synopsis of the PhD. Thesis of Toscano (2016) who studies marine vertebrates from the Neogene of the province of Huelva (SW of Spain), in the passive margin of the Guadalquivir basin. They have been analyzed and described almost 6000 fossils belonging to 115 taxa, including Holocephalans, Chondrichthyes, Osteichthyes, Sea Turtles, Birds, Mysticetes and Odontocetes Cetaceans and Pinnipeds. This work aims to show in one Poster all fossil taxa described in this Thesis, so that, as a Identification or Quick Guide, allows a global view of the faunal richness of palaeocommunity, and at the same time provide a rapid identification of the remains for anyone interested in this field of Paleontology.*

Key words: *Neogene, Spain, Huelva, Marine Vertebrates, Paleontology.*

INTRODUCCIÓN

Resumen de la Tesis doctoral recientemente presentada por Toscano (2016); y que aborda el estudio de los vertebrados marinos presentes en las Formaciones del Mioceno y Plioceno (10 a 3,5 M.a.) del suroeste de la Cuenca del Guadalquivir registradas en la provincia de Huelva, (SO de la Península Ibérica). Este trabajo pretende mostrar en un solo póster la totalidad de los taxones fósiles descritos en esta Tesis, de forma que, a modo de Guía o Cuadro de Identificación, permita una visión global de la riqueza faunística de la paleocomunidad, y a la vez facilite una rápida identificación de los restos por toda aquella persona interesada en este campo de la Paleontología.

LOCALIZACIÓN Y ANTECEDENTES

El área de estudio de esta Tesis se enmarca en la zona sur de la provincia de Huelva, al suroeste de España. En las últimas décadas, numerosos trabajos y estudios paleontológicos han puesto de manifiesto la extraordinaria riqueza fosilífera de la zona. La gran mayoría de ellos trataban el punto de vista icnológico, tafonómico y paleoambiental, centrándose las investigaciones en la paleontología de invertebrados (micropaleontología y malacofauna principalmente). Históricamente, en estos trabajos se citaba de forma anecdótica la presencia de osteíctios, condríctios y restos óseos de mamíferos marinos (p.e. Ruiz et al., 1996), pero sin embargo, no se había investigado en profundidad la paleontología de vertebrados. Los cetáceos solamente se habían abordado desde el punto de vista tafonómico y paleoambiental (Esperante et al., 2009; Muñiz et al. 2006). El primer estudio detallado para este campo es presentado por García (2008), con su Tesis Doctoral por la Univ. de Salamanca sobre la ictiofauna del Plioceno Inferior de diversas secciones de la Formación Arenas de Huelva (Plioceno Inferior).

Estos estudios previos constituyen el punto de partida de la Tesis de Toscano (2016), que amplía el rango temporal de estudio desde el Tortoniense al Plioceno medio; añade y combina muestreos sistemáticos y de superficie, y estudia nuevas secciones

y afloramientos, incluyendo el área más occidental Cartaya- Lepe. La gran cantidad y diversidad de restos hallados ha permitido abordar grupos nunca antes tratados aquí en profundidad como los cetáceos misticetos, y ha permitido analizar y describir en detalle grupos muy poco frecuentes en el registro fósil como son los holocéfalos, los odontocetos, los pinnípedos, las aves y los reptiles marinos.

-->>***Para ampliar información consultar el artículo "Vertebrados marinos del Neógeno del suroeste de la Península Ibérica: Síntesis de investigación" presente en este mismo volumen.*** <<--

RESULTADOS

En conjunto, fueron revisados y estudiados en este trabajo un total de 5728 restos fósiles de vertebrados marinos, además de otros 8 esqueletos de cetáceos. Se han determinado **115 taxones** de vertebrados marinos. De ellos, se han identificado 54 especies de condríctios, 5 de ellas de holocéfalos (quimeras), 46 de osteíctios (peces óseos), 1 de ave, 2 de tortugas marinas y 12 de mamíferos marinos (2 de foca, 4 de cetáceos misticetos y 6 de cetáceos odontocetos).

HOLOCÉFALOS:

Harriotta cf. *raleighana, Chimaera* cf. *monstrosa, Hydrolagus* cf. *affinis, Ischyodus* cf. *dolloi, Edaphodon pliocenicus.*

ELASMOBRANQUIOS:

Notorynchus primigenius, Hexanchus griseus, Squalus sp.*, Echinorhinus blakei, Pristiophorus suevicus, Squatina subserrata, Orectolobiforme* indet.*, Carcharias cuspidata, Carcharias acutissima, Cosmopolitodus hastalis, Carcharomodus escheri, Isurus desori, Isurus oxyrinchus, Isurus retroflexus, Isurus paucus, Lamna nassus, Carcharocles megalodon, Megascyliorhinus miocaenicus, Premontreia (Oxyscyllium)* cf. *dachiardi, Galeorhinus galeus, Mustelus* sp.*, Paragaleus antunesi, Hemipristis serra, Carcharhinus altimus, Carcharhinus brachyurus, Carcharhinus falciformis, Carcharhinus leucas, Carcharhinus obscurus, Carcharhinus plumbeus, Carcharhinus perezi, Carcharhinus priscus, Carcharhinus* sp.*, Galeocerdo aduncus, Galeocerdo cuvier, Rhizoprionodon acutus, Sphyrna zygaena, Rhinobatos* sp.*, Raja olisiponensis, Raja* sp.*, Dasyatis gr. centroura, Dasyatis gr. gigas, Dasyatis pastinaca / marmorata, Dasyatis* sp.*, Gymnura altavela, Aetobatus* sp.*, Pteromylaeus* sp.*, Myliobatis* sp.*, Rhinoptera* sp.*, Pristis* sp.

OSTEÍCTIOS:

Bathycongrus cf. *nagymarosyi, Rhynchoconger pantanelli, Diaphus* aff. *brachycephalus, Diaphus splendidus, Diaphus* sp.*,* cf. *Lampanyctus, Gadiculus labiatus, Gadiculus argenteus,* cf. *Melanonus zugmayeri, Ophidion rochei, Ophidion* sp.*, Lesueurigobius friesii, Lesueurigobius* sp.*, Gobius vicinalis, Gobius mustus, Gobius* sp. 2*, Gobiidae* indet.*, Thunnus* sp.*, Trichiurus* sp.*, Sphyraena barracuda, Makaira nigricans, Arnoglussus kokeni, Cepola macrophthalma, Umbrina cirrosa, Tautoga onitis, Labrodon pavimentatum, Trigonodon jugleri, Diplodus sargus, Dentex* aff. *macrophthalmus, Dentex* aff. *maroccanus, Dentex* sp.*, Pagellus bellottii, Pagellus* cf. *acarne, Pagellus* sp.*, Pagrus* cf. *pagrus, Sparus cinctus, Sparus neogenus / aurata, Boops boops, Spondyliosoma cantharus, Sparidae* indet.*, Lophius* cf. *piscatorius, Sphoeroides* sp.*, Tetrodon lecointrae,* cf. *Parascombrops mutinensis, Epinephelus* sp., cf. *Myoxocephalus verrucosus.*

REPTILES:

Cheloniidae indeterminado, *Syllomus aegyptiacus*.

AVES:

? Laromorphae

MAMÍFEROS MARINOS:

-Misticetos:

cf. *Balaenoptera physalus*, cf. *Megaptera, Balaenoptera* sp., Cetotheriidae indet.

-Odontocetos:

cf. *Zygophyseter varolai*, cf. *Aulophyseter*, cf. *Orycterocetus*, cf. *Macrokentriodon*, cf. *Etruridelphis*, Delphinoidea indet.

-Pinnípedos:

Monachinae Lobodontini indet., Phocidae indet.

REFERENCIAS

Esperante, R., Muñiz Guinea, F. y Nick, K.E. (2009): Taphonomy of a mysticeti whale in the Lower Pliocene Huelva Sands Formation (Southern Spain). *Geologica Acta,* 7 (4): 489-505.

García, E.X.M. (2008): *Condrictios y Osteictios del Neógeno de Huelva (Formación "Arenas de Huelva").* Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca, 313 p.

Muñiz, F., De Haro, J., Castilla, E., López, M.A., Quintero, MªC., Martín, M., Jesús, P., Martos, C. y Toscano, A. (2006): Intervenciones paleontológicas sobre restos de cetáceos misticetos del Plioceno de la provincia de Huelva, S-O de España. *Anuario Arqueológico de Andalucía.* Ed. Consejería de Cultura, Junta de Andalucía, Tomo I: 89-112.

Ruiz, F., Clauss, F.L. y González-Regalado, M.L. (1996): Primeras consideraciones sobre los condrichtios de la Formación "Arenas de Huelva". *Stvdia Geologica Salmanticensia*, 32: 129-139.

Toscano, A. (2016): *Vertebrados marinos del Neógeno del Suroeste de la Península Ibérica.* Tesis Doctoral (inédita), Univ. de Huelva, 350 p.

El papel de los macroforaminíferos en bioestratigrafía: el singular caso de los alveolinoideos del Cenomaniense de la Formación Natih (Omán)

The role of larger foraminifera in biostratigraphy: the singular case of the alveolinoids from the Cenomanian of Natih Formation (Oman)

V. Vicedo[1]

1 Museu de Ciències Naturals de Barcelona, Departament de Paleontologia, Parc de la Ciutadella s/n, 08003 Barcelona. vvicedov@bcn.cat

Resumen: Los macroforaminíferos han sido un grupo biótico clásicamente usado en estudios de bioestratigrafía, pero a menudo se le ha otorgando un papel poco relevante ante el gran valor de otros grupos fósiles (como ammonítidos o foraminíferos planctónicos) como marcadores bioestratigráficos de precisión. Esta es la principal causa por la cual los macroforaminíferos hayan sido poco estudiados en algunas áreas geográficas y, por tanto, se sepa muy poco de ellos, tanto desde el punto de vista arquitectural como bioestratigráfico. Un caso extremo de esta casuística es el de los macroforaminíferos alveolinoideos del Cenomaniense de la Formación Natih, en Omán. El estudio en detalle de su arquitectura y de su distribución en el registro geológico ha permitido que el estado del conocimiento sobre estos organismos pase de una noción muy básica, con solamente referencias a nivel de familia o a una especie típica del Tetis occidental (*Praealveolina cretacea*), a un conocimiento más extenso, con trabajos recientes donde se han definido diez especies nuevas pertenecientes a cinco géneros y tres familias distintas, lo que ha significado un paso gigantesco en el conocimiento de la biodiversidad de este grupo. Además, se ha identificado una biozonación de estos alveolinoideos dentro del Cenomaniense medio y Cenomaniense superior temprano (?), definiéndose varias asociaciones que se suceden en el tiempo.

Palabras clave: Cenomaniense, Natih Formation, Omán, Alveolinoidea, biostratigrafía.

Abstract: *The biotic group of larger foraminifera has been classically used in biostratigraphical studies, but often it has had an irrelevant value in respect to other fossil groups, such as ammonites or planktonic foraminifera, as precise biostratigraphical markers. This is the main cause why larger foraminifera have not been adequately studied in some regions and, thus, they are not well known in terms of architecture and biostratigraphy. The singular case of the alveolinoideans from the Cenomanian of the Natih Formation (Oman) can be considered an extreme case that exemplifies the lack of knowledge of larger foraminifera. In specialized literature, authors gave no more than identifications at family level or, in some cases, several different morphotypes were cited as the species* Praealveolina cretacea *typical form western Tethys. After recent architectural studies, ten new species have been erected belonging to five different genera and three different families. The studies of the architecture and the stratigraphical distribution of these alveolinoideans have permitted to take a large step forward to improving the knowledge of their diversity and age. Thus, several successive associations have been identified and dated as Middle Cenomanian to early Late? Cenomanian.*

Key words: *Cenomanian, Natih Formation, Oman, Alveolinoidea, biostratigraphy.*

INTRODUCCIÓN

El papel de los macroforaminíferos como herramienta de datación en estudios bioestratigráficos ha sido secundario respecto a otros grupos de organismos. Así, los foraminíferos planctónicos, los ammonítidos y otros grupos fósiles de facies pelágicas han tenido una clara función como marcadores precisos de edad, por su clara y rápida evolución a lo largo de los períodos geológicos. En constante estudio, las biozonas de estos fósiles se calibran a menudo en base a nuevos datos arquitecturales y estratigráficos. En el caso de los macroforaminíferos, para potenciar su uso en bioestratigrafía, es necesario también mejorar la calibración de las biozonas, delimitando los rangos de distribución de las especies en base, principalmente y como punto de partida, a estudios taxonómicos de detalle.

El caso de los alveolinoideos (superfamilia Alveolinoidea Ehrenberg, 1839) que se encuentran en el Cenomaniense de la Formación Natih, en Omán, es un ejemplo perfecto de este desinterés que, a menudo, sufre este grupo de fósiles por parte de algunos geólogos y paleontólogos, especialmente si trabajan para empresas privadas –normalmente relacionadas con el mundo del petróleo en esa zona geográfica-, pues trabajan bajo una presión especial con el fin de obtener resultados rápidos. Las técnicas de estudio de los

macroforaminíferos, que obligatoriamente pasan por la realización de láminas delgadas, podría ser otro de los motivos por los cuales no se han estudiado apropiadamente. Así, en el caso particular de los alveolinoideos de la Fm. Natih, la mayor parte de los mismos fueron identificados, principalmente, como praealveolínidos sin mayor precisión (Philip et al., 1995) y en algún caso particular se llegaron a identificar ejemplares morfológicamente diferentes como una misma especie, *Praealveolina cretacea* (d'Archiac, 1835).

Delante de este escenario, se procedió a un muestreo de detalle de la Fm. Natih en diversas campañas de campo desarrolladas a lo largo del último lustro con el principal objetivo de revisar los macroforaminíferos que la caracterizaban, fijando la prioridad en los ejemplares aporcelanados alveoliniformes. Los primeros resultados, derivados de los estudios de las unidades estratigráficas inferiores de la Fm Natih, fueron publicados en el artículo de Piuz et al. (2014). En este trabajo se describieron una nueva familia, Myriastylidae, dos nuevos géneros, *Myriastyla* y *Alveocella*, y cuatro nuevas especies, a saber, *M. omanensis*, *M. grelaudae*, *A. wernliana*, and *Cisalveolina nakharensis*. La edad determinada para esta asociación fue de Cenomaniense medio temprano. Este hallazgo permitió desmentir, en un primer estudio, la supuesta homogeneidad de formas en el Cenomaniense de Omán.

Actualmente, el objeto de estudio son los macroforaminíferos alveoliniformes de los niveles estratigráficos superiores. Los resultados preliminares están arrojando nuevos y reveladores datos respecto a la diversidad y distribución de este grupo de microfósiles.

MARCO GEOLÓGICO

Las rocas calizas y margo-calizas del Cenomaniense que afloran en la región del Golfo Pérsico fueron depositadas en un ambiente estable de plataforma donde los eventos eustáticos y climáticos, tanto globales como locales, eran los principales factores que controlaban la sedimentación (Philip et al., 1995). Estas condiciones resultaron en una sucesión muy extensa de carbonatos de agua poco profunda conocida en Omán como la Formación Natih (Grupo Wasia).

Los geólogos relacionados con la industria del petróleo han subdividido clásicamente la Fm. Natih en varias unidades litoestratigráficas, nombradas de la "G" a la "A" de base a techo (Hughes Clarke, 1988; Scott, 1990; Philip et al., 1995, entre otros). En los últimos años la Fm Natih fue dividida, además, en cuatro secuencias estratigráficas de tercer orden, nombradas I (equivaldrían a las unidades litostratigráficas G-E), II (unidades D-C), III (unidades B-A) y IV (unidad A) (van Buchem et al., 1996, 2002; Grélaud et al., 2010). La última secuencia, la IV, suele estar siempre truncada por una superficie mayor de discontinuidad regional (Grélaud et al., 2010).

Se ha tenido en cuenta estos antecedentes como marco estratigráfico que enmarcan los estudios de los macroforaminíferos, con todas la reservas expresadas en Piuz et al. (2014) y Meister y Piuz (2015) respecto a los límites de las secuencias deposicionales anteriormente definidas en base a nuevos datos aportados por los ammonítidos encontrados.

El muestreo se desarrolló en diferentes localidades de las Montañas de Omán, concretamente en dos de las secciones de referencia en el norte, en Jabal Akhdar (Wadi Nakhr y Wadi Mi'Aidin), y en otras localidades más al sur, en las estribaciones de Adam (Wadi Madmar) (Fig. 1).

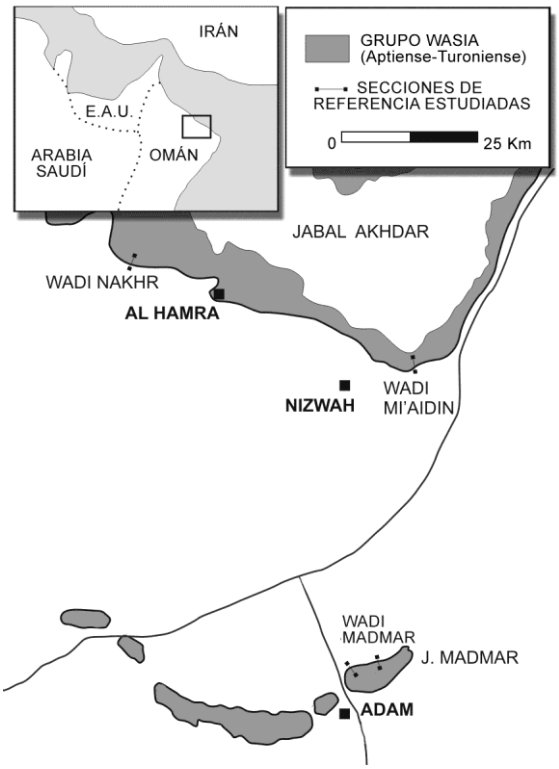


FIGURA 1. *Situación geográfica de las secciones estratigráficas muestreadas.*

NUEVAS ASOCIACIONES DE ALVEOLINOIDEOS

El primer registro de alveolinoideos en la Fm. Natih se encuentra en la parte superior de la unidad litoestratigáfica E (parte superior de la secuencia deposicional I). Éstos primeros representantes fueron estudiados en primer lugar y los resultados se publicaron en trabajo de Piuz et al. (2014). Posteriormente se ha procedido a analizar en detalle el contenido de los niveles estratigráficos superpuestos a este tramo inferior, cuyos resultados se pretenden

publicar en una revista especializada (Vicedo y Piuz, en revisión). Los nuevos alveolinoideos encontrados pertenecen a especies y géneros diferentes de los descritos anteriormente. En concreto, se han identificado seis nuevas especies y un nuevo género. Tres de las nuevas especies podrían ser atribuidas a *Decastroia* Vicedo y Serra-Kiel, 2011, género descrito en el Cenomaniense de Socotra (Yemen) (Vicedo y Serra-Kiel, 2011). Otras dos especies corresponderían a nuevas formas de praealveolínidos (Fig. 2). Por último, se ha identificado un nuevo morfotipo que correspondería a un nuevo género y especie cercana arquitecturalmente a *Multispirina iraniensis* Reichel, 1947.

Las nuevas formas se encuentran distribuidas bioestratigráficamente en tres asociaciones diferentes que se suceden en el tiempo, entre las unidades litoestratigráficas "D" y "B" y las secuencias deposicionales II y III. La más antigua está formada por formas cercanas a *Decastroia*, la que le sucede englobaría formas afines a *Decastroia* y el morfotipo considerado como nuevo género y especie. Por último, la asociación más joven estaría formada principalmente por praealveolínidos. Las edades de las tres asociaciones oscilan entre el Cenomaniense medio y Cenomaniense superior temprano.

El límite marcado por una discontinuidad regional y que divide la primera secuencia deposicional de las posteriores supone, pues, un cambio radical en el registro de los alveolinoideos. El evento de bajada relativa del nivel del mar, causante de dicha discontinuidad en la sucesión de carbonatos someros, condujo a una extinción de todos los taxones existentes (Vicedo y Piuz, en revisión). La recuperación posterior supuso una ocupación de los nichos ecológicos libres por parte de nuevos macroforaminíferos alveoliniformes. Por el momento se desconoce si éstos evolucionaron directamente de posibles alveolínidos simples que pudieron sobrevivir a la extinción, o si provinieron de algún otro lugar como consecuencia de una migración y ocupación de nichos vacíos.

CONCLUSIONES

El conocimiento sobre la paleobiodiversidad, como es lógico, está estrechamente relacionado con el nivel de detalle con el que se desarrollan los estudios taxonómicos. La arquitectura de los macroforaminíferos, especialmente compleja para tratarse de organismos unicelulares, debe analizarse con rigor y, a ser posible, con grandes poblaciones para poder llegar a conclusiones bien fundamentadas respecto a la identificación taxonómica. Los resultados de los estudios arquitecturales de los macroforaminíferos alveoliniformes del Cenomaniense de la Fm Natih, en el norte de Omán, que aquí se presentan así lo corroboran. Todas las formas estudiadas están resultando ser nuevas para la comunidad científica. Se ha pasado, pues, de una supuesta homogeneidad taxonómica, con pocas especies referenciadas en la literatura, a haber una diversidad que consiste en, como mínimo, diez especies y tres géneros nuevos descritos. Se confirma que la diversidad de estos organismos unicelulares era más elevada de lo que se creía y, además, los estudios permitirán acotar su distribución en la escala temporal geológica por lo que pasarían a convertirse en buenos marcadores bioestratigráficos. Así, los datos preliminares sugieren una edad de Cenomaniense medio, extendiéndose posiblemente al Cenomaniense superior temprano.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de investigación se enmarca en la línea de investigación "Arquitectura, Bioestratigrafía y Paleobiogeografía de los macroforaminíferos" del Museo de Ciencias Naturales de Barcelona y en el proyecto estatal CGL2015-60805-P del Ministerio de Economía y Competitividad.

REFERENCIAS

Grélaud, C., Razin, P. y Homewood, P.W. (2010). Channelized systems in an inner carbonate platform setting: differentiation between incisions and tidal channels (Natih Formation, Late Cretaceous, Oman). In: van Buchem, F.S.P., Gerdes, K.D. y Esteban, M. (eds) Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and Diagenetic Reference Models. Geological Society, London, Special Publications, 329, p. 163-186.

Hughes Clarke M.W. (1988). Stratigraphy and rock-unit nomenclature in the oil producing area of interior Oman. *Journal of Petroleum Geology,* 11: 5-60.

Meister, C., & Piuz, A. (2015). Cretaceous ammonites from the Sultanate of Oman (Adam Foothills). *Geoarabia*, 20 (2): 17-74.

Philip, J., Borgomano, J. y Al-Maskiry, S. (1995). Cenomanian-Early Turonian carbonate platform of Northern Oman: stratigraphy and palaeo-environments. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 119: 77-92.

Piuz, A., Meister, C. y Vicedo, V. (2014). New Alveolinoidea (Foraminifera) from the Cenomanian of Oman. Cretaceous Research, 50: 344-360.

Scott, R.W. (1990). Chronostratigraphy of the Cretaceous carbonate shelf, southeastern Arabia. En: *The geology and tectonics of the Oman region* (Robertson, A.H.F., Searle M.P. y Ries A.C., eds). Geological Society of London Special Publication, London: 89-108.

van Buchem, F.S.P., Razin, P., Homewood, P.W., Philip, J.M., Eberli, G.P., Plater, J.P., Roger, J., Eschard, R., Desaubliaux, G.M.J., Boisseau, T., Leduc, J.P., Labourdette, R. y Cataloube, S. (1996).

High resolution sequence stratigraphy of the Natih Formation (Cenomanian/Turonian) in northern Oman: distribution of source rocks and reservoir facies. *Geoarabia*, 1 (1): 65-91.

van Buchem, F.S.P., Razin, P., Homewood, P.W., Oterdoom, H. y Philip, J. (2002). Stratigraphic organization of carbonate ramps and organic-rich intrashelf basins: Natih formation (middle Cretaceous) of northern Oman. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 86: 21-54.

Vicedo, V. y Serra-Kiel, J. (2011). *Decastroia razini* n. gen. n. sp. – A new alveolinacean (foraminifera) from the Cenomanian of Socotra Island (Yemen). *Geoarabia*, 16 (3): 17-26.

Vicedo, V. y Piuz, A. (en revisión). Evolutionary trends and biostratigraphical application of new Cenomanian alveolinoids (Foraminifera) from the Natih Formation of Oman. *Journal of Systematic Palaeontology*.

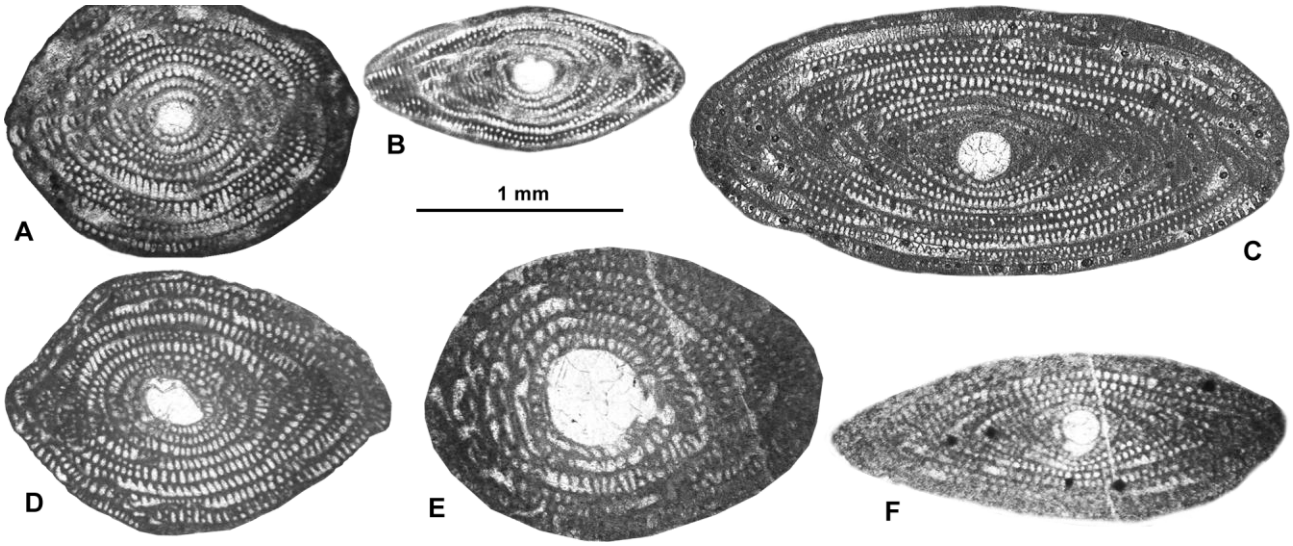


FIGURA 2. *Ejemplares de los nuevos macroforaminíferos alveolinoideos encontrados en el Cenomaniense de la Formación Natih (Omán). A,* Decastroia razini *Vicedo y Serra-Kiel, 2011. B,* Decastroia *n.sp. 1. C,* Decastroia *n. sp. 2. D,* Praealveolina *n.. sp. 1. E,* Decastroia *n. sp. 3. F,* Praealveolina *n. sp. 2.*

Paradelograptus onubensis: un graptolito ordovícico cosmopolita, y vicisitudes de su localidad tipo en el norte de Huelva

The cosmopolitan Ordovician graptolite Paradelograptus onubensis*, and vicissitudes of its type locality in the north of the Huelva province (Spain)*

J.C. Gutiérrez-Marco

Instituto de Geociencias (CSIC, UCM) y Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, José Antonio Novais 12, 28040 Madrid. jcgrapto@ucm.es

Resumen: El graptolito *Paradelograptus onubensis* conforma colonias planctónicas sumamente delicadas, con estipes de 0,3 mm de anchura máxima, que pueden desarrollar hasta cinco divisiones dicotómicas. Su nombre deriva de su descubrimiento original al sureste de Cañaveral de León, en la provincia de Huelva. Desde entonces la especie ha sido reconocida en el Ordovícico Inferior de Suecia, Canadá, Argentina y China, dentro del rango Tremadociense superior-Floiense inferior y correspondiendo a un biotopo pandémico profundo. La localidad tipo de este graptolito goza de gran singularidad a escala del suroeste de Europa y se sitúa en un talud de la carretera HU-8128, dentro del Parque Natural Sierra de Aracena y Picos de Aroche. Tras haber sufrido daños reiterados por obras de ampliación y rectificado de la carretera, se insta a la protección de este yacimiento paleontológico de cara al futuro.

Palabras clave: Graptolitos, Ordovícico, Patrimonio geológico, Parque Natural, Andalucía.

Abstract: *The Ordovician graptolite* Paradelograptus onubensis *is a very delicate multibranched species, with stipes of 0.3 mm in maximum thickness, and up to five orders of dichotomies. Its name came from its original discovery SE of Cañaveral de León in the province of Huelva (founded by the Phoenicians as 'Onuba', for which 'onubense' is its demonym). Since its first description, the species has been identified and described from Sweden, Canada, Argentina and China, with a range of upper Tremadocian–lower Floian, and corresponds to the deep pandemic graptolite biotope. The stratotype of* P. onubensis *is placed in a roadcut within the Sierra de Aracena and Picos de Aroche Natural Park, Andalusia. In the last 40 years, the locality has been damaged several times by improvement works on the regional road HU-8128. A protection of this important fossil locality, bearing fossiliferous beds extremely unusual at the scale of SW Europe, is hereby suggested for its protection and in-depth future study*.

Key words: *Graptolites, Ordovician, Geological heritage, Natural Park, Andalusia.*

INTRODUCCIÓN

En una tesis doctoral inédita, defendida en 1939 en la universidad de Berlín, el geólogo alemán Harras Schneider presentó el descubrimiento de *Didymograptus* y otros graptolitos ordovícicos en el norte de la provincia de Huelva, hallados en el corte que se extiende desde la Casa Barriga hasta la Venta del Ciervo, en el talud de la carretera HU-8128 entre Cañaveral de León y Corteconcepción (Huelva). La revisión posterior del citado corte por Gutiérrez-Marco (1982, 1986) posibilitó el hallazgo de nuevos e interesantes graptolitos, finalmente asignados a las biozonas de *Araneograptus murrayi* y *Hunnegraptus copiosus* del Tremadociense inferior (Robardet y Gutiérrez-Marco, 2004). Los estudios palinológicos desarrollados en la sección por Servais y Mette (2000), permitieron reconocer la "Asociación *messaoudensis-trifidum*" de acritarcos, representativa del Tremadociense superior y Floiense, con una distribución esencialmente perigondwánica.

Los graptolitos de la Biozona de *Ar. murrayi* brindaron muchas formas singulares, registradas por vez primera para el Ordovícico del suroeste de Europa, y con notables reminiscencias del Tremadociense báltico. Entre las formas nuevas destaca "*Paradelograptus onubensis*", descrita por Gutiérrez-Marco (1986, p. 458-465: *nomen nudum*) y formalizada en un estudio posterior de objetivos más amplios (Erdtmann et al., 1987).

PARTICULARIDADES DE *P. ONUBENSIS*

Paradelograptus onubensis Erdtmann, Gutiérrez-Marco y Maletz constituye la especie tipo de un género muy peculiar de sigmagráptidos, correspondiente a una de las líneas de transición de los anisográptidos (graptolitos planctónicos primitivos) a los graptoloideos, en donde se registra la desaparición progresiva del polimorfismo tecal. En este sentido, los representantes de *P. onubensis* en el Tremadociense medio tienen aún una biteca sicular, que se pierde apa-

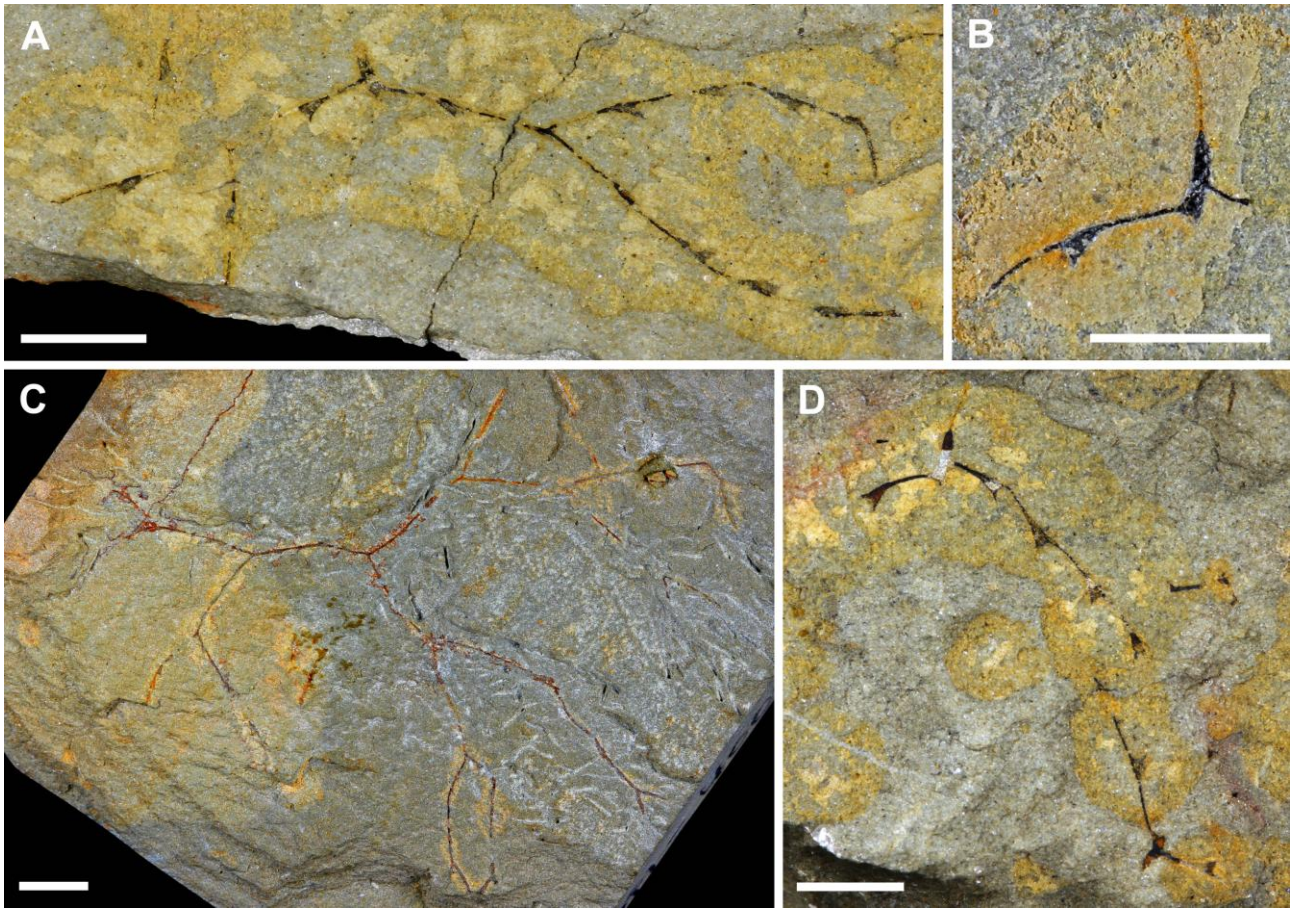


FIGURA 1. *Material tipo de* Paradelograptus onubensis*, procedente del Tremadociense superior (Biozona de Araneograptus murrayi) de Cañaveral de León (Huelva). A, rabdosoma preservado en vista lateral con estipes de segundo orden (holotipo); B, fragmento proximal (cara anversa) con detalles dela sícula, el nema y divergencia a distinto nivel de los estipes a partir de la sícula; C, colonia multirramosa, preservada horizontalmente, con cinco órdenes de estipes y dicotomías; D, región proximal de dos colonias, la de arriba con estipes primarias declinadas y aparición retardada de la primera dicotomía. Las escales gráficas representan 2 mm, salvo en el ejemplar C (5 mm).*

rentemente en los ejemplares posteriores a la Biozona de *Aorograptus victoriae*. El rabdosoma (o zoario) de *P. onubensis* comprende una parte proximal fuertemente asimétrica, en el que las dos estipes primarias, declinadas a subhorizontales, divergen de la sícula a niveles muy distintos, subdividiéndose posteriormente hasta alcanzar el quinto orden de ramificación (Fig. 1). Las dicotomías de segundo orden también registran una cierta variabilidad en cuanto a la posición de las tecas dicálicas, por lo que los estipes primarios adquieren diferente longitud y contenido tecal, incluso dentro de una misma colonia. El carácter más sobresaliente de este graptolito se centra, no obstante, en la presencia de un rabdosoma extremadamente tenue, pues la anchura dorsoventral de los estipes varía entre 0,03 mm a nivel de las protecas y 0,3 mm a la altura de la abertura de las metatecas (hasta 0,1 y 0,4 mm, respectivamente, dependiendo del aplastamiento y el material fosilizante). Este aspecto filiforme hace que, a simple vista, los fósiles sean difíciles de distinguir en la roca matriz, lo que explica que el taxón tardara tanto en ser descubierto e identificado.

DISTRIBUCIÓN DE *P. ONUBENSIS*

El rango estratigráfico de la especie abarca desde la base de la Biozona de *Aorograptus victoriae* del Tremadociense medio (Tr2), hasta el techo de la Biozona de *Tetragraptus approximatus* del Floiense inferior (Fl1): Maletz y Egenhoff (2001).

Paradelograptus onubensis fue descrito por vez primera en el Tremadociense superior del norte de la provincia de Huelva, hecho del cual deriva su nombre. Ya en este primer trabajo se mencionó la probable presencia de la especie en Suecia, dentro de niveles algo más modernos (límite Tremadociense-Floiense), lo cual fue confirmado con hallazgos posteriores. Actualmente se conoce también en Canadá (Yukon y Terranova occidental), Cordillera Oriental de Argentina y sur de China (ver, entre otros, Albanesi et al., 2008; Feng et al., 2009; Jackson y Lenz, 2000). En Terranova, la especie había sido descrita independientemente como una supuesta forma nueva ("*Adelograptus filiformis*" de Williams y Stevens), que en realidad constituye un sinónimo posterior de *P. onubensis* (Fig. 2). Dado que su registro abarca un rango amplio de paleolatitudes en los continentes de

Gondwana, Baltica y Laurentia, su distribución es cosmopolita, si bien por tener un rabdosoma tan sutil haya podido pasar desapercibido aún en otras áreas mundiales (Jackson y Lenz, 2000); además de que su registro implique unas condiciones especiales de preservación para unas tecas y estipes ciertamente tenues.

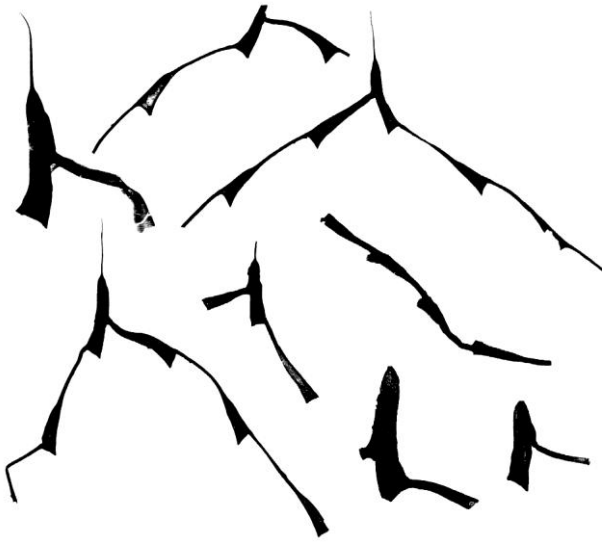


FIGURA 2. *Ejemplares de* Paradelograptus onubensis *separados químicamente de la matriz. Grupo Cow Head, Biozona de* Aorograptus victoriae *en la sección de Green Point, oeste de Terranova. Imagen cortesía de S.H. Williams (Canadá).*

LA LOCALIDAD TIPO DE *P. ONUBENSIS*

Erdtmann et al. (1987) situaron la localidad tipo de *P. onubensis* en el km 18,5 de la antigua carretera comarcal C-437, equivalente al km 16,4 de la actual carretera autonómica HU-8128. Desde éste y los primeros estudios de Gutiérrez-Marco (1982, 1986), la carretera ha experimentado dos arreglos importantes, que implicaron la ampliación de la calzada y la rectificación del trazado. Ambas labores afectaron gravemente al afloramiento de los materiales fosilíferos de las Pizarras Barriga, en forma de recortes importantes en el talud, que fueron ejecutados sin conocimiento o control paleontológico alguno. Uno ocurrió con anterioridad a 1988, cuando la sección fue visitada en el transcurso de una excusión de la Sexta Conferencia Internacional de Graptolitos (GWG-IPA: Robardet et al., 1998), y el otro antes de 2012, año de nuestra última visita al yacimiento (Fig. 3). Al menos la última de las actuaciones se produjo después de haber declarado el firmante su valor patrimonial en diversos foros nacionales e internacionales, dentro del proyecto PATRIORSI (2006-2009) financiado por el Gobierno Central, sin lograr que el punto fuera al menos considerado entre el patrimonio geológico del Parque Natural Sierra de Aracena y Picos de Aroche, declarado en 1989 y donde se ubica esta sección de carretera.

Como consecuencia de las obras acometidas en la carretera, se ha perdido un volumen importante de roca

FIGURA 3. *Diferentes aspectos del yacimiento paleontológico de las Pizarras Barriga con el transcurso de los años. Arriba, estado del talud en abril de 1983: las pizarras verdes, fuertemente inclinadas, se asoman al primitivo trazado de la carretera sin que medie un canal de desagüe. En el centro, aspecto del mismo talud en 1999, diez años después del ensanche de la carretera y de sus nuevas cunetas: los niveles duros con* P. onubensis *aún resaltan en el centro-izquierda de la imagen. Abajo, estado en abril de 2012 del tramo precedente, tras un nuevo entallamiento y retracción del talud, que implicó la pérdida de una ingente información paleontológica. Sureste de Cañaveral de León (Huelva), carretera HU-8128, Parque Natural Sierra de Aracena y Picos de Aroche.*

fosilífera. Y ello en unos niveles sin parangón para el conjunto del suroeste de Europa y en los que varios taxones nuevos aguardan, para ser descritos, a la obtención de un material más completo y numeroso. En este sentido y aparte de los graptolitos, en las Pizarras Barriga existen indicios de la presencia de artrópodos

sumamente raros, como los primitivos trilobites epipelágicos y algunos filocáridos cosmopolitas.

Además de demandar garantías para que la destrucción del talud no prosiga en el futuro, implementando alguna figura de gestión adecuada al caso, resultaría imprescindible emprender una nueva excavación científica, al objeto de resituar todos los horizontes paleontológicos conocidos y poder completar su estudio, al igual que el de la Formación Barriga en su conjunto.

CONCLUSIONES

Paradelograptus onubensis es una forma del Ordovícico Inferior de distribución pandémica, tal vez la que alcanzó una mayor distribución geográfica de cuantas especies fósiles y actuales han sido dedicadas a la provincia, y uno de los taxones de su nivel más difundidos (internacional y paleobiogeográficamente) de todos los descritos en España.

Pese a su relevancia, la localidad y estratotipo de *P. onubensis*, con aproximadamente 480 millones de años de antigüedad y representativa de un ambiente de aguas profundas, se ha visto afectada repetidamente por obras que han supuesto la pérdida irreparable de información geológica y de un valioso e irrepetible material paleontológico. De ahí que se proponga la adopción de alguna figura de protección para preservar la localidad de cara al futuro.

AGRADECIMIENTOS

A Carlos Alonso (Univ. Complutense) por las fotografías de fósiles. Este trabajo es una contribución al proyecto CGL2012-39471 del Ministerio de Economía y Competitividad.

REFERENCIAS

Albanesi, G.L., Ortega, G. y Zeballo, F.G. (2008): Faunas de conodontes y graptolitos del Paleozoico Inferior en la Cordillera Oriental argentina. En: *Relatorio del XVII Congreso Geológico Argentino*, Jujuy: 98-118.

Erdtmann, B.D., Maletz, J. y Gutiérrez-Marco, J.C. (1987): The new Early Ordovician (Hunneberg Stage) graptolite genus *Paradelograptus* (Kinnegraptidae), its phylogeny and biostratigraphy. *Paläontologische Zeitschrift,* 61: 109-131.

Feng, HZ., Li, M., Zhang, YD., Erdtmann, B.-D., Li, LL. y Wang, WH. (2009): Succession and global correlation of Late Tremadoc graptolite zones from South China. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 52: 287-299.

Gutiérrez-Marco, J.C. (1982): Descubrimiento de nuevos niveles con graptolitos ordovícicos en la unidad "Pizarras con *Didymograptus*" (prov. Huelva, SW de España). *Comunicaçôes dos Serviços Geológicos de Portugal,* 8: 241-246.

Gutiérrez-Marco, J.C. (1986): *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 701 p.

Jackson, D.E. y Lenz, A.C. (2000): Some graptolites from the late Tremadoc and Early Arenig of Yukon, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 37: 1177-1193.

Maletz, J. y Egenhoff, S.O. (2001): Late Tremadoc to early Arenig graptolite faunas of southern Bolivia and their implications for a worldwide zonation. *Lethaia*, 34: 47-62.

Robardet, M. & Gutiérrez-Marco, J.C. 2004. The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 30: 73-92.

Robardet, M., Piçarra, J.M., Štorch, P., Gutiérrez-Marco, J.C. y Sarmiento, G.N. (1998): Ordovician and Silurian stratigraphy and faunas (graptolites and conodonts) in the Ossa Morena Zone of the SW Iberian Peninsula (Portugal and Spain). *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 23: 289-318.

Servais, T. y Mette, W. (2000): The *messaoudensis-trifidum* acritarch assemblage (Ordovician: late Tremadoc-early Arenig) of the Barriga Shale Formation, Sierra Morena (SW Spain). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 113: 145-163.

New ichnological data from the lower Paleozoic of the Central Pyrenees: presence of *Arthrophycus brongniartii* (Harlan, 1832) in the Upper Ordovician Cava Formation

Nuevos datos icnológicos del Paleozoico inferior del Pirineo central: presencia de Arthrophycus brongniartii *(Harlan, 1832) en el Ordovícico Superior de la Formación Cava*

Z. Belaústegui[1], C. Puddu[2] and J.M. Casas[3]

1 IRBio (Biodiversity Research Institute) & Dpt. de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Universitat de Barcelona (UB), Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain. zbelaustegui@ub.edu
2 Dpt. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain. 732168@unizar.es
3 Dpt. de de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà & Institut de Recerca Geomodels, Universitat de Barcelona (UB), Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. casas@ub.edu

Abstract: *The ichnogenus* Arthrophycus*, characteristic of Ordovician-Silurian sedimentary rocks, is described by the first time in the Pyrenees. This ichnogenus is located in fine-grained sandstones of the upper part of the Cava Formation, on the Upper Ordovician rocks of the southern slope of the la Rabassa Dome, close to the Andorra-Spain border. Studied samples exhibit characteristics* of the *ichnogenus* Arthrophycus *Hall, 1852, and in particular to the ichnospecies* A. brongniartii *(=*A. linearis*) (Harlan, 1832). Bioturbation structures are well preserved, and diagnostic features of the ichnosubspecies A. brongniartii protrusiva (Seilacher, 2000) can be observed. These data confirm the Ordovician age of the study section, otherwise well-established on the basis of its abundant fossil content.*

Key words: Arthrophycus*, Bioturbation, Ichnology, Ordovician, Pyrenees.*

Resumen: Se describe por primera vez el icnogénero *Arthrophycus* en rocas prevariscas del Pirineo. Este icnogénero, característico del Ordovícico-Silúrico, se ha localizado en areniscas de grano fino de la parte alta de la Formación Cava, en el Ordovícico superior del flanco sur del domo de la Rabassa, cerca de la frontera entre España y Andorra. El buen estado de conservación de las muestras permite precisar que se trata de la icnoespecie *A. brongniartii* (=*A. linearis*) (Harlan, 1832) y más concretamente de la icnosubespecie *A. brongniartii protrusiva* (Seilacher, 2000). Estos datos confirman la edad ordovícica de la serie, por otra parte bien establecida en base al abundante registro fósil que contiene.

Palabras clave: *Arthrophycus*, Bioturbación, Icnología, Ordovícico, Pirineo.

INTRODUCTION

In the Pyrenees a complete pre-Variscan succession, ranging in age from late Neoproterozoic to middle Carboniferous, can be recognized (Fig. 1). Late Neoproterozoic to Early Ordovician rocks constitutes a thick (3,000 m) succession of metasedimentary rocks with gneissic bodies and layers of marbles, quartzites and calc-silicates interbedded in its lower part. A well-dated Upper Ordovician succession (based on brachiopods, bryozoans, cystoids, corals, and trilobites; see Cavet, 1957 and Hartevelt, 1970) lies unconformably over the former sequence (Casas and Fernández, 2007).

Although it is difficult to evaluate the magnitude of this unconformity, it can be assumed that there was considerable erosion before the Upper Ordovician deposition because Upper Ordovician rocks overlie different sections of the pre-Upper Ordovician succession in the Central and Eastern Pyrenees. Although the age of the Upper Ordovician succession is well known, little attention has been paid to ichnofossils. In this work we present new data about the presence of trace fossils on the Upper Ordovician rocks of the Central Pyrenees.

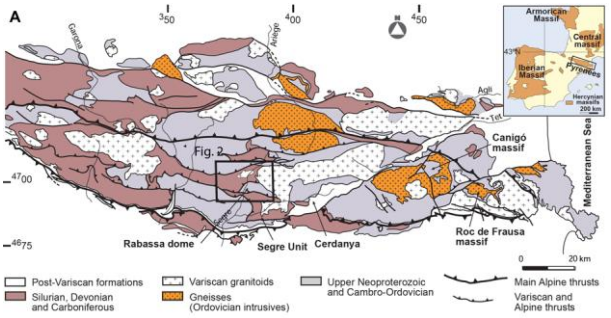


FIGURE 1. *Simplified geological map of the Central and Eastern Pyrenees with the location of the study area (After Casas y Fernández, 2007).*

GEOLOGICAL SETTING AND SAMPLES

Samples were collected near the Andorra-Spain border, on the southern slope of the La Rabassa Dome

(Fig. 2). In this area, the Upper Ordovician rocks constitute a low grade metamorphosed fining-upwards sequence with marked variations in thickness (100–1000 m).

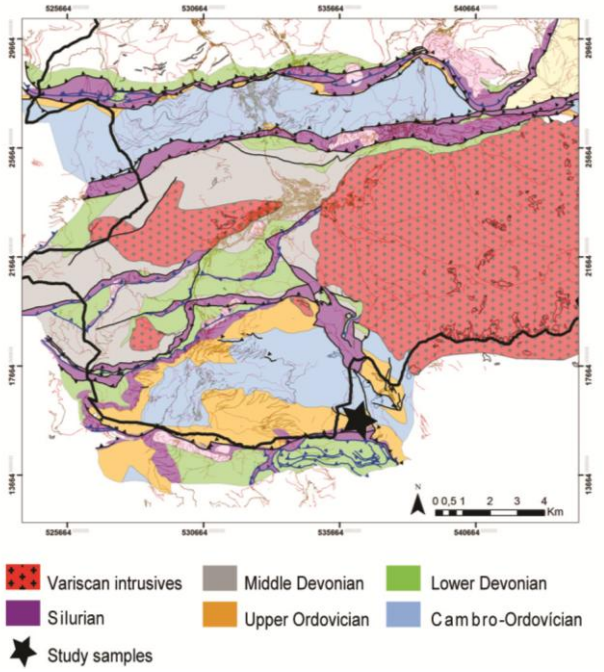


FIGURE 2. *Geological map of southern Andorra with the location of the studied samples (After Margalef, 2015).*

Hartevelt (1970) defined five main siliciclastic formations (Fig. 3) in this area. From base to top: A) The Rabassa Conglomerate Formation is made up of red–purple, unfossiliferous conglomerates and sandstones that form discontinuous lenses ranging in thickness from a few metres to 200 m. Subrounded to well-rounded clasts of slate, quartzite and quartz-veins reach up to 50 cm in diameter. The Rabassa conglomerates, attributed by Hartevelt (1970) to a Sandbian age, are conformably overlain by the Cava Formation. B) The Cava Formation, ranging in thickness from 100 to 800 m, consists of feldspathic sandstones (predominant in the lower part of this formation), overlain by shales, siltstones and fine-grained sandstones, typically green or purple in color in their upper parts. Brachiopods and bryozoans are locally abundant and allow attributing a Caradoc-Ashgill transition age (Katian) to this formation. C) The Estana Formation lies above the Cava Formation and consists of limestones and marly limestones, up to 10 meters in thickness, which constitutes a good stratigraphic key level, the "schistes troués" or "Grauwacke à Orthis" and the "Caradoc limestones" of French and Dutch geologists. Conodonts and brachiopoda are abundants, yielding a Middle Ashgillian (Katian) age. D) The Ansovell Formation consists of monotonous, black and grey slates, with very few sandstone lenses, that reach a thickness of 40–50 meters in the Rabassa Dome. This formation is overlain by the Bar Quartzite Formation. E) The Bar Quartzite Formation consists of dark-grey, medium-rounded grained quartzites with ripples in its upper part. Although Hartevelt (1970) proposed an Ashgillian age for the Ansovell and Bar formations, some authors suggest that the Ordovician-Silurian boundary can be located within the Bar quartzite. Samples were collected in the upper part of the Cava Formation, in purple fine-grained sandstones (Fig. 3).

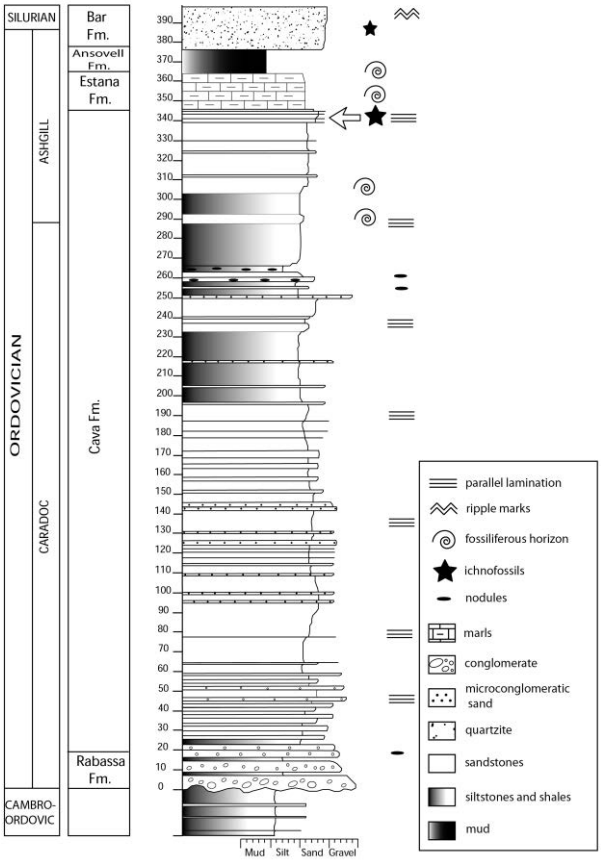


FIGURE 3. *Synthetic stratigraphic column of the pre-Silurian rocks of the Rabassa dome with the location of the studied samples.*

DESCRIPTIVE ICHNOLOGY

Ordovician trace fossils aims of this study have been identified as arthrophycid burrows (Fig. 4). Ichnofamily Arthrophycidae (or „Arthrophycids") was erected by Seilacher (2000) to designate "Paleozoic worm burrows characterized: a) by regular transverse ridges, which are often discontinuous, giving the casts a squarish cross section; and b) by teichichnoid backfill structures (*spreiten*) resulting from transverse or oblique dislocation of a J-shaped tunnel through the sediment. Depending on the behavioral programs, the backfill structures may have linear, palmate, fan-shaped, spiral, or multi-winged geometries. Also, their internal structures may be either protrusive or retrusive.", and included the ichnogenera *Arthrophycus*, *Daedalus* and *Phycodes* within this new ichnofamily; with *Arthropycus* as typical ichnogenus.

Thereafter, Rindsberg and Martin (2003) emended the diagnosis of this ichnofamily as "burrows with vertical to horizontal *spreite* resulting from regular, oblique backfill

generally having a flattish floor and transverse sculpture; striae common; burrows of limited to indefinite length, simple or branched, straight or curved, in some cases composed of segments arranged angularly."

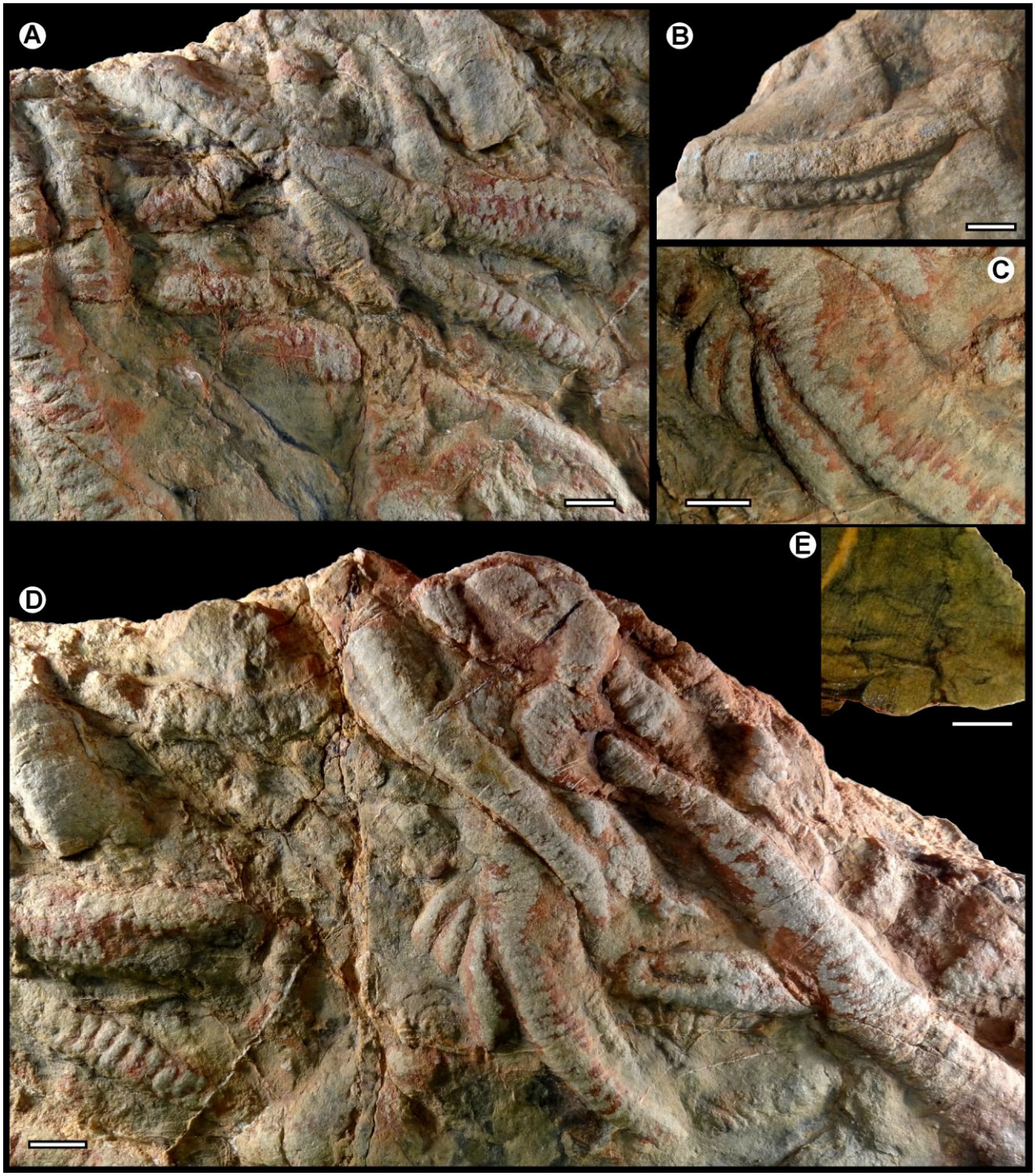


FIGURE 4. Arthrophycus brongniartii. *A & D) Several specimens showing the typical annulated ornamentation and different crosscutting relationships. B) Specimen exhibiting annulated arrangement and a longitudinal median groove. C) Detail of a fan-like arrangement of burrows (possible transition to* A. alleghaniensis*). E) Cross-section showing a vertical protrusive* spreite *with the main tunnel in the lower part. (Scale bars=1 cm; all pictures correspond to parallel sections to the bedding (hyporeliefs), except Fig. 3E).*

In particular, the bioturbation structures from the study area are linear-to-slightly-curved, unbranched and horizontal-to-subhorizontal burrows, parallel to the bedding and preserved as hyporeliefs (Fig. 4A, D). They exhibit an annulated arrangement (Fig. 4A-D), a squarish cross-section (up to 14 mm in diameter; Fig. 4E) and a longitudinal median groove (Fig. 4B). Once, a fan-like pattern is also observable (Fig. 4C). Although the studied traces occur in an intensely burrowed horizon (40 mm thick), a protrusive *spreite* can be occasionally preserved

(Fig. 4E). The traces were studied in natural exposures, which are mostly parallel to bedding. In order to carry out a detailed analysis of burrow geometry and morphology, several cross cuts were obtained from one of the samples.

All these architectural features are characteristic of the ichnogenus *Arthrophycus* Hall, 1852, and in particular to the ichnospecies *A. brongniartii* (=*A. linearis*) (Harlan, 1832). In addition, the presence of the protrusive *spreite* allows being more accurate with its ichnotaxonomic assignation, since this is a diagnostic feature of the ichnosubspecies *A. brongniartii protrusiva* (Seilacher, 2000).

With respect to the *Arthrophycus* tracemaker, worms and arthropods have been proposed as possible candidates (e.g. Seilacher, 2000, 2007; Rindsberg and Martin, 2003; Mángano et al., 2005). The hypothesis of a „worm" producer (vermiform organism) is mainly based on a) the length and continuity of the structure, b) the presence of delicate bioglyphs interpreted as produced by wrinkles of a flexible cuticle, and c) the regular annulation as a result of peristaltic or hydrostatic movements of a vermiform producer (e.g. Seilacher, 2000; Mángano et al., 2005 and references therein). By contrast, an arthropod authorship is defended by a) the presence of „chevrons" or zipper-like annulations attributed to appendage marks (see Mángano et al., 2005 and references therein), b) Silurian specimens with uncommon features for classic *Arthrophycus* (Rindsberg and Martin, 2003), and c) the occurrence of a unique long-bodied arthropod (*Pleuralata spinosa*) in stratigraphic proximity with *A. alleghaniensis* (see McCoy et al., 2012). In any case, the assignation of *Arthrophycus* as a feeding trace (fodinichnion) seems to be clear.

In addition, the importance of ichnofamily Arthropycidae also lies in its ichnostratigraphic significance, since in absence of index fossils or „*Cruziana* stratigraphy", it can be useful as alternative to date lower Paleozoic sedimentary rocks. In particular, the ichnogenus *Arthrophycus* is characteristic of Ordovician-Silurian rocks. Five ichnospecies have been described: *A. minimus* (Upper Cambrian (Furongian)/Lower Ordovician); *A. brongniartii* (Lower Ordovicain/Lower Silurian); *A. alleghaniensis* (Lower Silurian), *A. lateralis* (Lower Silurian); and *A. parallelus* (Carboniferous) (see Buatois and Mángano, 2011). In our particular case, the presence of *A. brongniartii* in the Cava Formation confirms its Upper Ordovician age, previously obtained from the fossil content (brachiopods and bryozoans).

ACKNOWLEDGEMENTS

ZB is supported by a BDR post-doctoral fellowship of the Universitat de Barcelona (UB). JMC acknowledges the support of the projects CGL2010-21298 and Consolider-Ingenio 2010 under CSD2006-00041 (Topoiberia). The authors want to devote this work to J.M. de Gibert who began the study of the prsented trace fossils.

REFERENCES

Buatois, L.A. and Mángano, M.G. (2011): *Ichnology. Organism-Substrate Interactions in Space and Time.* Cambridge University Press, New York, 358 p.

Casas, J.M. y Fernández, O. (2007): On the Upper Ordovician unconformity in the Pyrenees: New evidence from the La Cerdanya area. *Geologica Acta,* 5.2: 193-198.

Cavet, P. (1957): Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l"Andorre. *Bulletin Service Carte Géologique France,* 55**:** 303-518.

Hartevelt, J.J.A. (1970): Geology of the upper Segre and Valira valleys, central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen,* 45: 167-236.

Mángano, M.G., Carmona, N.B., Buatois, L.A. and Muñiz, F. (2005): A new ichnospecies of *Arthrophycus* from the Upper Cambrian-Lower Tremadocian of Northwest Argentina: Implications for the arthrophycid lineage and potential in ichnostratigraphy. *Ichnos: An International Journal for Plant and Animal Traces,* 12: 179-190.

Margalef (2015): *Estudi estructural i estratigràfic del sud d'Andorra*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 172 p.

McCoy, V.E., Strother, P.K. and Briggs, D.E.G. (2012): A possible tracemaker for *Arthrophycus alleghaniensis*. *Journal of Paleontology*, 86: 996-1001.

Rindsberg, A.K. and Martin, A.J. (2003): *Arthrophycus* in the Silurian of Alabama (USA) and the problem of compound trace fossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 192: 187-219

Seilacher, A. (2000): Ordovician and Silurian Arthrophycid lchnostratigraphy. In: *Geological exploration in Murzuk Basin* (M.A. Sola and D. Worsley, eds.). Elsevier, Amsterdam, 237-258.

Seilacher, A. (2007): *Trace Fossil Analysis.* Springer, Berlin, 226 p.

Troncos fósiles mineralizados con cubiertas trombolíticas en el Jurásico Superior de Asturias (Norte de España)

Mineralized fossil trunks with thrombolitic coverts from the Upper Jurassic of Asturias (North of Spain)

R.P. Lozano[1], G. Delvene[1], L. Piñuela[2] y J.C. García Ramos[2]

1 Museo Geominero (Instituto Geológico y Minero de España). C/ Ríos Rosas 23. 28003 Madrid. r.lozano@igme.es; g.delvene@igme.es
2 Museo del Jurásico de Asturias (MUJA). 33328 Colunga (Asturias). lpinuela.muja@gmail.com

Resumen: Los troncos fosilizados de los acantilados de Arroyo Solero (Villaviciosa, Asturias) están recubiertos por gruesos trombolitos que crecieron gracias a la actividad vital de microorganismos (probablemente cianobacterias) en el Jurásico (Kimmeridgiense). Algunos ejemplares contienen restos de madera con tejidos vegetales conservados en calcita. Probablemente, árboles y trombolitos se desarrollaron en un ambiente deltaico, en humedales (wetlands) asociados a la llanura deltaica superior. La similitud en los elementos traza medidos en la calcita del trombolito y en la madera reemplazada, indica que el reemplazamiento de esta última fue temprano y coincidió con la formación del trombolito, a partir de la misma agua. El conjunto está mineralizado: el trombolito fue parcialmente dolomitizado y contiene grandes cristales de baritina que cortan las estructuras de la microbialita. Además, parte de la madera preservada en calcita está reemplazada por una nueva fase de calcita con abundantes cristales de esfalerita, lo que sugiere que estas rocas se vieron afectadas por fluidos mineralizantes similares a los que generaron el yacimiento de Pb-Zn de Reocín (Tipo Mississippi Valley).

Palabras clave: microbialitas, Fm. Lastres, Kimmeridgiense, paleoambiente, Pb-Zn.

Abstract: *The fossil trunks from the Arroyo Solero cliffs (Villaviciosa, Asturias, North of Spain) are covered with thick thrombolites which grew because the microorganism activity (probably cyanobacteria) during the Jurassic (Kimmeridigian). Some specimens contain wood remains with plant tissues, preserved on calcite. Presumably, the trees and the thrombolites grew in a deltaic environment, in wetlands associated to the upper deltaic plain. Similar trace elements in both thrombolite calcite and replaced wood indicate an early replacement of wood, at the same time that the formation of the thrombolite, from the same type of water. The thrombolite was dolomitized and contains large crystals of baritine which cross the structures of microbialite. Moreover, part of the preserved wood in calcite is replaced by a new phase of calcite with abundant crystals of sphalerite, suggesting that these rocks were affected by mineralizing fluids similar to those that generated the Pb-Zn deposits of Reocín (Mississippi Valley type).*

Key words: *microbialites, Lastres Fm, Kimmeridgian, palaeoenvironment, Pb-Zn.*

INTRODUCCIÓN

La conservación geológica de la madera es relativamente común en el registro fósil, aunque los procesos de carbonización suelen destruir los tejidos vegetales. No obstante, estos últimos pueden conservarse gracias al reemplazamiento por ópalo, que se transforma progresivamente en cuarzo durante la diagénesis (Saminpanya y Sutherland, 2013). En mucha menor medida, las células vegetales de la madera también pueden fosilizar en calcita, óxidos de hierro o fosfatos (Siurek et al., 2004) y excepcionalmente en yeso (Cambra-Moo et al., 2003). Hay muy poca bibliografía que ilustre el crecimiento de microbialitas sobre troncos de árboles fosilizados. Uno de los pocos ejemplos es el de la Isla de Portland, donde los fragmentos de troncos jurásicos se encuentran rodeados por grandes trombolitos (Perry et al., 1994; Clites, 2006; Bosence, 2012). Otra referencia reciente de envueltas trombolíticas ha sido descrita por Clemmensen et al. (2015) en la Formación Fleming Fjord del Triásico Superior del este de Groenlandia. Muchos troncos fosilizados del Jurásico de Asturias están recubiertos también por grandes trombolitos. Algunos de ellos, concretamente los muestreados en los acantilados de Arroyo Solero (Villaviciosa), conservan perfectamente los tejidos vegetales en calcita. Además, los conjuntos trombolito – tronco fosilizados, han sufrido una dolomitización parcial acompañada de la formación de baritina y esfalerita.

En este trabajo se muestran los resultados preliminares obtenidos en un tronco mineralizado con cubierta trombolítica. El análisis petrográfico y geoquímico de estas peculiares rocas ofrece interesantes datos, que pueden utilizarse tanto para reconstruir el ambiente en el Jurásico como para conocer las condiciones en las que se produjo la mineralización (Pb-Zn).

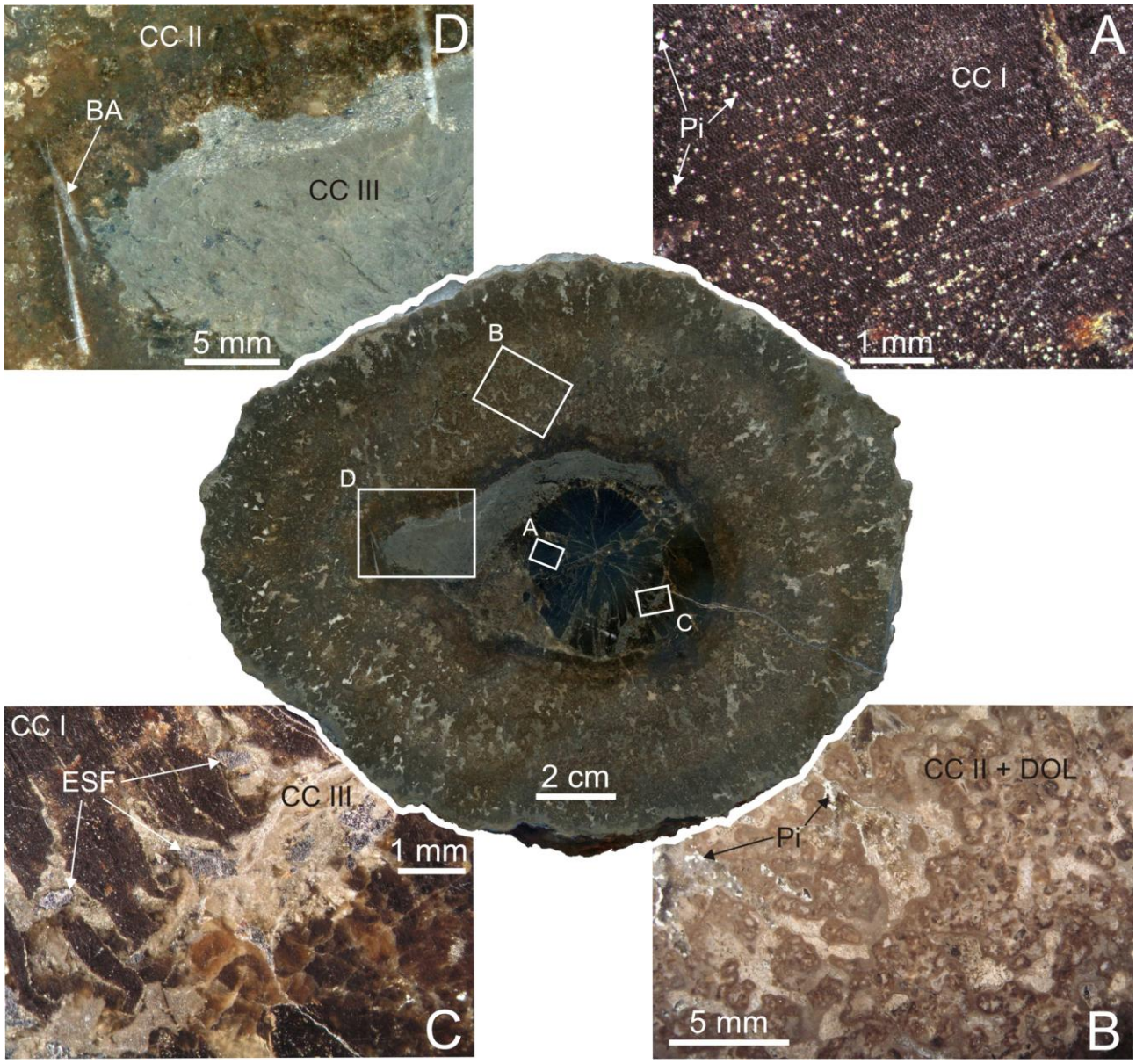


FIGURA 1. Sección perpendicular a la dirección más larga de un tronco con recubrimiento trombolítico. A: Detalle de la madera reemplazada por calcita (CC I). Nótese la presencia de células rellenas de pirita (Pi). B: Sector del trombolito formado por calcita (CC II) parcialmente reemplazada por dolomita (DOL), con rellenos de pirita (Pi) en la porosidad primaria. C: Sector de la madera reemplazada por calcita (CC I), parcialmente reemplazado por calcita (CC III) + cristales idiomorfos de esfalerita (ESF). D: Aspecto de la calcita (CC III) + esfalerita, con algunos cristales idiomorfos de baritina (BA). Nótese como la baritina corta tanto la CC II como la CC III. La imagen central y la imagen D se han obtenido mediante escaneado de la superficie pulida. El resto de imágenes se han obtenido con lupa binocular.

MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

El afloramiento de los acantilados con rocas jurásicas denominado "Arroyo Solero" está situado a poco más de 1 km al noroeste del puerto pesquero de Tazones (Villaviciosa) e inmediatamente al este de la Punta del Olivo, dentro de la denominada "Costa de los Dinosaurios" que se extiende desde Gijón hasta Ribadesella. La sucesión representada en el entorno del afloramiento mencionado pertenece a la Formación Lastres (Kimmeridgiense) y consta de alternancias de areniscas y margas.

MATERIAL Y MÉTODOS

Los troncos recubiertos de trombolitos de Asturias suelen ser moderadamente voluminosos (hasta 40 cm de diámetro), aunque muchos ejemplares tienen un tamaño más pequeño. El núcleo de los trombolitos (tronco), tiene diversos grados de preservación, desde su ausencia total por colapso de la microbialita hasta la conservación de los tejidos vegetales, pasando por diferentes estados de carbonización. En los casos en que la madera ha desaparecido, las cubiertas trombolíticas preservan la morfología de los antiguos

fósiles y sólo gracias a ellas podemos reconocer su existencia. Un caso similar de este significativo modo de conservación lo hemos visto en ejemplos de bivalvos de agua dulce de la Fm. Vega en Huerres y Abeu (Asturias), recientemente publicado por los mismos autores de este trabajo (Lozano et al., 2016).

Para este trabajo hemos escogido uno de los conjuntos más pequeños, con una sección perpendicular a la dirección más larga del árbol, de 18 x 15 cm, que contiene en su interior la madera excepcionalmente conservada (Fig. 1). Tras el pulido de la sección, el escaneado permite una visión general del conjunto completada con observaciones detalladas con lupa binocular.

Hemos obtenido la composición química de elementos traza en calcita, dolomita y esfalerita, utilizando una Microsonda Electrónica JEOL JXA-8900M, ubicada en el Centro Nacional de Microscopía Electrónica de Madrid, con unas condiciones de trabajo de 20 keV para la esfalerita y de 15 keV para la calcita, con un diámetro de haz de 5 μm.

	CC I	CC II	CC III	DOL	ESF
CaO	53,43	54,98	53,77	34,89	
MgO	0,94	0,98	0,98	10,63	
MnO	0,18	0,18	0,18	0,47	
FeO	1,70	1,83	1,95	8,40	0,99*
SrO	0,15	0,14	0,15	0,16	
BaO	0,08	0,09	0,05		
Pb					0,14
S	0,14	0,06	0,05	0,10	32,20
Zn	0,10	0,13	0,03	0,03	65,35
TOTAL	56,60	58,33	57,17	54,67	98,68
n	19	12	2	5	9

TABLA I. *Composición química de calcitas (CC), dolomita (DOL) y esfalerita (ESF) del conjunto jurásico tronco-trombolito. Valores en % en peso. *hierro expresado como Fe^{2+}. n= número de análisis. Explicación de los tipos de calcita en el texto.*

RESULTADOS

El núcleo del conjunto está formado por un tronco de unos 5 cm de diámetro (Fig. 1), reemplazado por calcita de color marrón oscuro (CC I), con estructuras vegetales visibles. Algunas de las células del tronco han sido reemplazadas por pirita (Fig. 1A). Además, rodeando al tronco se encuentra un recubrimiento trombolítico de calcita de unos 5 cm de grosor (CC II), que tiene la porosidad parcialmente rellena de material detrítico y pirita (Fig. 1B).

En un lateral de la interfase entre la madera y el trombolito, se encuentra una masa de calcita de color gris oscuro (CC III) que contiene abundantes cristales idiomorfos de esfalerita (de 50 □ m a 1 mm; Fig. 1C). Cristales tabulares de baritina crecieron tanto en esta calcita como en la primera envuelta trombolítica (Fig. 1 D). Esta masa de calcita + esfalerita reemplaza a la calcita del tronco, pero conserva aquellas células que fueron reemplazadas previamente por pirita. De este modo se observan inclusiones de pirita con sección circular tanto en la calcita como en la propia esfalerita.

El trombolito, originalmente formado por calcita (CC II), ha sido parcialmente reemplazado por dolomita, en forma de parches de contorno irregular, observados con electrones retrodispersados.

La composición química de calcitas, dolomita y esfalerita se muestra en la Tabla I. Los elementos traza de los tres tipos de calcita son prácticamente iguales, salvo pequeñas diferencias en los contenidos en S y Zn.

DISCUSIÓN

La similitud en los elementos traza de CC I y CC II sugiere que el reemplazamiento de la madera y la formación del trombolito sucedieron a partir de la misma agua, probablemente en el mismo intervalo temporal.

En espera de la obtención de datos isotópicos, la información sedimentológica del estrato donde se encuentran los troncos recubiertos de trombolitos indica que estos materiales pertenecen a antiguos deltas de dominio fluvial que desembocaban en un lagoon de plataforma. Probablemente, el conjunto tronco-trombolito que se analiza en este trabajo se desarrolló en humedales (wetlands) asociados a la llanura deltaica superior. La futura clasificación taxonómica de la madera también puede aportar claves paleoambientales que afiancen la reconstrucción.

La mineralización de Zn (esfalerita) mencionada aquí por primera vez en el Jurásico de Asturias, podría haberse formado del mismo modo que en los yacimientos de tipo Mississippi Valley bien conocidos como el de Reocín, Cantabria (Velasco et al., 2003), siempre relacionados con materia orgánica (Spirakis y Heyl, 1994).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los proyectos MINECO-Excelencia CGL2013-42643-P y IGCP 632 *"Continental Crises of the Jurassic: Major Extinction Events and Environmental Changes within Lacustrine Ecosystems"*. Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME).

REFERENCIAS

Bosence, D. (2012): Mesozoic, Syn-Rift, Non-Marine, Microbialites from the Wessex Basin, UK. En: AAPG Hedberg Conference Microbial Carbonate

Reservoir Characterization, AAPG Search and Discovery Article, 90153.

Cambra-Moo, O., Barroso-Barcenilla, F., Coruña, F. y Postigo-Mijarra, J.M (2003): Exceptionally well-preserved vegetal remains from the Upper Cretaceous of „Lo Hueco", Cuenca, Spain. *Lethaia*, 46: 127-140.

Clemmensen, L.B., Milàn, J., Adolfssen, J.S., Estrup, E.J., Frobøse, N., Klein, N., Mateus, O. y Wings, O. (2015): The vertebrate-bearing Late Triassic Fleming Fjord Formation of central East Greenland revisited: stratigraphy, palaeoclimate and new palaeontological data. En: Mesozoic Biotas of Scandinavia and its Arctic Territories. (B.P. Kear et al eds.). Geological Society, London, Special Publications, 434.

Clites, E.C. (2006): Paleoenvironmental analysis of thrombolites in the basal Purbeck Formation (Upper Jurassic of southern England). Senior Independent Study, the College of Wooster, Ohio: 64p.

Lozano, R.F., Delvene, G., Piñuela, L. y García Ramos, J.C. (2016): Late Jurassic biogeochemical microenvironments associated with microbialite-coated unionids (Bivalvia), Asturias (N Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeo-ecology*, 443:80-97.

Perry, C.T. (1994): Freshwater tufa stromatolites in the basal Purbeck Formation (Upper Jurassic), Isle of Portland, Dorset. *Geological Journal*, 29: 119-139.

Saminpanya, S. y Sutherland F.L. (2013): Silica phase-transformations during diagenesis within petrified woods found in fluvial deposits from Thailand–Myanmar. *Sedimentary Geology*, 290: 15-26.

Siurek, J., Chevallier, P., Ro, C., Chun, H.Y., Youn, H.S., Zieba, Kuczumowa, A. (2004): Studies on the wood tissue substitution by silica and calcite during the preservation of fossil wood. *Journal of Alloids and Compounds*, 362: 107-115.

Spirakis, C.S. y Hey, A.V. (1994): Precipitation of Mississippi Valley-Type Ores: The importance of organic matter and thiosulphate. En: *Sediment-Hosted Zn-Pb Ores.* (L. Fontboté y M. Boni, eds.). Special Publication Nº 10 of the Society of Geologist Applied to Mineral Deposits.

Velasco F, Herrero J.M., Yusta I., Alonso, J.A., Seebold, I. y Leach, D.L. (2003): Geology and geochemistry of the Reocin zinc–lead deposit, Basque–Cantabrian Basin, northern Spain. *Economic Geology,* 98: 1371-1396.

Bioestratigrafía de apogeo con foraminíferos planctónicos: cronología de bioeventos tras el impacto de Chicxulub del límite Cretácico/Paleógeno

Acme-biostratigraphy with planktonic foraminifera: bioevent chronology after the Chicxulub impact at the Cretaceous/Paleogene boundary

J.A. Arz, I. Arenillas y V. Gilabert

Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009, Zaragoza. josearz@unizar.es, ias@unizar.es, vicengeo@gmail.com

Resumen: Estudios cuantitativos han permitido identificar en secciones del Tetis, Atlántico norte, Golfo de México y Caribe tres episodios de apogeo de foraminíferos planctónicos, tras el evento de extinción en masa del límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg). Los acmé-estadios (PFAS) representan eventos y episodios evolutivos y paleoambientales de gran interés para la correlación cronoestratigráfica global del límite K/Pg. El PFAS-1 está caracterizado por el apogeo del género triseriado *Guembelitria* y abarca los primeros 15.000 años tras el límite K/Pg. El PFAS-2 está caracterizado por el apogeo de los géneros trocoespiralados *Parvularugoglobigerina* y *Palaeoglobigerina* y abarca el intervalo entre 15.000 y 45.000 años tras del límite K/Pg. El PFAS-3 está caracterizado por el apogeo de los géneros biseriados *Woodringina* y *Chiloguembelina* y se inicia 45.000 años después del límite K/Pg. La acmé-estratigrafía resulta especialmente útil en la identificación de las Unidades Clásticas Complejas del Golfo de México y el Caribe ligadas al impacto de Chicxulub, ya que permite reconocer horizontes-guía libres de problemas taxonómicos.

Palabras clave: acmé-estadio, extinción en masa, correlación cronoestratigráfica, Daniense temprano.

Abstract: Quantitative studies have allowed identify in Tethyan, North Atlantic, Gulf of Mexico and Caribbean sections three planktonic foraminiferal acme-episodes after the mass extinction event of the Cretaceous/Paleogene (K/Pg) boundary. The acme-stages (PFAS) represent evolutionary and paleoenvironmental events and episodes of great interest to the global chronostratigraphic correlation of the K/Pg boundary. The PFAS-1 is characterized by the peak of the triserial genus Guembelitria *and spans the first 15,000 years after the K/Pg boundary. The PFAS-2 is characterized by the acme of the trochospiral genera* Parvularugoglobigerina *and* Palaeoglobigerina *and spans the interval between 15,000 and 45,000 years after the K/Pg boundary. The PFAS-3 is characterized by the increase of the biserial genera* Woodringina *and* Chiloguembelina *and started 45,000 years after the K/Pg boundary. The acme-biostratigraphy is particularly useful in identifying the Clastic Complex Units linked to the Chicxulub impact in the Gulf of Mexico and Caribbean, as it allows recognize key-horizons free of taxonomic problems.*

Key words: *acme-stage, mass extinction, chronostratigraphic correlation, early Danian.*

INTRODUCCIÓN

El límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg) fue definido en la sección tunecina de El Kef en una lámina roja arcillosa milimétrica rica en material de impacto, situada en la base de la conocida informalmente como "arcilla del límite K/T". Según la definición original (publicada en Molina et al., 2006), el material de impacto cubre el límite K/Pg y, por lo tanto, toda unidad estratigráfica que contenga material derivado del impacto meteorítico de Chicxulub debe ser considerada Daniense en edad (Arz et al., 2004).

Desde el punto de vista bioestratigráfico, el principal marcador del límite K/Pg en El Kef y en otras secciones del Tetis es el horizonte de extinción en masa de los foraminíferos planctónicos, que se corresponde con el último registro de las especies-índice *Plummerita hantkeninoides* y *Abathomphalus mayaroensis* (Molina et al., 2006). Sin embargo, en el Golfo de México y Caribe se encuentran dificultades para reconocer estos bioeventos debido a la complejidad sedimentaria de los depósitos (las llamadas Unidades Clásticas Complejas o UCCs), que frecuentemente aparecen emplazados entre dos formaciones litológicas ricas en foraminíferos planctónicos. Por ejemplo, en el SE de México y Cuba, las unidades clásticas relacionadas con el impacto de Chicxulub se inician normalmente con brechas carbonatadas o polimícticas y finalizan con areniscas finas o limolitas ricas en cuarzos de choque y microtectitas alteradas a minerales arcillosos, presentando en ocasiones un nivel final enriquecido en Ir a techo de la UCC (Arenillas et al., 2006).

En secciones más alejadas del cráter o de mayor paleobatimetría (ej., NE y E de México o Haití), las

UCCs están compuestas por un cuerpo detrítico basal con abundantes microtectitas alteradas, al que se superpone un complejo arenoso donde las estructuras de corriente son frecuentes. En ocasiones, también aparece a techo un nivel final enriquecido en Ir (Smit, 1999). El emplazamiento de las UCCs bajo altas condiciones energéticas provoca en el Golfo de México y el Caribe la presencia generalizada de hiatos erosivos que afectan al Maastrichtiense y que impiden utilizar el horizonte de extinción de los foraminíferos planctónicos como marcador del límite K/Pg.

La mayor parte de los autores asignan una edad K/Pg para estas UCCs (Schulte et al., 2010), aunque otros proponen un depósito a lo largo de los últimos 100.000 años del Cretácico (Keller et al., 2003). En este trabajo se explora la importancia del reconocimiento de los diversos estadios de apogeo con foraminíferos planctónicos definidos en el Daniense inferior de El Kef por Arenillas et al. (2000), a la hora de asignar edades de depósito precisas a las UCCs de regiones cercanas al cráter de Chicxulub. El objetivo último es, por lo tanto, valorar el interés cronoestratigráfico de la evolución cuantitativa de las asociaciones de foraminíferos planctónicos, influenciada por cambios evolutivos y paleoambientales durante las primeras decenas de miles de años del Daniense.

MATERIAL Y METODOLOGÍA

Se han revisado los foraminíferos planctónicos de tres secciones del Golfo de México y El Caribe: Loma Capiro y Moncada (Cuba), y Bochil (México). Se llevaron a cabo muestreos de alta resolución a escala centimétrica en las formaciones margosas que infrayacen y sobreyacen las UCCs, se trataron las muestras con la técnica del levigado y se realizó un análisis cuantitativo basado en una fracción estadísticamente representativa de alrededor de 300 ejemplares por muestra en la fracción superior a 63 micras.

La escala bioestratigráfica utilizada en este trabajo es la de Arenillas et al. (2004), quienes identificaron dos biozonas en el Daniense más inferior (Zonas de *Guembelitria cretacea* y de *Parvularugoglobigerina eugubina*), las cuales fueron subdivididas a su vez en dos subbiozonas (Fig. 1). Las especies-índice utilizadas en dicha propuesta se muestran en la Figura 2. La Subzona de *Hedbergella holmdelensis* es equivalente a la Zona P0 de Berggren y Pearson (2005), mientras que las Subzonas de *Parvularugoglobigerina longiapertura*, *Parvularugoglobigerina sabina* y *Eoglobigerina simplicissima* abarcan el intervalo bioestratigráfico correspondiente a la Zona Pα de Berggren y Pearson (2005).

BIOESTRATIGRAFÍA DE APOGEO

Las biozonaciones de Arenillas et al. (2004) y de Berggren y Pearson (2005) se basan en taxonomías de foraminíferos planctónicos que no son estrictamente equivalentes. Para evitar problemas taxonómicos, la correlación estratigráfica que presentamos en la Figura 1 se ha basado en estudios cuantitativos, ya que nos han permitido obtener criterios más objetivos de correlación para el Daniense inferior. De este modo, hemos establecido y calibrado temporalmente tres estadios de apogeo de foraminíferos planctónicos (PFAS en siglas inglesas, *Planktonic Foraminiferal Acme-Stages*) que pueden ser reconocidos en el Tetis, el Atlántico norte y en el Golfo de México y Caribe (Arenillas et al., 2000, 2006).

El primer estadio-acmé o PFAS-1 está causado por el apogeo de formas triseriadas oportunistas del género *Guembelitria*, principalmente *G. cretacea* e inicialmente también *G. blowi*. El episodio PFAS-1 abarca aproximadamente los primeros 15.000 años después del límite K/Pg, según la escala biocronológica de Arenillas et al. (2004). A pesar de que se han propuesto aproximadamente una decena de especies de foraminíferos planctónicos que pudieron sobrevivir al evento de extinción masiva del límite K/Pg, nuevas evidencias obtenidas tras el estudio micropaleontológico de la sección de Moncada (Cuba) sugieren que *Guembelitria* fue el único taxón cretácico de foraminífero planctónico que lo consiguió (Arenillas et al., 2016). *Guembelitria* proliferó en el Daniense basal durante el periodo de tiempo equivalente a las Subzonas de *H. holmdelensis* y *Pv. longiapertura*, con especial abundancia relativa en la "arcilla del límite K/T".

El segundo estadio-acmé o PFAS-2 está dominado por los parvularugoglobigerínidos (*Palaeoglobigerina* y *Parvularugoglobigerina*), que incluyen nuevas especies trocoespiraladas de pared lisa como *Pv. longiapertura, Pv. eugubina,* y *Palaeoglobigerina fodina*. El episodio PFAS-2 abarca aproximadamente el intervalo entre 15.000 a 45.000 años después del límite K/Pg, según la escala biocronológica de Arenillas et al. (2004), y abarca principalmente la Subzona de *Pv. sabina* y la parte inferior de la Subzona de *E. simplicissima*.

El tercer estadio-acmé o PFAS-3 está dominado por *Woodringina* y *Chiloguembelina*, que incluyen especies biseriadas (al menos en su estadio adulto) como *W. claytonensis, W. hornerstownensis,* y *Chiloguembelina taurica*. Son también abundantes los guembelítridos triseriados del género *Chiloguembelitria*. El episodio PFAS-3 se inicia 45.000 años después del límite K/Pg, según la escala biocronológica de Arenillas et al. (2004) y se extiende desde la parte superior de la Subzona de *E. simplicissima*.

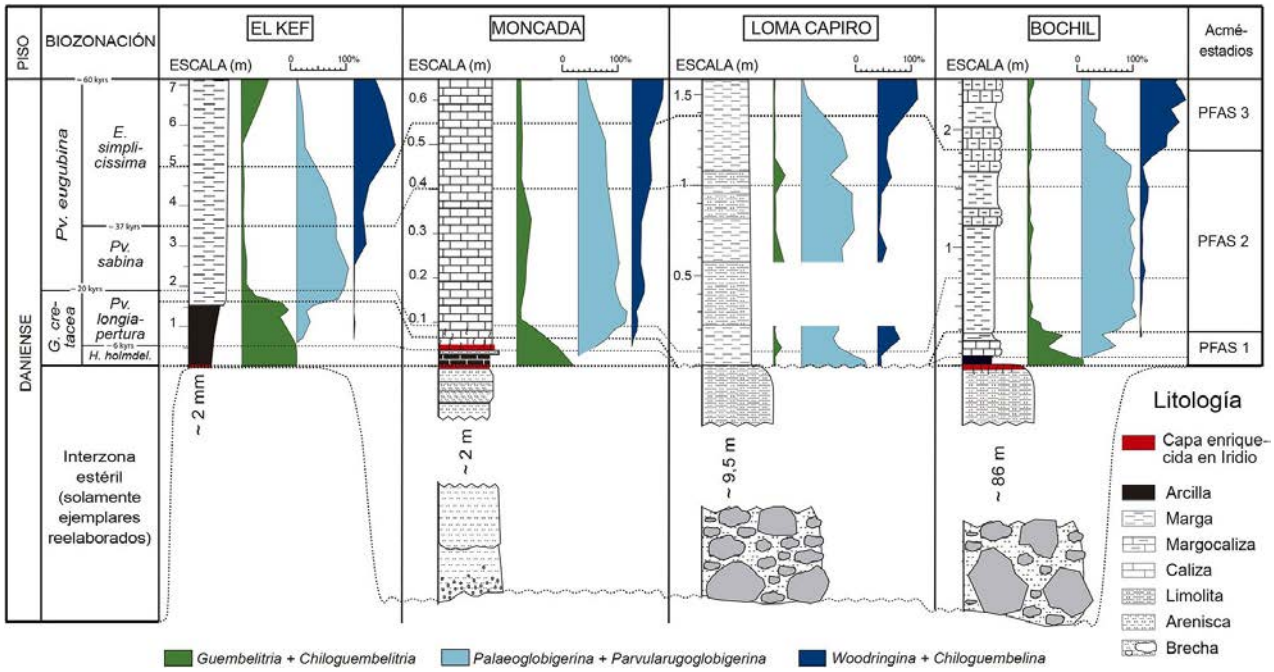


FIGURA 1. *Correlación estratigráfica de las secciones de El Kef (Túnez), Moncada (Cuba occidental), Loma Capiro (Cuba central) y Bochil (SE de México) mediante bioestratigrafía de apogeo.*

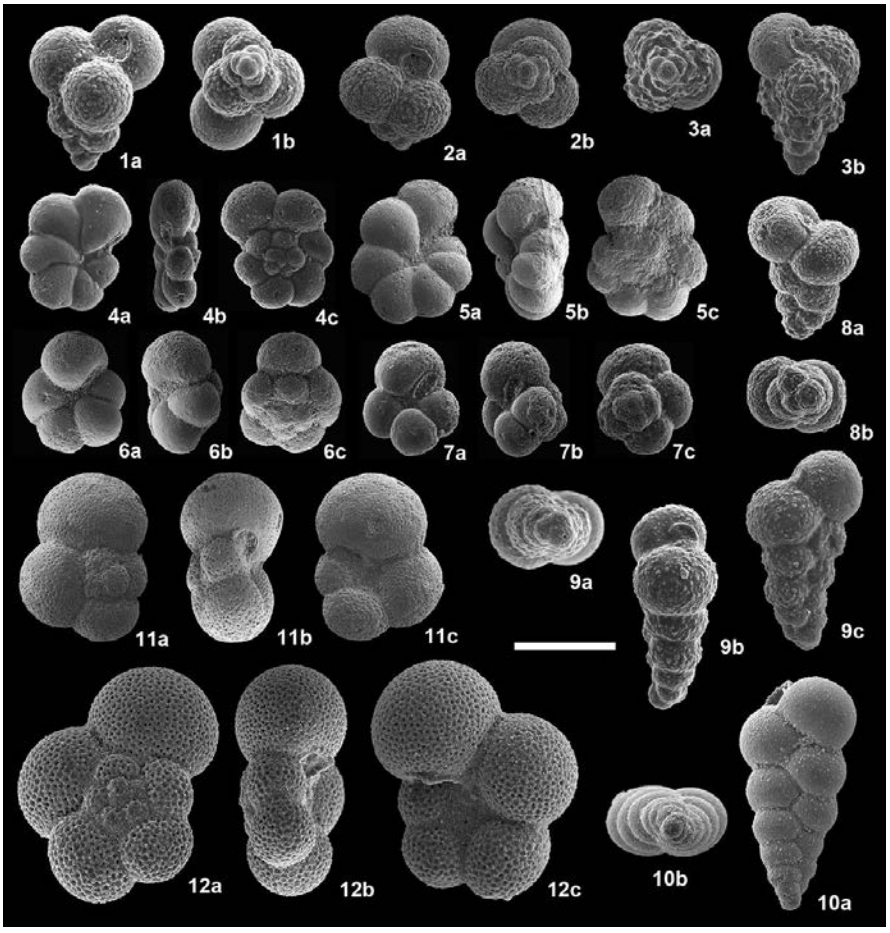


FIGURA 2. *Ejemplares de las especies-índice del Daniense inferior y de otras especies de interés en bioestratigrafía de apogeo (barras de escala = 100 micras): 1.* Guembelitria cretacea, *2.* Guembelitria blowi, *3.* Chiloguembelitria danica, *4.* Parvularugoglobigerina longiapertura, *5.* Parvularugoglobigerina eugubina, *6.* Parvularugoglobigerina sabina, *7.* Palaeoglobigerina fodina, *8.* Woodringina claytonensis, *9.* Woodringina hornerstownensis, *10.* Eoglobigerina simplicissima, *11.* Chiloguembelina taurica *y 12.* Parasubbotina pseudobulloides.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La bioestratigrafía de apogeo (acmé-estratigrafía) resulta especialmente útil en la correlación estratigráfica de secciones del límite K/Pg porque permite reconocer horizontes-guía libres de problemas taxonómicos. La identificación de los tres acmé-estadios PFAS en Bochil y Moncada permitieron determinar que eran secciones continuas entre la CCU y la formación del Daniense inferior (Arenillas et al., 2006, 2016). Por el contrario, la sección de Loma Capiro resulta incompleta con un corto hiato que comprende la Subzona de *H. holmdelensis* y la mayor parte de la Subzona de *Pv. longiapertura*, lo que explica que el PFAS-1 y el inicio del PFAS-2 estén ausentes.

Gracias a esta correlación acmé-estratigráfica, Arenillas et al. (2006) pudieron corroborar que la UCC de Bochil equivalía cronoestratigráficamente a la lámina rica en Ir de la arcilla del límite K/Pg del El Kef, y que, por tanto, el impacto de Chicxulub se produjo justamente en el límite K/Pg. Por esta razón, la bioestratigrafía de apogeo con foraminíferos planctónicos a partir de muestreos de alta resolución puede ser clave a la hora de datar con precisión otros eventos globales del pasado geológico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos UZ2015-CIE-02 de la Universidad de Zaragoza y CGL2015-64422-P del Ministerio de Economía y Competitividad, cofinanciado por el Fondo Europeo de Desarrollo Regional. Es una contribución al Grupo de Investigación E05, cofinanciado por el Gobierno de Aragón y el Fondo Social Europeo.

REFERENCIAS

Arenillas, I., Arz, J.A., Molina, E. y Dupuis, C. (2000): An independent test of planktic foraminiferal turnover across the Cretaceous/Paleogene (K/P) boundary at El Kef, Tunisia: Catastrophic mass extinction and possible survivorship. *Micropaleontology*, 46(1): 31-49.

Arenillas, I., Arz, J.A. y Molina, E. (2004): A new high-resolution planktic foraminiferal zonation and subzonation for the lower Danian. *Lethaia*, 37: 79-95.

Arenillas, I., Arz, J.A., Grajales-Nishimura, J.M., Murillo-Muñetón, G., Alvarez, W., Camargo-Zanoguera, A., Molina, E., Rosales-Domínguez y C. (2006): Chicxulub impact event is Cretaceous/Paleogene boundary in age: new micropaleontological evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249: 241-257.

Arenillas, I., Arz, J.A., Grajales-Nishimura, J.M., Meléndez, A. y Rojas-Consuegra, R. (2016): The Chicxulub impact is synchronous with the planktonic foraminifera mass extinction at the Cretaceous/Paleogene boundary: new evidence from the Moncada section, Cuba. *Geologica Acta*, 14(1): en prensa.

Arz, J. A., Alegret, L., and Arenillas, I. (2004): Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironmental reconstruction at Yaxcopoil-1 drill hole (Chicxulub crater, Yucatan Peninsula). *Meteoritics & Planetary Science*, 39(7): 1099-1111.

Berggren, W.A. y Pearson, P.N. (2005): A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *Journal of Foraminiferal Research*, 35: 279-298.

Keller, G., Stinnesbeck, W., Adatte, T., y Stüben, D. (2003): Multiple impacts across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth-Science Reviews*, 62: 327-363.

Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Hardenbol, J., von Salis, K., Steurbaut, E., Vandenberghe, N. y Zaghbib-Turki, D. (2006): The Global Stratotype Section and Point of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic) at El Kef, Tunisia: original definition and revision. *Episodes*, 29(4): 263-278.

Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Barton, P.J., Bown, P.R., Bralower, T.J., Christeson, G.L., Claeys, P., Cockell, C.S., Collins, G.S., Deutsch, A., Goldin, T.J., Goto, K., Grajales-Nishimura, J.M., Grieve, R.A.F., Gulick, S.P.S., Johnson, K.R., Kiessling, W., Koeberl, C., Kring, D.A., MacLeod, K.G., Matsui, T., Melosh, J., Montanari, A., Morgan, J.V., Neal, C.R., Nichols, D.J., Norris, R.D., Pierazzo, E., Ravizza, G., Rebolledo-Vieyra, M., Reimold, W.U., Robin, E., Salge, T., Speijer, R.P., Sweet, A.R., Urrutia-Fucugauchi, J., Vajda, V., Whalen, M.T., Willumsen, P.S. (2010): The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous/Paleogene boundary. *Science*, 327: 1214-1218.

Smit, J. (1999): The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. *Annual Reviews of Earth Planetary Sciences*, 27: 75-113.

Vertebrados fósiles terrestres extintos de las Islas Canarias

Extinct terrestrial fossil vertebrates of Canary Islands

C. N. Hernández Acosta [1]*, J. F. Betancort [1,2], N. López Dos Santos [1], C. Patiño Martínez [1], A. Lomoschitz Mora-Figueroa [3] y L. F. López Jurado [4].

1 Asociación de Estudios Paleontológicos de Canarias, PALEOCANARIAS. Nayra_ha@outlook.es
2 Laboratorio de Paleontología, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Facultad de Ciencias del Mar. Campus Universitario de Tafira. 35017. Las Palmas de Gran Canaria, Canarias. Juanbetancort@gmail.com
3 Instituto de Oceanografía y Cambio Global, IOCAG, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, ULPGC, 35017 Las Palmas de Gran Canaria, Canary Islands, Spain. Alejandro.lomoschitz@ulpgc.es
4 Departamento de Biología. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Facultad de Ciencias del Mar. Campus Universitario de Tafira. 35017. Las Palmas de Gran Canaria, Canarias.

Resumen: Las Islas Canarias forman un archipiélago compuesto por siete islas volcánicas. En cada una de ellas encontramos un registro fósil escaso pero bastante característico de islas oceánicas que nos da una idea sobre la biodiversidad del pasado en las mismas. En este trabajo se recogen las citas de vertebrados fósiles terrestres extintos encontrados en las Islas Canarias, destacando la presencia de grandes reptiles, tortugas gigantes y lagartos, característicos de las Canarias; serpientes (se cita la presencia de serpientes fósiles en las dos islas orientales, cuando no se tiene registro de serpientes endémicas en Canarias al igual que con los anfibios; sólo se ha encontrado una vértebra en Lanzarote y restos de vértebras y costillas articuladas en Fuerteventura); aves gigantes no voladoras de las cuales sólo se han encontrado huevos en depósitos eólicos de Lanzarote y que serían similares a los avestruces actuales; y especies más pequeñas, pero no por ello menos importantes, como es el caso del ratón del malpaís, característico de este tipo de formación volcánica, y aves paseriformes endémicas. Esta revisión permite obtener la una visión de conjunto de los vertebrados fósiles de Canarias, apareciendo nuevas cuestiones y líneas de investigación en aspectos como pueden ser los procesos de colonización e insularización.

Palabras clave: Islas Canarias, paleontología, vertebrados, neógeno, cuaternario.

Abstract: *The Canary Islands constitute an archipelago of seven volcanic islands. In each of them we find scarce fossil material but characteristic of oceanic islands that gives us an idea about the biodiversity of the past. In this work the fossils remains from vertebrates found in the Canary Islands are shown. Highlighting fossils of large reptiles, giant tortoises and lizards (so characteristic of the Canaries), snakes (only in the two eastern islands, where there is no record of endemic snakes in the Canary Islands as with amphibians; only found a vertebra in Lanzarote and remains of vertebrae and articulated ribs in Fuerteventura),fossils remains of flightless birds of which only have been found eggs in paleodunas of Lanzarote and would be similar to current ostriches; and other important smaller species as the extinct lava mouse, characteristic of this kind of volcanic formation, and endemic passerines. This review allows obtain an overview of the fossil vertebrates in the Canaries, emerging new issues in areas such as the processes of colonization and insularity.*

Key words: *Canary Islands, vertebrates, paleontology, neogene, quaternary.*

INTRODUCCIÓN

Las Islas Canarias constituyen un archipiélago de siete islas, Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, Tenerife, La Palmas, La Gomera, y El Hierro, y seis islotes, situado en el Océano Atlántico a 97 kilómetros de la costa occidental de África. Son islas de origen volcánico, asociadas a un punto caliente que se encuentra actualmente bajo la isla de El Hierro. La formación de las mismas tuvo lugar hace aproximadamente unos 20 millones de años, partiendo desde Fuerteventura y Lanzarote hasta El Hierro, la más joven, de 1,1 ma (Fig.1). Los materiales fósiles de mayor antigüedad los encontramos en la isla de Fuerteventura. Actualmente, las islas presentan unas

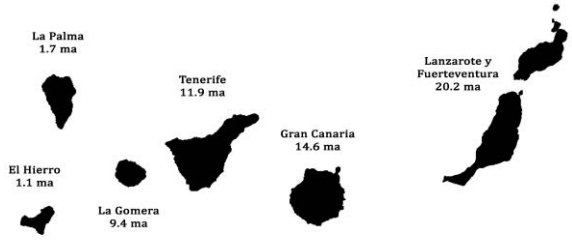


FIGURA 1. *Edad de formación de las Islas Canarias.*

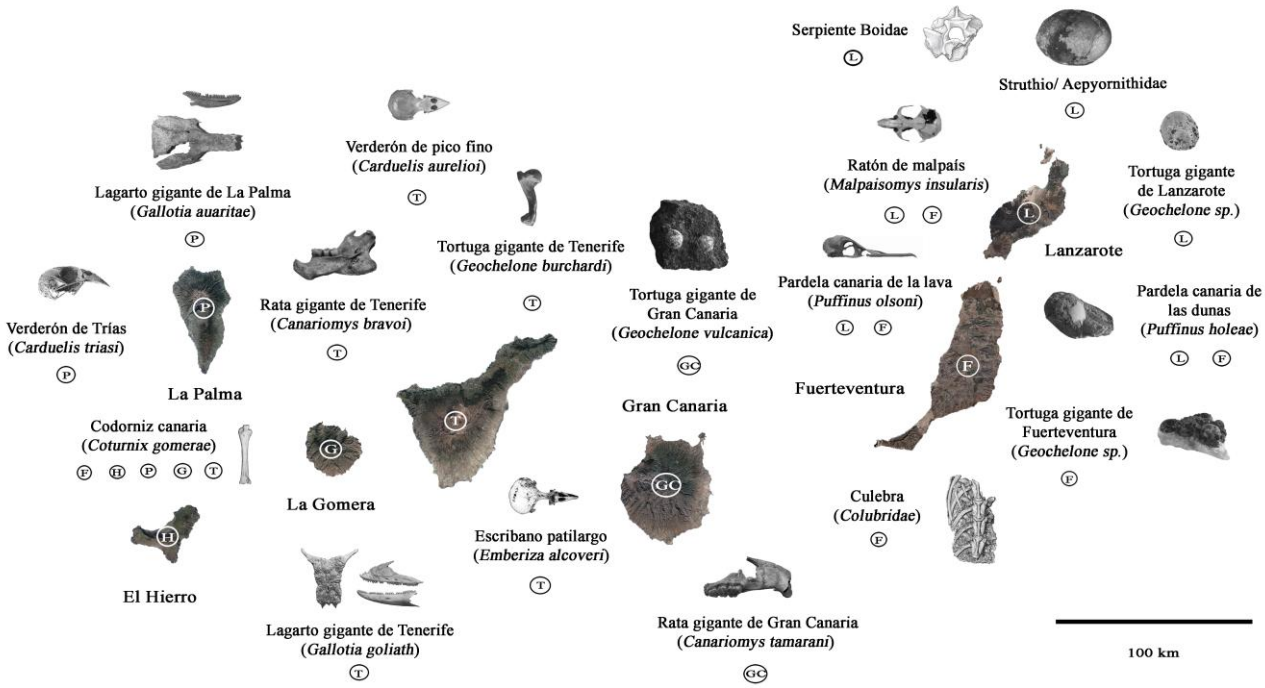


FIGURA 2. *Mapa de distribución de los vertebrados fósiles terrestres extintos de las Islas Canarias.*

condiciones climáticas y ecológicas muy influenciadas en lo marino por la Corriente Fría de Canarias y a nivel subaéreo por la influencia de los Alisios, generándose un clima subtropical con una marcada variabilidad o zonación dependiendo de la altitud y orientación.

En el pasado de estas islas existía una rica diversidad biológica (Mertens, 1942; Crusafont-Pairo y Petter, 1964; López-Martínez y López-Jurado, 1987; Hutterer et al., 1988; Barahona et al., 1998; Hutterer et al., 1997; Mateo et al., 2001; Rando et al., 2010; Sánchez Marco, 2010; Evans et al., 2011) que hemos ido descubriendo a través de los fósiles encontrados en cada isla. El registro de los vertebrados fósiles de Canarias se remonta al neógeno y llega hasta fechas casi históricas donde la interacción con los primeros pobladores de Canarias pudo estar relacionada con algunas de estas extinciones. El carácter volcánico de estas islas hace que el descubrimiento de estos fósiles vertebrados sea bastante escaso, concentrándose la mayoría en tubos volcánicos, siendo un buen reservorio de restos fósiles, propiciando unas condiciones óptimas para la conservación durante miles o millones de años.

Otros tipos de yacimientos que encontramos en las Islas Canarias son las paleodunas o dunas fósiles, los cortes estratigráficos realizados para crear carreteras, túneles u otras construcciones, y en los barrancos donde encontramos fósiles tanto en sus paredes como en las desembocaduras.

Los restos fósiles de vertebrados más antiguos de Canarias pertenecen a un ave gigante no voladora de edad miocena (entre 6 y 12 millones de años). Se encontró en la isla de Lanzarote, en la localidad de Órzola, que conforma una playa fósil en la cual se han encontrado restos de estas aves, aves marinas, tortugas gigantes terrestres y restos de invertebrados marinos, entre otros. Los restos más recientes datan de pocos miles de años, entre los que encontramos a las ratas gigantes del género *Canariomys.*

Las extinciones de estas especies han tenido lugar por diversas causas. Las especies más antiguas se creen que desaparecieron debido a las erupciones volcánicas que tenían lugar en las islas, como es el caso de la tortuga gigante terrestres de Gran Canaria (López-Martínez y López-Jurado, 1987) extinta a causa de la erupción del Roque Nublo. Los más recientes, y en su mayoría, han desaparecido con la llegada del ser humano a las islas y con él, la introducción de otras especies como ganado, perros, ratas, etc., que compitieron por alimento, espacio y además eran portadoras de enfermedades.

VERTEBRADOS FÓSILES EXTINTOS DE CANARIAS

Las especies fósiles extintas se compone de un total de 18 especies (Fig. 2): 8 reptiles (incluyendo las especies de serpientes encontradas en Fuerteventura y Lanzarote, aunque no se han determinado si son especies endémicas), 7 especies de aves, y 3 de mamíferos. Tenemos una gran cantidad de reptiles y de aves, que fueron las principales colonizadoras de las islas. Mamíferos, por otra parte, solo tenemos la presencia de los roedores, *Malpaisomys insularis* (Hutterer et al., 1988), *Canariomys tamarani* (López-Martínez y López-Jurado, 1987) y *Canariomys bravoi* (Crusafont-Pairo, y Petter, 1964).

Canariomys corresponde a un género de ratas gigantes herbívoras que se han encontrado en Tenerife (*Canariomys bravoi*) y Gran Canaria (*Canariomys tamarani*) pertenecientes al cuaternario, que llegaban a alcanzar el kilo de peso, mientras que *Malpaisomys*

insularis era un ratón que habitó en las islas más orientales y se encuentran en depósitos de edad reciente.

Los reptiles extintos de las Islas Canarias abarcan los grandes lagartos como son *Gallotia goliath* (Mertens, 1942) en Tenerife y *Gallotia auaritae* (Mateo et al., 2001) en La Palma, quedando especies actuales, también gigantes, pero de tamaños inferiores a éstas más antiguas.

Existieron tortugas de gran tamaño, similares a las que podemos encontrar hoy en día en las Islas Galápagos y en Seychelles, de las cuales se han encontrado huevos, huesos y restos de caparazón en cuatro de las islas (Hutterer et al., 1997), *Geochelone burchardi* en Tenerife, *Geochelone vulcanica* en Gran Canaria, y *Geochelone* sp. en Fuerteventura y Lanzarote.

Por último, se han encontrado restos de serpientes en Lanzarote y Fuerteventura, una boa (Barahona et al, 1998) y una culebra (Evans et al., 2011) respectivamente. Ambas se estiman que pertenecen al mioceno siendo uno de los restos, junto con el ave gigante, de mayor antigüedad.

En cuanto a las aves fósiles que podemos encontrar en Canarias (Sánchez, 2010) tenemos a las ya citadas aves gigantes no voladoras que mediante el estudio morfológico de las cáscaras de los diferentes huevos encontrados se determinó que podría pertenecer al género *Struthio* o a la familia Aepyornithidae. Por otra parte, tenemos a las pardelas endémicas que, aunque son aves marinas, pasan una gran parte de su vida en zonas de puesta, encontrando una gran cantidad de restos fósiles en estos lugares. La pardela de la lava (*Puffinus olsoni*) y de las dunas (*Puffinus holeae*) habitaron la isla de Fuerteventura y Lanzarote y toman su característico nombre de la procedencia de sus restos.

También tenemos registro de aves extintas de menor tamaño como es el caso del verderón de trías, *Carduelis triasi*, de La Palma, que se encuentra muy emparentado con su pariente viviente el verderón común (*Carduelis chloris*); el verderón de pico fino, *Carduelis aurelioi* (Rando et al., 2010), adaptado a la vida en el suelo protegiéndose probablemente en la densa hierba para escapar de sus posibles depredadores como el gavilán; la codorniz canaria, *Coturnix gomerae*, de la cual se han encontrado restos en numerosos asentamientos humanos por lo que formaba parte de la dieta de los primero pobladores; y el escribano patilargo, *Emberiza alcoveri*, que era incapaz de volar, debido al pequeño tamaño que presentan sus alas.

Todas estas aves habitaron las islas más occidentales a excepción de la codorniz canaria que también se han encontrado restos en Fuerteventura por lo que pudo haber poblado todas las islas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecimientos al Proyecto “Paleontología de la Macaronesia. Espacio Virtual (PAMEV)” con referencia PEJ- 2014-A-83608-. Se trata de un proyecto de la Biblioteca Universitaria de la ULPGC, que cuenta con una financiación del Ministerio de Economía y Competitividad para la creación de un Museo Virtual de la Paleontología de la Macaronesia.

REFERENCIAS

Barahona, F., Rage J.C. y Talavera, F.G. (1998). The first record of snakes on the Canary Islands a vertebra from the Upper Miocene of Lanzarote. *Amphibia-Reptilia*, 19: 419-425.

Crusafont-Pairo, M. y Petter, F. (1964) «Un Muriné géant fossile des iles Canaries *Canariomys bravoi* gen. nov., sp. nov.»", *Mammalia*, 28:607–612.

Evans, S.E., Martín-González, E., Jones, M.E.H, Sánchez-Pinto, L. y García-Talavera, F. (2011). Identificaction of a new snake fossil from the Canary Islands using micro-ct techniques. En XXVII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología y Simposios de los proyectos PIGG 587 y 596. *Memòria especial*, 5: 134-136.

Hutterer, R., Casañas, F. G. T., Martínez, N. L., y Michaux, J. (1997). New chelonian eggs from the Tertiary of Lanzarote and Fuerteventura, and a review of fossil tortoises of the Canary Islands (Reptilia, Testudinidae). *Vieraea: Folia scientarum biologicarum canariensium*, 26: 139-161.

Hutterer, R., López-Martínez, N. y Michaux, J. (1988). A new rodent from Quaternary deposits of the Canary Islands and ists relationships with Neogene and Recent murids of Europe and Africa. *Paleovertebrata,* 18: 241-262.

López-Martínez, N. y López-Jurado, L.F. (1987). Un nuevo múrido gigante del Cuaternario de Gran Canaria, *Canariomys tamarani* nov. sp. (Rodentia, Mammalia). *Doñana,* 2: 1-66.

Mateo, J.A., García-Márquez, M., López-Jurado, L.F. y Barahona, F. (2001): Descripción del lagarto gigante de La Palma (Islas Canarias) a partir de estos subfósiles. *Revista Española de Herpetología,* 15: 53-59.

Mertens, R. (1942). *Lacerta goliath* n. sp., eine ausgestorbene Rieseneidechse von den Kanaren. *Senckenbergiana*, 25: 330-339.

Rando J.C., Alcover J.A., Illera J.C. (2010) Disentangling Ancient Interactions: A New Extinct Passerine Provides Insights on Character Displacement among Extinct and Extant Island Finches. *PLoS ONE*, 5(9): e12956.

Sánchez, A.M. (2010). New data and an overview of the past avifaunas from the Canary Islands. *Ardeola*, 57(1): 13-40.

Vertebrados marinos del Neógeno del suroeste de la Península Ibérica: Síntesis de investigación

Neogene marine vertebrates from the southwest of the Iberian Peninsula: Investigation synthesis

A. Toscano[1], F. Muñiz[2], M. Abad[3], M.J. Clemente[1], P. Gómez[2], J. Tosquella[4], F. Ruiz[4], M.L. González-Regalado[4] y E.X.M. García[5]

1) Grupo de Investigación RNM-238 "Paleontología y Ecología Aplicadas", Univ. de Huelva, 21071 Huelva, España, antonio.toscano@dgyp.uhu.es
2) Grupo de Investigación RNM 293 "Geomorfología Ambiental y Recursos Hídricos", Universidad de Huelva, 21071 Huelva, España
3) Departamento de Geología. Universidad de Atacama. Copiapó, Chile.
4) Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus El Carmen, 21071 Huelva, España.
5) Dpto. de Ingenierías, Div. de Ciencias, Centro Universitario de Tonalá, Universidad de Guadalajara., C.P. 45400, Tonalá, Jalisco, México.

Resumen: Sinopsis de la Tesis doctoral de Toscano (2016) que aborda el estudio de los vertebrados marinos del Neógeno de la provincia de Huelva (SO de España), en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. Se han analizado y descrito casi 6000 restos fósiles pertenecientes a 115 taxones, incluyendo Holocéfalos, Condríctios, Osteictios, Tortugas marinas, Aves, Cetáceos Misticetos y Odontocetos, y Pinnípedos. Se deducen condiciones paleoambientales y se define la evolución de los ecosistemas litorales y marinos de la región durante el Neógeno superior.

Palabras clave: Neógeno, España, Huelva, Vertebrados marinos, Paleontología,

Abstract: *Synopsis of the PhD. Thesis of Toscano (2016) who studies marine vertebrates from the Neogene of the province of Huelva (SW of Spain), in the passive margin of the Guadalquivir basin. They have been analyzed and described almost 6000 fossils belonging to 115 taxa, including Holocephalans, Chondrichthyes, Osteichthyes, Sea Turtles, Birds, Mysticetes and Odontocetes Cetaceans and Pinnipeds. Deduces paleoenvironmental conditions and defines the evolution of coastal and marine ecosystems of the region during the Late Neogene.*

Key words: *Neogene, Spain, Huelva, Marine Vertebrates, Paleontology.*

INTRODUCCIÓN

Este trabajo resume la Tesis doctoral recientemente presentada por Toscano (2016). Aborda el estudio de los vertebrados marinos presentes en las Formaciones del Mioceno y Plioceno (10 a 3,5 M.a.) del suroeste de la Cuenca del Guadalquivir registradas en la provincia de Huelva, (SO de la Península Ibérica). Analiza sus aspectos evolutivos e implicaciones paleoecológicas con el objetivo de definir con mayor resolución la evolución de los ecosistemas litorales y marinos de la región durante el Neógeno superior.

LOCALIZACIÓN Y ANTECEDENTES

El área de estudio de la tesis comprende la zona sur de la provincia de Huelva, al suroeste de España, en un área de unos 1000 km2 entre las localidades onubenses de Lepe, Trigueros, Niebla y Huelva.

El patrimonio paleontológico de la zona de estudio es muy rico y diverso. Sin embargo, a pesar de las numerosas tesis doctorales y trabajos realizados sobre la paleontología de la zona, prácticamente todos ellos se han centrado en la micropaleontología, la malacofauna, la icnología, o aspectos generales de tafonomía y paleoecología. En muchos de ellos se citaba de forma anecdótica la presencia de osteíctios, condríctios y restos óseos de mamíferos marinos. Los cetáceos solamente se habían abordado desde el punto de vista tafonómico y paleoambiental (Esperante et al., 2009; Muñiz et al. 2006). En relación con la ictiofauna, Ruiz et al., (1996) presentan los primeros resultados. En 2008, García presenta su Tesis Doctoral por la Universidad de Salamanca sobre la ictiofauna del Plioceno Inferior de diversas secciones de la Formación Arenas de Huelva (Plioceno Inferior).

La Tesis de Toscano (2016), amplia estos estudios previos sobre condríctios y osteíctios extendiendo el rango temporal de estudio desde el Tortoniense al Plioceno medio; añade los resultados de muestreos de superficie y estudia nuevos afloramientos y secciones incluyendo el área más occidental Cartaya- Lepe, no estudiado aún para esta temática. Además se abordan grupos nunca antes tratados aquí en profundidad como son los cetáceos misticetos, y se analizan por vez primera en detalle los holocéfalos, los odontocetos, los pinnípedos, las aves y los reptiles marinos.

MARCO GEOLÓGICO

Desde el punto de vista geológico, el sector estudiado se localiza en el extremo suroeste del margen occidental o pasivo de la Cuenca del Guadalquivir, una de las principales cuencas cenozoicas de la Península Ibérica. El relleno de la cuenca lo constituyen materiales neógenos detríticos y carbonatados, fundamentalmente marinos. Los depósitos cuaternarios continentales culminan el relleno de la cuenca.

Las Formaciones neógenas de la provincia de Huelva pueden dividirse a grandes rasgos en dos sectores: Huelva-Niebla, al este, y la zona de Cartaya-Lepe- Ayamonte, al oeste. Entre ambos, en el interfluvio Odiel-Piedras, existe un cambio lateral de facies. Los materiales neógenos estudiados en el sector oriental pertenecen a la Formación Niebla (Tortoniense Sup.), Formación Arcillas de Gibraleón (Tortoniense Sup.-Plioceno inf.), y Fm. Arenas de Huelva (Plioceno inf.) (Civis *et al.*, 1987). Los del sector Cartaya-Lepe incluyen la secuencia del Mioceno superior (Unidades o tramos 1 a 5) de las facies siliciclásticas marinas marginales informalmente conocidas como "Limos blancos de Lepe" (Muñiz et al., 2010). El nivel regional de correlación, o *datum*, entre ambos sectores es el horizonte condensado rico en glauconita, de edad Tortoniense (-6,6-6,7 Ma.) que aflora en ambos sectores, en la Unidad 3 y en la base de la Fm. Arcillas de Gibraleón. La serie general registra un ciclo transgresivo-regresivo a gran escala, que alcanza su máxima profundización durante el Messiniense inferior, a partir del cual comienza una fase regresiva que conlleva la retirada definitiva del mar de la cuenca y su continentalización durante el Plioceno superior. El área occidental Ayamonte-Lepe representa medios más someros y proximales que el sector Huelva- Niebla, con sedimentos coetáneos más gruesos (p.e. nivel glauconítico) y el registro en los tramos superiores de facies estuarinas con influencia mareal y fluvial, con restos de vegetación terrestre (Muñiz et al., 2010).

SÍNTESIS PALEOGEOGRÁFICA REGIONAL

Durante el Mioceno inferior y medio, la conexión entre el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo estaba constituida por dos vías principales, el Estrecho Norbético, al norte, y el Estrecho Rifeño, al sur. El cambio entre la dirección de convergencia entre las placas Africana y Euroasiática origina durante el Tortoniense y Messiniense la elevación y emersión de gran parte de la Cordillera Bética, lo que produjo el cierre del Estrecho Norbético, y posteriormente del Rifeño, lo que ocasionó la denominada "Crisis de Salinidad Messiniense" en el Mediterráneo. Esta crisis finaliza a comienzos del Plioceno con la apertura del actual Estrecho de Gibraltar. En este momento la actual Depresión del Guadalquivir estaba ocupada por una amplia bahía con una profundidad creciente hacia el suroeste. La zona de estudio, por su situación paleogeográfica entre Atlántico y Mediterráneo, ofrece una oportunidad única para el estudio del registro fósil de de vertebrados marinos.

METODOLOGÍA

Se seleccionaron y prospectaron 21 yacimientos representativos y se llevó a cabo un muestreo sistemático de sedimentos y una búsqueda de restos fósiles en superficie. En diez de ellos se realizó un muestreo sistemático y superficial, mientras que en los otros once, solamente se prospectó en superficie. El total de las muestras de sedimentos superó los 350 kg. de peso. A la vez, se fue realizando una cartografía de facies y se elaboraron los respectivos cortes geológicos de los afloramientos seleccionados. Los sedimentos procedentes del muestreo sistemático fueron tratados y tamizados en húmedo en laboratorio (500 μ Ø) con el fin de separar los restos de pequeños vertebrados y de separar microfósiles (ostrácodos-foraminíferos) y otros grupos faunísticos para detallar y complementar las condiciones paleoecológicas y datación biocronológica. También se han limpiado y consolidado restos fósiles de grandes vertebrados, tanto los recuperados en los muestreos como algunos ejemplares procedentes de excavaciones oficiales. La combinación de ambos métodos de muestreo aporta una visión completa de la comunidad marina y ha posibilitado la identificación de ejemplares en un amplio rango de tamaños, con restos que van de 2 mm, a esqueletos de ballenas de 12 metros. Los restos fueron catalogados y etiquetados, volcando toda la información en bases de datos informatizadas. Se fotografiaron los ejemplares más significativos, empleando la lupa binocular para obtener detalles. También se ha ido creando una colección osteológica de ejemplares varados y procedentes de mercados y lonjas para comparaciones anatómicas de los vertebrados marinos fósiles con los actuales.

RESULTADOS

En conjunto, fueron revisados y estudiados en este trabajo un total de 5728 restos fósiles de vertebrados marinos, además de otros 8 esqueletos de cetáceos. Se han determinado 115 taxones de vertebrados marinos. De ellos, se han identificado 54 especies de condríctios, 5 de ellas de holocéfalos (quimeras), 46 de osteíctios (peces óseos), 1 de ave, 2 de tortugas marinas y 12 de mamíferos marinos (2 de foca, 4 de cetáceos misticetos y 6 de cetáceos odontocetos).

En cuanto a número, los más abundantes son los peces, con 5596 ejemplares, lo que supone un 97,7 % de los restos fósiles analizados en este trabajo. Predominan los osteíctios con 3142 ejemplares (54,84 % del total), seguidos de cerca por los elasmobranquios, con 2444 ejemplares (42,66 %). Le siguen en menor proporción los mamíferos marinos, con 120 ejemplares (2,09 %), los reptiles con 12 ejemplares (0,21 %), los holocéfalos con 10 ejemplares (0,17 %) y por último las aves con un solo ejemplar (0,02 %).

El registro fósil de **Holocéfalos** es nuevo en la región y en el Neógeno de la Península Ibérica. Se han hallado nada menos que 5 especies distintas pertenecientes a 5 géneros: *Chimaera, Hydrolagus, Harriotta, Ischyodus* y *Edaphodon*. Los géneros *Chimaera*, *Hydrolagus* y *Harriotta* aún viven en nuestras costas. Los géneros extintos *Ischyodus* y *Edaphodon* son muy escasos en el Neógeno europeo. Debido a la escasez de restos tanto espacial como temporalmente, estos ejemplares pueden aportar datos importantes en la distribución y evolución de este grupo de peces.

En cuanto a **Elasmobranquios**, este trabajo complementa y amplia los trabajos previos relativos a la zona y a los del propio autor. Son el grupo con mayor número de ejemplares y de taxones de esta colección. Está compuesta por 49 especies pertenecientes a 21 familias. En cuanto a diversidad, los Carcharhinidae representan un 40,5% del total, siendo la familia más abundante. Le siguen los Lamnidae con un 19,7 %, y los Odontaspididae, con un 12,6 %. El resto está muy repartido con porcentajes menores al 10% por familia. Los batomorfos (Rhinobatidae, Rajidae, Dasyatidae, Gymnuridae, Myliobatidae, Rhinopteridae y Pristidae) constituyen casi el 18% de los elasmobranquios.

Los fósiles de **Osteíctios** se centran principalmente en restos esqueletales y dentales. En la fracción fina, procedente del muestreo sistemático, podemos observar una mayor abundancia de otolitos, muy difíciles de localizar en campo a simple vista.

Se obtuvieron un total de 46 especies repartidas en 18 familias. Los Sparidae, con 12 taxones son la Familia más abundante y más diversificada, con 321 ejemplares, constituyendo el 10,2% de todos los osteíctios identificados. Si le sumamos los dientes incisivos y molariformes atribuibles a esta familia, nos encontramos con 906 ejemplares, un 28,8 % del total de osteíctios. Los géneros más abundantes son *Sparus*, *Diaphus*, *Dentex*, *Diplodus*, *Pagrus* y *Trichiurus*. Cabe destacar el gran número de restos indeterminados, (vértebras de pequeño tamaño y espinas fragmentadas). Estos restos no identificables o muy difícilmente identificables suponen 2653 elementos, o lo que es lo mismo, un importante 84,4 % de todos los restos de osteíctios. Los porcentajes antes indicados están dentro de ese 15,6 % restante que ha podido ser identificado.
Muchas de las especies recuperadas son nuevas para la zona, y algunas pueden compararse con ejemplares coetáneos de las costas de la vertiente mediterránea del levante Español (Baleares, C. Valenciana, y Cataluña). Algunas especies están extintas, mientras que la mayoría vive aún en nuestras costas. El número de taxones nuevos de peces elasmobranquios y osteíctios duplica a los hallados por García (2008).

Los restos fósiles de **Reptiles**, en concreto de tortugas marinas del Neógeno también son nuevos para la zona y para España. Por lo general son fragmentos de placas pleurales, vertebrales y perimetrales aislados, insuficientes para determinar el taxón al que pertenecieron, si bien pueden ser asignados sin duda alguna a tortugas marinas. La aparición de varios elementos característicos, como parte de un caparazón (espaldar) o húmeros con una morfología particular, ha permitido identificar estos últimos restos a una especie concreta, *Syllomus aegyptiacus*.

El hueso fósil de **Ave** es un hallazgo muy poco común. Los restos fósiles de aves suelen aparecer en contextos continentales lacustres y de interior; siendo mucho más escasos los de zonas costeras. Este fragmento de húmero pertenece al Orden Charadriiformes, Suborden Lari, y apunta a Laromorphae, al que pertenecen gaviotas y charranes. Es el primer resto pliocénico en Andalucía de este grupo de aves.

Los restos óseos de **Cetáceos** han sido abundantes y se han nombrado en numerosas ocasiones en los trabajos geológicos de la zona. Su estudio, sin embargo ha sido muy escaso, centrándose en aspectos tafonómicos especialmente de los restos de **Misticetos**. Estos restos, en su mayoría huesos post-craneales aislados (vértebras y fragmentos de costillas) y algunos fragmentos de mandíbula, a excepción de un cráneo de Cetotherido, han sido asignados a la familia Balaenopteridae, sin precisar más. Este trabajo no ha profundizado en su estudio debido a que la mayoría de piezas extraídas en campañas de excavación continúan aún a la espera de limpieza en el laboratorio, siendo tarea de varios años. Sí que se ha abordado la identificación de algunos elementos diagnósticos, como son las bullas timpánicas. El estudio de dos de estas bullas mejor conservadas ha permitido identificarlas a nivel de especie, como cf. *Balaenoptera physalus* (Rorcual común) y cf. *Megaptera novaeangliae* (Yubarta). El buen estado y la abundancia de restos, conforman una base de información enorme pendiente de ser estudiada. Los restos de **Odontocetos**, o cetáceos dentados, son mucho más escasos y de nuevo constituyen la primera aparición en la región. El material dental ha permitido identificar cinco taxones pertenecientes a tres familias: Physeteridae, relacionados con los cachalotes (3,3 %), Kentriodontidae una familia de delfines extintos (5,83 %) y Delphinidae, a la que pertenecen los delfines actuales con un (11,67 %).

Por último, los restos fósiles de **Pinnípedos** están representados por dos taxones de la familia Phocidae (1,67 %) del total de mamíferos marinos. Vuelven a ser los primeros ejemplares de este grupo en la región. Una pelvis del Plioceno inferior pertenecería a una foca emparentada con la foca monje actual, siendo la primera de su tipo en la Península Ibérica y la más antigua hasta el momento. Su estudio se está llevando a cabo con especialistas internacionales. A este resto hay que sumar uno descubierto reciente (finales de 2015) de un húmero de foca del Messiniense, aún por identificar, pero que parece no corresponder a los Monachinae, sino que está más próximo a *Phoca vitulina*, la foca común.

Cabe mencionar que 32 especies de peces, 8 de mamíferos marinos, las 2 de tortugas y 1 del ave; en total 43 taxones, son especies citadas por primera vez en la zona, de las que 16 de ellas lo son también por primera vez en España. Así mismo, se ha duplicado el número total de especies de vertebrados marinos conocidos para la zona durante el Neógeno. Todo ello conforma una gran aportación en lo referente a las paleo-comunidades de vertebrados y sus implicaciones para la comprensión de las cadenas tróficas del pasado.

INTERPRETACIÓN

Los datos recogidos han permitido establecer una aproximación a los ecosistemas, estructura de las poblaciones, condiciones ecológicas y distribución paleobiogeográfica y biocronológica de las especies de vertebrados marinos durante el Mio-Plioceno en el suroeste de España, confirmando la información previa para estas formaciones desde el punto de vista paleoecológico y paleoambiental. Así, la asociación faunística para la Fm. Niebla es característica de un medio costero somero, con aguas cálidas subtropicales; la Fm. Arcillas de Gibraleón indica un medio profundo y alejado de la costa, con faunas de mar abierto y de la zona superior del talud continental, entre unos 150 y 400 m de profundidad. La Fm. Arenas de Huelva sería un área más somera, de plataforma continental, algo más profunda en su base y menos en su techo, desde unos 100 a unos 30 m de profundidad. En ella se incrementa considerablemente la fauna tanto en número como en diversidad. La somerización por la colmatación de la Cuenca del Guadalquivir queda bien registrada en las distintas asociaciones de vertebrados preservados a lo largo de la serie estratigráfica durante el Mio-Plioceno de la región.

Los fósiles hallados indican una mezcla de especies de aguas templadas y cálidas, con predominio de estas últimas. Esto indicaría un clima subtropical, algo más cálido que el que actualmente tiene la zona, equivalente al que se da actualmente en latitudes algo más al sur, como en las costas de Marruecos, del Sahara occidental o de las Islas Canarias. La mayor parte de las especies continúa viviendo hoy día en la región, pero algunas solamente están presentes en zonas distantes del Atlántico e incluso únicamente en el Océano Índico o el Pacífico. Además, se compararon las comunidades de vertebrados marinos fósiles locales con otras de la misma edad, pero alejadas geográficamente, y con asociaciones actuales tanto del Atlántico Nororiental como del Mediterráneo. Se han observado diferencias faunísticas respecto a la edad, propias de aguas más cálidas durante el Mioceno y progresivamente más frías hacia la actualidad. Tras la crisis de salinidad del Messiniense, muchas especies, antes presentes, no vuelven al Mediterráneo, o no lo hacen con la abundancia previa al evento.

También se ha estudiado la tafonomía e icnología de los restos, destacando las marcas de bioerosión producidas por carroñeo. Todo ello mejora la comprensión de las relaciones tróficas y de la comunidad en su conjunto, y no por taxones aislados.

La enorme riqueza en nutrientes y condiciones ecológicas favorables que produjo la mezcla de aguas y el estrecho embudo para el paso de fauna entre mares hacen que la riqueza faunística local fuese y sea enorme, combinando fauna propia de ambas regiones marinas.

CONCLUSIONES

Los resultados de la tesis, resumida en este trabajo, constituyen un aporte muy importante a la paleontología de vertebrados marinos neógenos tanto a nivel local, regional como en el contexto de todo el sur de Europa y norte de África. Aporta datos tanto de la distribución geográfica y paleoecológica, la diversidad del medio y el grado evolutivo respecto a las especies actuales. Proporciona nuevos datos sobre la diversidad estructural de las poblaciones y sus relaciones tróficas, y mejora la comprensión paleobiogeográfica de la región durante el Neógeno, contribuyendo al conocimiento de la cronoestratigrafía de los distintos yacimientos analizados. Todo ello pone en relieve la gran riqueza paleontológica de Huelva.

REFERENCIAS

Civis, J., Sierro, J.F., González-Delgado, J.A., Flores, J.A., Andrés, I., Porta, J. y Valle, M.F. (1987): El Neógeno marino de la Provincia de Huelva, antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. En: *Paleontología del Neógeno de Huelva (W del Guadalquivir),* (J. Civis, Ed.). Ediciones Universidad de Salamanca, 5-27.

Esperante, R., Muñiz Guinea, F. y Nick, K.E. (2009): Taphonomy of a mysticeti whale in the Lower Pliocene Huelva Sands Formation (Southern Spain). *Geologica Acta,* 7 (4): 489-505.

García, E.X.M. (2008): *Condrictios y Osteictios del Neógeno de Huelva (Formación "Arenas de Huelva").* Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 313 p.

Muñiz, F., De Haro, J., Castilla, E., López, M.A., Quintero, MªC., Martín, M., Jesús, P., Martos, C. y Toscano, A. (2006): Intervenciones paleontológicas sobre restos de cetáceos misticetos del Plioceno de la provincia de Huelva, S-O de España. *Anuario Arqueológico de Andalucía.* Ed. Consejería de Cultura, Junta de Andalucía, Tomo I: 89-112.

Muñiz, F., Gibert, J.M., Mayoral, E., Belaústegui, Z. (2010): Workshop on crustacean bioturbation. Fossil and recent. Fieldtrip guidebook. 50 p.

Ruiz, F., Clauss, F.L. y González-Regalado, M.L. (1996): Primeras consideraciones sobre los condrichtios de la Formación "Arenas de Huelva". *Stvdia Geologica Salmanticensia*, 32: 129-139.

Toscano, A. (2016): *Vertebrados marinos del Neógeno del Suroeste de la Península Ibérica.* Tesis Doctoral (inédita), Univ. de Huelva, 350 p.

Incidence of bioturbation on grain size redistribution: Preventing misinterpretations in sedimentary analysis

Incidencia de la bioturbación en la redistribución del tamaño de grano: evitando interpretaciones erróneas en análisis sedimentarios

F.J. Rodríguez-Tovar[1], A. Mena[2], F.J. Hernández-Molina[3] and J. Dorador[1]

1 Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada 18002 Granada. fjrtovar@ugr.es; javidr@ugr.es
2 Dpto. Xeociencias Mariñas e O.T., Universidad de Vigo 36310 Vigo. anxomena@uvigo.es
3 Dept. Earth Sciences, Royal Holloway University of London, Egham, TW20 0EX. Javier.Hernandez-Molina@rhul.ac.uk

Abstract: Bioturbational disturbance by trace fossil is revealed as a significant source of vertical redistribution of sediment particles, and then a potential cause of misinterpretations in sedimentary analysis. Core SEL08-02 from A Selva, NW of the Iberian Peninsula, is being studied following a multidisciplinary approach, including ichnological analysis, as a tool to interpret Mediterranean Outflow Water dynamics and Contourite Depositional System phenomena in the Galicia continental margin. Two main parts are determined, a sandy one in the upper part and a muddy part below. High-resolution digital images and Computed Tomography images were treated for trace fossil analysis. *Zoophycos* structures have been observed mainly localized at 35-50 cm below the upper surface, showing infilling material consisting of alternating host sediment and sediment similar in color to that from the upper part. The interval with concentration of *Zoophycos* is characterized by coarse sediments, similar sand percentage in sand to that in the upper part of the core, which could be interpreted as originated by similar sedimentary processes. However, in this case, increase in grain size is not produced by primary depositional processes but it is the consequence of secondary redistribution of particles by *Zoophycos* tracemaker.

Key words: Bioturbation, redistribution, grain size, Mediterranean Outflow Water, core SEL08-02.

Resumen: *La bioturbación se ha revelado como una importante fuente de redistribución vertical de partículas sedimentarias y, por tanto, como una causa de interpretaciones erróneas en análisis sedimentarios. El sondeo SEL08-02 (A Selva, NO de la Península Ibérica), está siendo estudiado en un contexto multidisciplinar, incluyendo el análisis icnológico como una herramienta para interpretar la dinámica de la Masa de Agua Mediterránea de Salida y el Sistema Deposicional Contourítico en el margen continental de Galicia. Imágenes digitales de alta resolución obtenidas directamente de testigos de sondeos e imágenes de Tomografía Computerizada han sido tratadas con el objetivo de llevar a cabo el análisis icnológico, sobre la base de una mejora en la visibilidad y caracterización de las trazas. Se observan estructuras de* Zoophycos *localizadas, fundamentalmente, a 35-50 cm por debajo de la superficie de techo, con un relleno compuesto por una alternancia del material encajante y de sedimento similar en color al de la parte superior del sondeo. El intervalo de concentración de* Zoophycos *se caracteriza por sedimentos groseros con porcentajes en arena similares a los de la parte superior del sondeo, lo que podría interpretase como originados por procesos sedimentarios parecidos. Sin embargo, en este caso, el incremento en el tamaño de grano es debido a la redistribución secundaria de partículas de la parte superior por el organismo productor de* Zoophycos.

Palabras clave: Bioturbación, redistribución, tamaño de grano, Masa de Agua Mediterránea de Salida, sondeo SEL08-02.

INTRODUCTION

In the last years, ichnological analysis is being revealed as a potential tool in the study of contourite deposits from deep-sea modern cores, helping to distinguishing from other associated turbidite and hemipelagic facies. Based on the relationship between tracemakers and environmental conditions, the study of trace fossils can be useful in the recognition of depositional parameters (i.e., current dynamic, rate of sedimentation, etc.) associated with the genesis of contourite facies. Moreover, recently it has be probed the influence of bioturbation on color variations in contourite deposits and associated facies, preventing on a direct interpretation of the related sedimentological features, and suggesting that ichnological analysis must accompany the sedimentological study of deep-sea modern cores (Dorador y Rodríguez-Tovar, 2016).

However, ichnological analysis in marine core sediments is, most times, complicated, especially when working with modern marine cores. To the limitations when working on core materials, as their narrow surfaces, limited size, or almost exclusive two-

dimensional expression of trace fossils, is necessary to add the difficulty to trace fossil characterization in modern marine cores because of the weak differentiation between biogenic structures and the host sediment (i.e., diffuse boundaries and similar infilling material than the host sediment). Recently, a high resolution image treatment method has been developed for the ichnological study of modern deep-sea marine cores, allowing: a) differentiation between biodeformational structures and trace fossils (Dorador et al., 2014a), b) quantification of the percentage of bioturbation in an objective and semi-automatic way (Dorador et al., 2014b), c) knowledge of the overlapping between trace fossils, tiering structure and penetration depth of some ichnotaxa (Dorador y Rodríguez-Tovar, 2014), d) enhancement of ichnofabric characterization (Rodríguez-Tovar y Dorador, 2015), and e) differentiation of deep-sea ichnofacies (Dorador y Rodríguez-Tovar, 2015b).

Based on this methodology, ichnological research on deep-sea modern marine cores had undergone a significant growth. The aim of this manuscript is a preliminary ichnological study of the gravity core SEL08-02 from A Selva, NW of the Iberian Peninsula, focusing on the incidence of bioturbation on distribution of some sedimentological features (i.e., grain size), as a first step in the interpretation of the palaeoenvironmental context and the involved depositional system.

GEOLOGICAL SETTING, THE STUDIED SUCESSION

The gravity core SEL08-02 (44.01ºN; 8.98ºW; 1127 water depth) was recorded during A'SELVA-08 (2008) cruise on board of the RV Sarmiento de Gamboa in A Selva, NW of the Iberian Peninsula (Fig. 1). A Selva, so called Ortegal marginal platform, was described as contourite terrace in the Galicia continental margin (Llave et al., 2015). This area, between 43.7ºN-44.35º N and 8.25º W-9.25ºW presents middle and upper slope well developed between 500 and 1600 meters under the sea level. Core SEL08-02 was recorded from the erosive feature of the continental slope and has a total length of 165 cm, mainly consisting of sandy mud and muddy sand sediment poorly sorted.

The A Selva middle slope is strongly influenced by the Mediterranean Outflow Water (MOW). The impinging of the MOW from west with the Ortegal Spur has generated a well-developed Contourite Depositional System (CDS) composed of erosive and depositional features in this area (Llave et al., 2015).

Classification of contourites is based on the integration of a variability of lithological information, being grain size one of the main characteristic to be considered. Thus, grain size analysis reveals essential to contourite characterization, in relation with variations in bottom current velocity, or assessing involved sedimentary processes associated to contourite deposition. Based on this, a detailed stratigraphic description, including grain size analysis, and sediment composition of core SEL08-02 have been conducted, in order to interpret MOW processes and products.

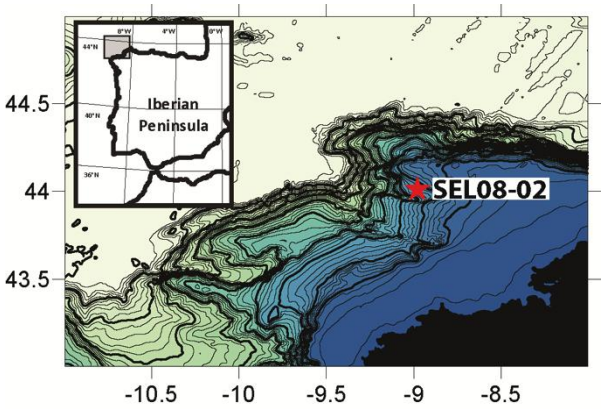


FIGURE 1. *Location of the gravity core SEL-02 at the NW of the Iberian Peninsula.*

METHODS

From the entire SEL08-02 the studied interval correspond to the upper 50 cm. Grain size analyses were performed in simple total fraction after the organic matter removing with H_2O_2 addition. A total of 54 samples (1 each 3 cm) were measured using Malvern laser-sizer between 0.05 and 700 μm at the Université Bordeaux 1.

XRF scan and the photographic acquisition were performed on half core sections with an AVAATECH XRF (University of Barcelona) core scanner at 10 kV for the light elements Al to Fe and, 30 kV for the heavy elements Rb to Ba at intervals of 1 cm.

Tomographic data were obtaining before opening the core using medical-based equipment of Computed Tomography (Helicoidal Multicut ECLOS, HITACHI) at the University Veterinary Hospital Rof Codina of Lugo (Galicia) following the protocol published by Mena et al. (2015). The tomographic images were obtained using free software MRIcro (Rorden and Brett, 2000), and the numerical treatment of the tomographic data were obtained using the software anidoC (Mena et al., 2015).

Ichnological analysis was conducted on selected images treated following the method proposed by Dorador et al. (2014a, b) and Dorador y Rodríguez (2015), using Adobe® Photoshop® software CS6. High resolution digital images directly take from cores and CT images were treated by modification of three image adjustments as *levels*, *brightness* and *vibrance*. After several modifications, the most positive results improving visibility of trace fossils and ichnotaxonomical characterization were used.

RESULTS

The mean grain size of core samples ranges between 15 and 100 µm, with an average of 35 µm and a standard deviation of 22.9. Attending to the grain size two populations of samples can be distinguished using the sand percentage and establishing a division in 30% of sand content. The finer samples population is composed mainly of coarse silt, and the coarser samples range between coarse silt to very fine sand. Attending to this division, four sedimentary units can be distinguished along the core:

Unit A, from 92 to 165 cm is the basal sedimentary unit of the core. This unit is the most homogenous sedimentary interval of the core. It is formed by coarse silt poorly sorted. Unit A present relatively constant values or without drastic changes along the unit in all the studied proxies. This unit appear as a continuous silt interval with not apparent sedimentary structures and presents the lowest bioturbation degree of the entire core.

Unit B, from 72 to 92 cm is the first sandy interval of the core, and is mainly composed by coarse silt to very fine sand. This unit presents a, erosive base which appear as an abrupt change in the values of the all the studied proxies. The grain size of the unit A records a fining-upward selection.

Unit C, from 20 to 72 cm is the unit with more significant changes in all the proxies. The mean grain size of this unit is composed by coarse silt to very coarse silt very poorly sorted and is the unit with the highest bioturbation degree.

Unit D, is the top unit, and goes from 0 to 20 cm, is mainly composed by very fine sand poorly sorted. It is the sandiest unit of the core, with a mean grain size of 83.5 µm and with a sand percentage always higher than 25%. This unit appear as a massive unit without sedimentary structures and with a vague erosive base.

The alternation along the core of silty and sandy units could correspond with two different environments for two scenarios of MOW intensity and sediment supply. The sandy units would correspond with a more vigorous current along the A SELVA terrace while the more silty units would represent a lower current intensity in the area.

For the studied interval where the ichnological analysis is performed, grain size shows significant fluctuations between the upper sedimentary units, with coarser intervals registered in the upper 15 cm of the core (between 60-70% of sand, > 63 µm), and around 35-50 cm deep (aprox. 50-60% of sand) (Fig. 2).

Ichnological analysis reveals the presence of successive, horizontal to slightly oblique spreiten structures, especially well observed in the treated CT images. At cross section, into the structures, two different infilling materials are evidenced by the alternance of green and purple color in CT images. Green material is similar in color to the host sediment, while purple one is similar to the material registered in the upper part of the core. Observed spreiten structures could correspond to cross sections of helical coiled systems belonging to *Zoophycos*.

Spreiten structures are not homogeneously distributed along the core, but showing a higher concentration between 35 to 50 cm below the surface.

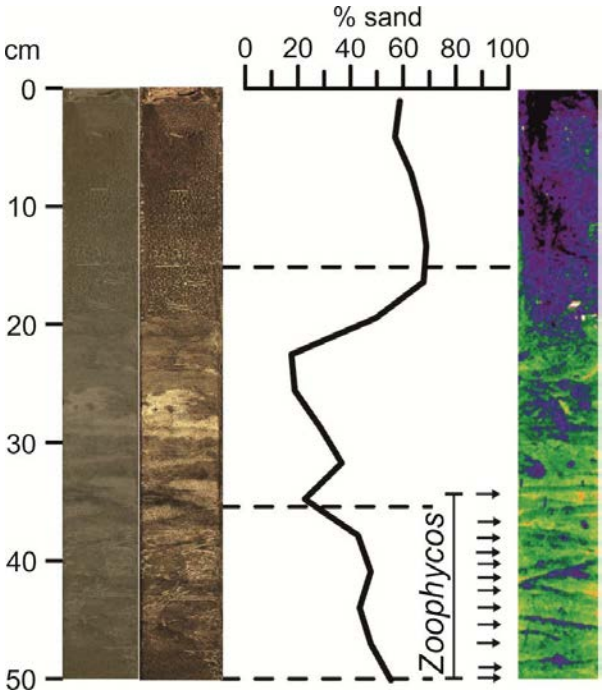


FIGURE 2. *From left to right, untreated and treated high resolution digital images, grain size (percentage of sand), and CT images with location of meniscate structures (arrows).*

DISCUSSION

Grain size is one important feature of sediment particles, revealing as significant tool in basin analysis based on the relationship between grain size distribution and sedimentary processes (erosion, transport, deposition). Thus, information of grain size distribution is usually used to the interpretation of sedimentary environments. In the case study grain size analysis, focusing on grain size distribution, reveals similar values in the upper part of the studied core and 35-50 cm below the surface that could be interpreted, in a first approach as evidencing similar depositional conditions related to MOW phenomena. However, the lower coarser interval at 35-50 cm from the top is also characterized by the presence of spreiten structures assigned to *Zoophycos*.

Zoophycos tracemaker reveals as a very active organism, moving actively sediment from the seafloor deep into its burrows, but also transporting sediment upward. At the K-Pg boundary, Cretaceous specimens of nannoplankton has been transported upwards and redeposited in Palaeogene sediments, and Palaeogene ones have introduced downward into Cretaceous sediments (i.e., Kędzierski et al., 2011), in cases with *Zoophycos* penetrating as much as 90 cm below the K-Pg boundary.

In the case study, presence of *Zoophycos* at 35-50 cm from the top, showing an infilling material with alternation of material similar to the host sediment together with sediment similar in color to that from the upper part of the core could determinate the averaged increase of grain size due to the redistribution of coarse material (sand) from above. In this case, coarser interval at around 35-50 cm below the surface is not consequence of primary depositional processes similar to those associated to the upper part, but to secondary biological processes due to the behavior of *Zoophycos* tracemaker.

CONCLUSIONS

Preliminary ichnological analysis of core SEL08-02 from A Selva, NW of the Iberian Peninsula, shows vertical redistribution of sediment particles. High resolution image treatment of core sediments facilitate visualization of *Zoophycos* structures located around 35-50 cm below the upper surface of the core. These *Zoophycos* show infilling material with alternation of host sediment and sediment similar in color to that of the upper part, due to behavior of *Zoophycos* tracemaker. The infilling material determines a secondary increase of grain size, unrelated to primary depositional processes, but to the biological redistribution. Thus, a detailed ichnological analysis is revealed essential to avoid misinterpretations in sedimentological analysis.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study has been funded by Projects CTM2012-39599-C03, CGL2012-3281 and CGL2015-66835 (Secretaría de Estado de I+D+I, Spain). The research of JD is funded through a pre-doctoral grant of the University of Granada.

REFERENCES

Dorador, J. y Rodríguez-Tovar, F.J. (2014): A novel application of quantitative pixels analysis to trace fossil research in marine cores. *Palaios*, 29: 533-538.

Dorador, J. y Rodríguez-Tovar, F.J. (2015): Application of digital image treatment to the characterization and differentiation of deep-sea ichnofacies. *Spanish Journal of Palaeontology*, 30(2): 265-274.

Dorador, J. y Rodríguez-Tovar, F.J. (2016): High resolution digital image treatment to color analysis on cores from IODP Expedition 339: Approaching lithologic features and bioturbational influence. *Marine Geology*, http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.02.005.

Dorador, J., Rodríguez-Tovar, F.J. y IODP Expedition 339 Scientists. (2014a): Digital image treatment applied to ichnological analysis of marine core sediments. *Facies*, 60(1): 39-44.

Dorador, J., Rodríguez-Tovar, F.J. y IODP Expedition 339 Scientists. (2014b): Quantitative estimation of bioturbation based on digital image analysis. *Marine Geology*, 349: 55-60.

Kędzierski, M., Rodríguez-Tovar, F.J. y Uchman, A. (2011): Vertical displacement and taphonomic filtering by bioturbation in the Cretaceous-Palaeogene boundary section at Caravaca, SE Spain. *Lethaia*, 44: 321-328.

Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Ercilla, G., Roque, C., Van Rooij, D., García, M., Juan, C., Mena, A., Brackenridge, R., Jané, G., Stow, D. y Gómez-Ballesteros, M. (2015): Bottom current processes along the Iberian continental margin. *Boletín Geológico y Minero*, 126: 219-256.

Mena, A., Francés, G., Pérez-Arlucea, M., Aguiar, P., Barreiro-Vázquez, J.D., Iglesias, A. y Barreiro-Lois, A. (2015): A novel sedimentological method based on CT scanning: Use for tomographic characterization of the Galicia Interior Basin. *Sedimentary Geology*, 321: 123-138.

Rodríguez-Tovar, F.J. y Dorador, J. (2015): Ichnofabric characterization in cores: a method of digital image treatment. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 465-471.

Rorden, C. y Brett, M. (2000): Stereotaxic display of brain lesions. *Behavioural Neurology*, 12: 191-200.

Restos de una superficie pre-alpina en el interior de la península ibérica. Rasgos para su identificación

Remnants of a Pre-Alpine surface within the Iberian Peninsula. Features for its identification

E. Molina-Ballesteros, J. García-Talegón y G. Alonso-Gavilán

Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca 37008 Salamanca. emoli@usal.es, talegon@usal.es, gavilan@usal.es

Resumen: En el interior de la península ibérica se localizan los restos de una superficie perteneciente a un paleorrelieve que hoy se encuentra desnivelado y/o roto por los efectos de la tectónica alpina de bloques. Dichos restos se identifican por presentar hacia techo: i) una cementación por ópalo sobre cobertera detrítica y/o sobre un zócalo Hercínico alterado, ii) movilización y redistribución de oxi-hidróxidos asociados con bioturbaciones y secuencias de suelos hidromorfos, iii) alteración de cobertera y zócalo con tendencia a una simplificación mineral, enriquecimiento en arcillas tipo 1:1, y donde son frecuentes los sulfatos del grupo de la alunita en zonas de lavado de oxi-hidróxidos. La dataciones por técnicas paleomagnéticas señalan que los procesos más antiguos que han sufrido estos materiales datan del Cretácico Inferior. Todo ello parece apuntar a que la cobertera sedimentaria se corresponde con el "Siderolítico" que aparece en otras regiones de la Europa occidental.

Palabras clave: Paleosuperficie, Alteraciones, Ópalo, Paleosuelos, Siderolítico

Abstract: *Remnants of a surface concerning to an old palaeolandscape which was unleveled and fractured by the Alpine tectonism are present in the interior of the Iberian Peninsula. These remnants are characterized by: i) a progressive cementation by opal upwards of the profiles developed on both, a fluvial sedimentary cover, or into a deeply weathered Hercynian basement fossilized beneath; ii) re-distribution of Fe oxy-hydroxides joined to abundant traits of bioturbations and superposition of hydromorphic soils; iii) a new alteration of both sedimentary cover and basement leading to a reduction into the number of the mineral association, enrichment into the 1:1 clay fraction, and presence of sulfates as alunite in the bleached zones. Paleomagnetic techniques point to that the oldest in situ processes undergone by these materials took place during the Lower Cretaceous. All these data suggest that the sedimentary cover would be related to the "siderolithic" of other parts in West Europe.*

Key words: *Palaeolandsurface, Weathering, Opal, Palaeosoils, Siderolithic*

INTRODUCCIÓN

En el contacto entre el basamento hercínico ibérico, al oeste, y las cuencas sedimentarias cenozoicas del interior de la meseta, al este, se localizan los restos de una cobertera sedimentaria de origen fluvial cuyos depósitos se apoyan discordantes sobre las diferentes litologías del citado basamento (Fig. 1 A, B, C). A su vez, esta cobertera aflora también discordante bajo los sedimentos más antiguos del Terciario en la cuenca del Duero (prov. de Zamora, Salamanca y Ávila) y del Tajo (prov. Toledo) (Mas et al., 1989). Sus sedimentos presentan los rasgos del "siderolítico" europeo: dominio de minerales resistentes, de filosilicatos 1:1 en la fracción arcilla, abundantes paleosuelos de tipo hidromorfo, y una fuerte cementación por ópalo a techo (Simon Coiçon et al., 2000; Thiry et al., 2006). Así mismo, estos mismos rasgos aparecen también a techo de los potentes perfiles de alteración sobre el basamento hercínico cuando la cobertera falta o es poco potente (Martín Serrano, 1988; Molina-Ballesteros et al., 1997).

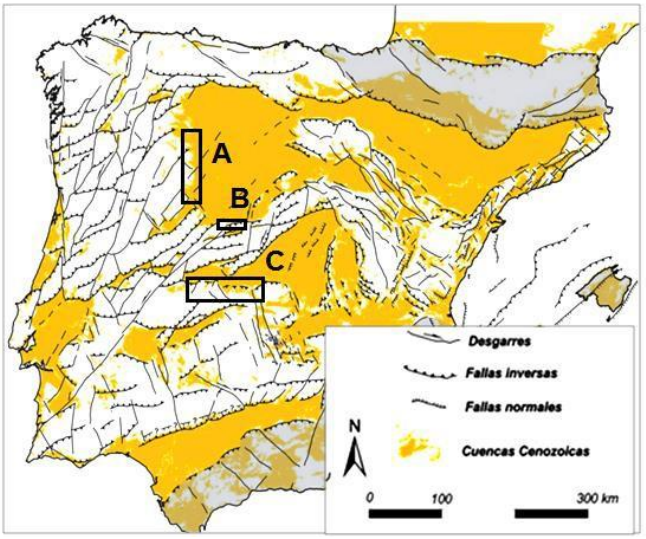


FIGURA 1. *Localización de las zonas de estudio. A: Borde SW de la Cuenca del Duero(Zamora y Salamanca). B: Valle del Amblés (Avila). C: Borde de la Cuenca del Tajo (Toledo).*

LA COBERTERA SEDIMENTARIA

Sus depósitos aparecen bien desarrollados en algunos de los afloramientos de las provincias de Salamanca y Zamora (Fig. 1 A), donde la potencia puede alcanzar los 50m. Se ha estudiado la mineralogía, geoquímica y micromorfología de estos sedimentos "siderolíticos" en varios perfiles por medio del análisis químico, microscopía óptica, DRX, MEB y EDRX (Blanco *et al.* 2008; Molina-Ballesteros et al., 2009).

El estudio nos ha mostrado que los materiales depositados presentan de partida una mineralogía muy residual heredada de alteraciones previas. A lo largo de la sedimentación, y con anterioridad a su cementación por ópalo, estos sedimentos sufrieron importantes procesos de bioturbación (Fig. 2) y redistribución de materia a nivel interno, con segregación de oxi-hidróxidos bajo condiciones más o menos hidromorfas. Al final de la sedimentación, o incluso con posterioridad, se produjo una nueva alteración *in situ* que llevó consigo: i) el enriquecimiento en filosilicatos nuevos de tipo 1:1, ii) la generación masiva de ópalo, especialmente a partir de la disolución de una parte de la fracción arcilla del sedimento y, iii) como fase final, la formación de minerales del grupo de la alunita-jarosita como evaporitas de un medio de carácter ácido.

FIGURA 2. *Bioturbaciones de la cobertera sedimentaria silicificada (Fm. Salamanca) en el perfil de Calvarrasa de Arriba de la cuenca del Duero.*

EL ZÓCALO HERCÍNICO ALTERADO

La alteración puede alcanzar varios metros o incluso decenas de metros de profundidad sobre las distintas litologías, pero la cementación por ópalo se concentra en los metros más superficiales. En el caso de granito (Fig. 1 B) aparece desarrollado un perfil complejo en el que se diferencian varias facies o niveles de alteración que han sido utilizados desde antiguo como fuente de materiales de construcción y restauración en monumentos de la ciudad de Avila (García-Talegón et al., 1994; García-Talegón et al., 2016).

Al S del río Tajo (Fig. 1 C), el contacto entre los materiales del basamento hercínico de Montes de Toledo y los sedimentos que rellenan la Fosa del Tajo se hace por medio de una zona de fracturación compleja con orientación general E-O. Aquí los sedimentos siderolíticos están muy basculados e incluso el basamento alterado cabalga sobre ellos (Fig. 3). La alteración del basamento está siendo explotada actualmente como fuente de arcillas especiales.

FIGURA 3. *Ejemplo de una zona de fractura al sur del río Tajo. Las rocas del zócalo Hercínico (I) cabalgan sobre los sedimentos de la cobertera siderolítica (II). El plano de fractura (F) buza hacia el norte.*

IMPLICACIONES MORFOLÓGICAS

El conjunto de estos hechos y de estos rasgos nos ha servido para proponer la existencia de una antigua superficie topográfica perteneciente a un paleorrelieve que se encuentra hoy deformado, fracturado, desnivelado y/o fosilizado por los sedimentos posteriores (Fig. 4). Sus restos se localizan hoy en varios puntos del oeste de la Meseta central de la Península Ibérica (Fig. 5).

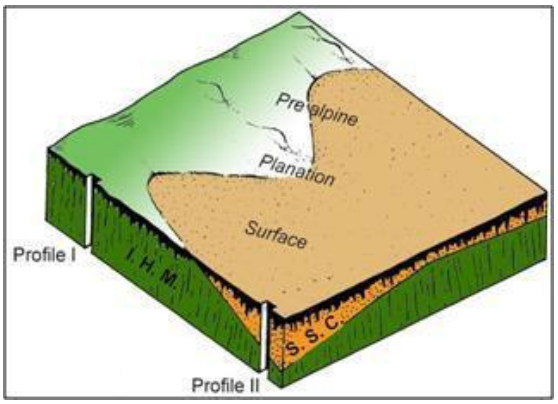


FIGURA 4. *Bloque diagrama de la antigua superficie. S.S.C. Cobertera Sedimentaria Siderolítica. Profile I (perfil de alteración sobre el Zócalo Hercínico Ibérico I.H.M.) y Profile II (perfil de alteración sobre la Cobertera Sedimentaria Siderolítica S.S.C). (modificado de García-Talegón et al., 2016)*

Los estudios paleomagnéticos realizados en muestras procedentes de los perfiles de la cobertera

siderolítica en la provincia de Zamora (Alonso Gavilán et al., 2012) apuntan a que los procesos que originaron esos rasgos tuvieron lugar hacia el inicio del Cretácico *s.l.* y, en todo cado, son anteriores a los empujes de la tectónica alpina en estas zonas de la Península.

FIGURA 5. *Restos de la antigua superficie pre-alpina observada en el escarpe de Calvarrasa de Arriba (Salamanca). Nivel de la cobertera cementada por ópalo (flechas blancas). En la base de los escarpes afloran las pizarras muy alteradas. El paisaje de fondo es una "superficie grabada", resultado del desmantelamiento del manto de alteración sobre el basamento de la zona.*

CONCLUSIONES

La Fig. 6 es un esquema resumen de los procesos que se describen y que pueden ser comprobados en el borde oeste de la Cuenca del Duero.

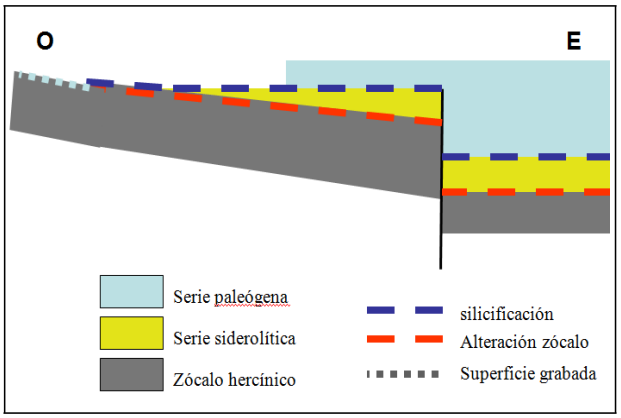


FIGURA 6. Esquema de conclusión: Relaciones entre la estructura, sedimentación y alteraciones en el borde SO de la Cuenca del Duero.

REFERENCIAS

Alonso Gavilán, G., Villalaín, J.J., Soto, R., Calvo-Rethert, M., Bartolomé, M., Molina Ballesteros, E., y García-Talegón, J. (2012): Aproximación a la cronología de la Fm. Areniscas de Salamanca (SO de la Cuenca del Duero) a partir de estudios paleomagnéticos. En: *VIII Congreso Geológico de España*, Oviedo. Comunicacione, 13: 1112-1115.

Blanco, J.A., Armenteros, I., y Huerta, P. (2008): Silcrete and alunite genesis in alluvial palaeosols (late Cretaceous to early Palaeocene, Duero basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 211: 1-1.

García-Talegón, J., Molina, E. y Vicente, M.A. (1994): Nature and characteristics of 1:1 phyllosilicates from weathered granite. Central Spain. *Clay Minerals*, 29: 727-734.

García-Talegón, J., Iñigo, A.C., Vicente-Tavera, S., y Molina-Ballesteros, E. (2016): Silicified Granites (Bleeding Stone and Ochre Granite) as Global Heritage Stone Recourses from Ávila, Central Spain. *Geoscience Canada*, 43 (1): 120-135.

Martín-Serrano, A. (1988): El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico. Inst. Est. Zamoranos Florián de ocampo, Dip. Zamora 306 p.

Mas, R., Bernabeu, P., Garzón, M.G. y Rodas, M. (1989): Los relieves de Silcreta del Paleógeno en el borde meridional de la cuenca del Tajo (provincia de Toledo). En: *XII Congreso de España de Sedimentología*, 1: 253-256.

Molina Ballesteros, E., García-Talegón, J. y Vicente-Hernández, M.A. (1997). Estudios de perfiles silicificados en el borde SO de la cuenca terciaria del Duero. Una nueva interpretación genética de la silicificación. *Revista Sociedad Geológica de España*, 10 (3-4): 327-338.

Molina Ballesteros, E., García-Talegón, J., y Alonso-Gavilán, G. (2009): Papel de la porosidad en el proceso de silicificación del borde occidental de la cuenca terciaria del Duero. Nuevas aportaciones e implicaciones morfológicas. *Revista Sociedad Geológica de España*, 22 (3-4): 145-154.

Simon Coiçon, R., Thiry, M., y Quesnel, F. (2000): Paléopaysages et paéoenvironnements sidérolithique du nord du Massf Central (France). *Comptes Rendus de l´Académie des Sciences de la Terre et des planètes*, 330 (10): 693-700.

Thiry, M., Quesnel, F., Yans, J., Wins, R., Vergary, A., Theveviaut, H., Simon-Coiçon, R., Ricordel, C., Moreau, M.G., Giot, D., Dupuis, Ch., Bruxelles, L., Barbarand, J., y Baele, J.M. (2006): Continental France and Belgium during the early Cretaceous: paleoweatherings and paleolandforms. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177 (3): 155-175.

Evidencias geomorfológicas del área subsidente del río Corbones medio (Sevilla)

Geomorphological evidences of the subsiding area of the middle Corbones River (Seville)

F. Moral[1]

1 Dpto. Sistemas Físicos, Químicos y Naturales. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad Pablo de Olavide, Ctra. de Utrera, km 1, 41013 Sevilla. fmormar@upo.es

Resumen: El río Corbones medio, el tramo inferior del arroyo Salado, y el complejo lacustre de La Lantejuela se localizan en una depresión de 50 km de longitud alineada en dirección este-oeste. Al norte, y en disposición paralela, se encuentran los relieves elevados de las terrazas del río Guadalquivir y el cerro Palomarejo. Los principales rasgos morfológicos de la red fluvial (perfil longitudinal y trazado fluvial) y de los depósitos aluviales, así como, la disposición del relieve indican la existencia de procesos tectónicos recientes que han producido levantamientos diferenciales, responsables de la génesis del área relativamente subsidente del río Corbones medio. Estos movimientos han favorecido la captura de la cuenca alta de varios afluentes del Guadalquivir a favor de la red de drenaje del río Corbones. Entre estas capturas, destaca la de un antiguo río, antecesor del río Corbones, que discurría hacia el norte a través del valle actual del arroyo Madre de las Fuentes. Esta captura fluvial ha sido deducida a partir de: 1) afloramientos de terrazas aluviales con cantos de procedencia subbética; 2) un cambio en la dirección del trazado del río Corbones; 3) la desproporción entre el valle del arroyo Madre de las Fuentes y el caudal de dicho cauce; y 4), el perfil longitudinal cóncavo del arroyo Madre de las Fuentes.

Palabras clave: morfología de cauces, agradación, terrazas fluviales, capturas fluviales, tectónica cuaternaria

Abstract: *The middle course of Corbones River, the lower course of Salado River, and La Lantejuela playa lakes are located in a depression of 50 km length, aligned east-west. To the north and parallel, are the high reliefs of the Guadalquivir terraces and Palomarejo Hill. Main morphological features of the river network (longitudinal profiles and channel patterns) and of the alluvial deposits, as well as the arrangement of the relief, indicate the existence of recent tectonic processes that have produced differential uplift, responsible for the genesis of the relatively subsiding strip of middle Corbones River. These movements have led to the capture of the upper basin of several tributaries of Guadalquivir River by the Corbones river network. Among these, stands out the capture of a former river, the Corbones predecessor. This river flowed north through the current Madre de las Fuentes valley. The capture has been deduced from: 1) outcrops of alluvial terraces with pebbles of subbetic origin; 2) a change in the direction of Corbones River; 3) disproportion between the valley dimensions and discharge of Madre de las Fuentes River; and 4), a concave longitudinal profile of Madre de las Fuentes River.*

Key words: *channel pattern, aggradation, fluvial terraces, stream captures, Quaternary tectonics*

INTRODUCCIÓN

El río Corbones nace en la zona limítrofe septentrional de las provincias de Cádiz y Málaga (sierras Blanquilla, del Borbollón, de Cañete) y cruza de sureste a noroeste el sector centro-meridional de la provincia de Sevilla hasta desembocar en el río Guadalquivir por su margen izquierda. Su cuenca se extiende por la parte central de la Depresión del Guadalquivir y, en el sector de cabecera por las primeras estribaciones de la Cordillera Bética. Su tramo medio, orientado en dirección ONO-ESE, forma una alineación de unos 50 km de longitud con el arroyo Salado de la Jarda y el complejo lacustre de La Lantejuela, situados al este. Esta alineación corresponde a una franja de terreno deprimido (60 a 150 msnm, de oeste a este) limitada al norte por los relieves de las terrazas aluviales del Guadalquivir y el cerro Palomarejo (160 a 309 msnm), y al sur por los cerros característicos de la Campiña Andaluza y por los Llanos de Osuna.

En la zona de estudio predominan los afloramientos de margas miocenas, que forman los cerros mencionados, y los depósitos aluviales, que constituyen las terrazas aluviales del Guadalquivir, los Llanos de Osuna y las llanuras aluviales asociadas a los cauces principales (Fig. 1).

Los objetivos principales de este trabajo son describir los rasgos morfológicos más sobresalientes de la depresión del Corbones medio y sectores adyacentes (trazados y perfiles longitudinales de los cauces principales, capturas fluviales, terrazas aluviales y llanuras de inundación, valles fluviales) y, siguiendo la línea de trabajos anteriores (Moral *et al.*, 2006; Moral *et al.*, 2013), relacionar la ubicación de dichas formas con procesos tectónicos actuales que han provocado

deformación y levantamientos diferenciales que, en última instancia, son los responsables de la disposición del relieve de la zona.

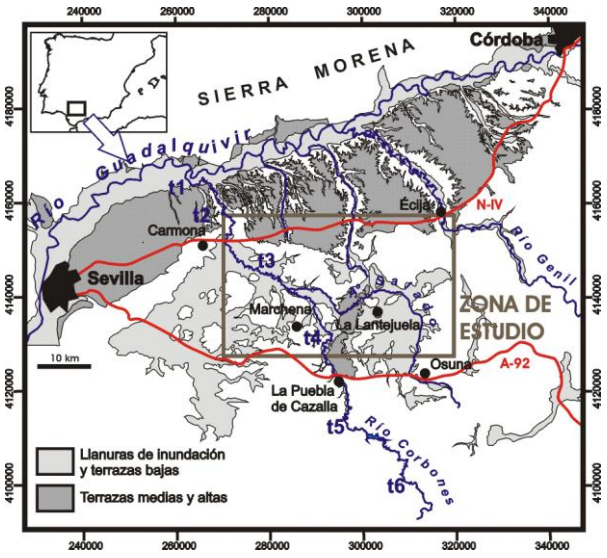


FIGURA 1. *Localización de la zona de estudio, de los principales cauces fluviales y de los afloramientos de sedimentos aluviales.*

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL RÍO CORBONES

El río Corbones presenta un trazado de más de 170 km de longitud, entre su cabecera, situada a unos 600 msnm, y su desembocadura en el río Guadalquivir, a 16 msnm. Tiene una cuenca vertiente de unos 1790 km^2.

Su perfil longitudinal posee una forma cóncava, con pendientes superiores al 0,8 % en el tramo situado aguas arriba del embalse de La Puebla de Cazalla y valores próximos al 0,1 % aguas abajo de la confluencia del arroyo Salado de la Jarda (Fig. 2).

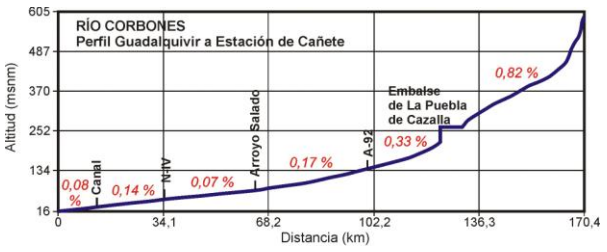


FIGURA 2. *Perfil longitudinal del río Corbones. La pendiente de los distintos tramos fluviales se indica en rojo.*

Las zonas de menor pendiente coinciden con su tramo inferior, que discurre sobre la llanura de inundación del Guadalquivir (t1, en Tabla I), y el tramo comprendido entre la carretera N-IV y la desembocadura del arroyo Salado (t3). Entre ambos existe otro tramo (t2) de mayor pendiente que produce una suave concavidad en el perfil longitudinal.

Aguas abajo de La Puebla de Cazalla, el canal del río Corbones tiene un trazado meandriforme, aunque la sinuosidad es máxima en el tramo 3 (Tabla I). En este tramo, la llanura aluvial del río Corbones, en la que se observan numerosos meandros abandonados, alcanza su mayor desarrollo.

Tramo	Longitud (km)	Desnivel (m)	Pendiente (%)	Sinuosidad
t1	12,56	10	0,08	
t2	21,78	31	0,14	1,63
t3	29,40	20	0,07	1,73
t4	35,86	62	0,17	1,48
t5	23,70	78	0,33	1,25
t6	47,08	388	0,82	

TABLA I. *Características geométricas de los 6 tramos diferenciados en el río Corbones. La localización de los tramos se indica en las figuras 1 y 2.*

Otro rasgo geomorfológico significativo es la existencia de una serie de terrazas aluviales situadas en la vertiente derecha del tramo medio del río Corbones, aguas debajo de La Puebla de Cazalla. Están constituidas por conglomerados, areniscas, limos y arcillas, que alcanzan hasta 19 m de espesor, atribuidos al Cuaternario antiguo o quizá al Plioceno (Crespo, 1977; Pignatelli y Crespo, 1977). Los conglomerados y areniscas están formados mayoritariamente por clastos calizos y dolomíticos, que se consideran de origen subbético, muy cementados por carbonato cálcico.

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL ARROYO MADRE DE LAS FUENTES

El arroyo Madre de las Fuentes discurre hacia el norte a lo largo de unos 42 km, atravesando el sistema de terrazas aluviales de la margen izquierda del Guadalquivir. Se origina en las llanuras ubicadas al SE de Fuentes de Andalucía (Llanos de los Lirios, Los Arenales), a unos 130 msnm, y desemboca en el río Guadalquivir a 32 msnm en la Isla del Rincón, junto al límite de las provincias de Córdoba y Sevilla. Su cuenca vertiente tiene una superficie próxima a 455 km^2.

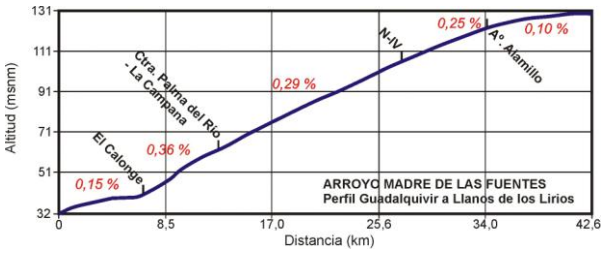


FIGURA 3. *Perfil longitudinal del arroyo Madre de las Fuentes. La pendiente de los distintos tramos fluviales se indica en rojo.*

Es muy llamativa la forma cóncava de su perfil longitudinal. El tramo de menor pendiente se encuentra las llanuras de la zona de cabecera, donde se han construido numerosas zanjas para facilitar el drenaje de las aguas. La pendiente del cauce aumenta

paulatinamente aguas abajo hasta El Calonge, al inicio de la llanura de inundación del Guadalquivir (Fig. 3).

El trazado del arroyo Madre de las Fuentes también es muy peculiar, puesto que a lo largo de la mayor parte de su recorrido (desde la desembocadura del arroyo del Alamillo hasta El Calonge) se trata de un cauce trenzado, con canales múltiples separados por barras de aluviones.

CAPTURAS FLUVIALES

El sistema de terrazas aluviales del Guadalquivir forma un extenso afloramiento en su margen izquierda, con una longitud y una anchura medias de unos 100 y 25 km, respectivamente. Según la transversal, se pueden identificar entre 4 y 9 terrazas que se disponen subparalelas al río Guadalquivir y escalonadas de sur a norte. En la zona de estudio, la terraza más alta y meridional se encuentra a una cota comprendida entre 170 y 175 msnm, unos 135 m más alta que la llanura de inundación del río Guadalquivir. Las terrazas se encuentran muy suavemente basculadas hacia el norte de manera que la red de drenaje superficial fluye en esa dirección, perpendicularmente a las terrazas (Moral *et al.*, 2013).

Estos materiales, que lógicamente fueron depositados en zonas topográficamente deprimidas, han sufrido un proceso de inversión del relieve a causa del encajamiento y migración del río Guadalquivir por el norte y de la formación de la depresión del río Corbones medio por el sur.

Precisamente en el límite sur de los afloramientos aluviales existen claros indicios geomorfológicos de varias capturas fluviales realizadas por la red fluvial del Corbones medio a costa de los afluentes del Guadalquivir que circulan hacia el norte sobre las terrazas fluviales. De oeste a este, se trata de las capturas del arroyo de Casas Viejas, del arroyo de Zahariche y del arroyo Madre de las Fuentes (Fig. 4).

El arroyo de la Higuera es un pequeño cauce que desemboca en el río Corbones por su margen derecha. Su trazado, con un tramo superior en dirección S-N, sufre una brusca inflexión de 90º. El tramo superior ha sufrido un notable proceso de incisión fluvial. Justo a norte de la inflexión, interpretada como un codo de captura, comienza el valle del arroyo de Casas Viejas, que discurre hacia el norte hasta desembocar en el río Guadalquivir. Este valle es relativamente amplio, incluso desde su cabecera, por lo que debió de originarse antes de la captura fluvial, cuando recibía las aguas de escorrentía de la actual cuenca alta del arroyo de la Higuera (Fig. 4).

La situación es similar en el arroyo de Zahariche, un afluente del Guadalquivir situado más al este, que atraviesa el sistema de terrazas de sur a norte. Este cauce ha formado un amplio valle, de una anchura aproximada de 1 km, que termina bruscamente cerca del cortijo de Santa Juliana. Este hecho se explica por la pérdida de su antigua cuenca alta a expensas de otro arroyo, que casualmente recibe el mismo nombre, que desemboca en el arroyo de La Aljabara, un afluente del río Corbones. En este caso, los dos arroyos implicados en la captura fluvial tienen la misma dirección, por lo que no se aprecia el codo de captura (Fig. 4).

Por último, cabe señalar que el arroyo Madre de las Fuentes discurre por un amplio valle, de una anchura media de 2,5 km y una profundidad de unos 50 m, excavado en los aluviones de las terrazas del Guadalquivir. Este valle resulta claramente desproporcionado respecto a la entidad del cauce principal, en particular, en la cuenca alta, de apenas 100 km^2 de superficie. Por otro lado, unos 9 km al sur de la cabecera del arroyo Madre de las Fuentes, el río Corbones presenta un cambio en la dirección de su trazado, de S-N a SE-NO. Entre ambos puntos existen una serie de afloramientos de terrazas aluviales en las que se observan conglomerados constituidos por cantos calizos y dolomíticos de origen subbético (Crespo, 1977; Pignatelli y Crespo, 1977). Estos materiales habrían sido depositados por un antiguo río que debía de tener un recorrido similar al del río Corbones hasta La Puebla de Cazalla, seguiría hacia el norte a través de las terrazas aluviales descritas y continuaría por el valle del arroyo Madre de las Fuentes. Este río habría sido capturado por la erosión remontante de un cauce menor que circulaba en dirección ESE-ONO por la actual depresión del Corbones medio dando lugar al río Corbones (Fig. 4).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En la zona de estudio, el sistema de terrazas aluviales del Guadalquivir se dispone alineado en dirección E-O, con las terrazas más altas situadas al sur, unos 135 m por encima de la actual llanura de inundación. Por otra parte, las terrazas han sufrido un proceso de inversión del relieve, por la migración y encajamiento del río Guadalquivir hacia el norte y por la formación de la depresión del Corbones medio hacia el sur. El resultado es la existencia de una alineación relativamente elevada del relieve que se continúa hacia el este por el cerro Palomarejo (309 msnm). La génesis de esta alineación se relaciona con procesos tectónicos recientes que han originado el levantamiento del conjunto y el ligero basculamiento hacia el norte de los depósitos aluviales. La terminación meridional de este conjunto, casi rectilínea, apoya su origen tectónico.

Inmediatamente al sur, existe una franja paralela relativamente deprimida en la que se localiza, de oeste a este, el tramo medio del río Corbones, el tramo inferior del arroyo Salado de la Jarda, su principal afluente, y el complejo lacustre de La Lantejuela.

En esta zona deprimida el río Corbones presenta unos rasgos geomorfológicos peculiares (su menor pendiente longitudinal, su trazado más sinuoso, meandros abandonados, orientación ONO-ESE y el mayor desarrollo de la llanura aluvial) que indican un proceso de agradación por depósito continuado de aluviones en una zona relativamente subsidente. En definitiva, el origen de la depresión del Corbones

medio, y su continuación oriental hasta las lagunas de La Lantejuela, también puede atribuirse a los citados procesos tectónicos recientes.

El levantamiento diferencial entre la franja septentrional y la depresión del Corbones medio, a su vez, habría facilitado la captura de las cabeceras de los arroyos de Casas Viejas, de Zahariche y Madre de las Fuentes por la red de drenaje del río Corbones.

Particularmente significativa es esta última, puesto que habría afectado al principal río de la zona, responsable de la formación del amplio valle del arroyo Madre de las Fuentes y de las terrazas fluviales de origen subbético existentes entre La Puebla de Cazalla y Los Arenales. Este paleocauce, que circularía en dirección S-N desde la cuenca alta del río Corbones hasta el Guadalquivir, a través del valle del arroyo Madre de las Fuentes, sería el antecesor del río Corbones actual.

Por otra parte, la disminución de los caudales que la captura ocasionó en el arroyo Madre de las Fuentes probablemente explicaría los peculiares rasgos geomorfológicos (perfil longitudinal cóncavo y trazado trenzado), al ser incapaz de evacuar la carga de fondo presente en el cauce y, en consecuencia, de ajustar su perfil al descenso del nivel de base que ha provocado el encajamiento del río Guadalquivir.

Dada la edad de los materiales aluviales y formas descritas, cabe pensar que este proceso de levantamiento tectónico diferencial continúa activo en la actualidad.

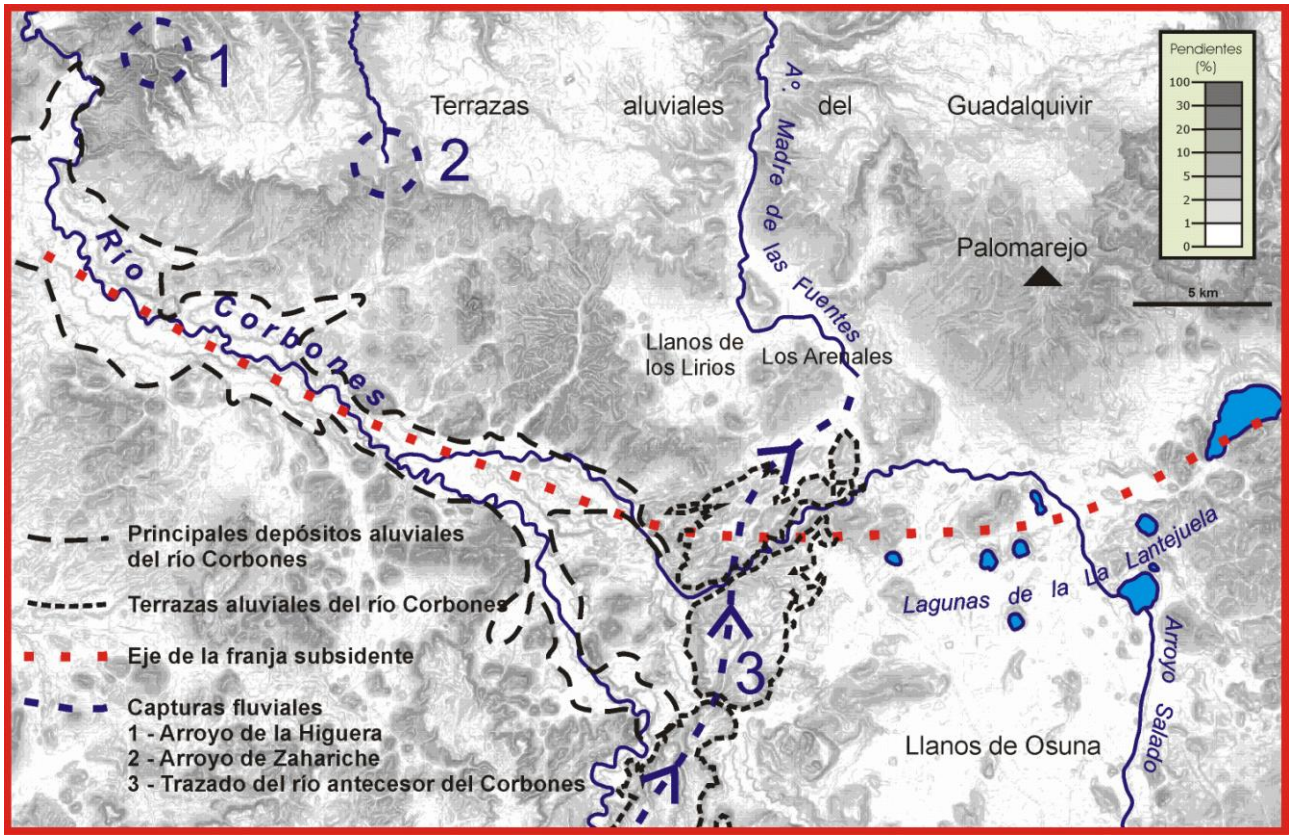


FIGURA 4. *Mapa de pendientes de la zona de estudio. Se indica la ubicación del área subsidente del Corbones medio y de las principales capturas fluviales y la posición aproximada del cauce antecesor del río Corbones.*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado a través del proyecto CGL2013-46368-P (Ministerio de Economía y Competitividad).

REFERENCIAS

Crespo, A. (1977): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 986 (Fuentes de Andalucía)*. IGME, Madrid.

Moral, F., Balanyá, J.C., Expósito, I. y Rodríguez-Rodríguez, M. (2013): Análisis geomorfológico de las terrazas fluviales del Bajo Guadalquivir e implicaciones tectónicas. *Geogaceta* 54: 143-146.

Moral, F.; Rodríguez-Rodríguez, M.; Benavente, J. y Cifuentes, V. J. (2006): Influencia de los procesos diapíricos en la génesis del acuífero detrítico Osuna-La Lantejuela y del complejo lacustre de La Lantejuela (Sevilla). En: *Las aguas subterráneas en los países mediterráneos* (J.A. López-Geta, J., R. Fernández-Rubio y G. Ramos, eds.), 123-128.

Pignatelli, R. y Crespo, A. (1977): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1004 (Marchena)*. IGME, Madrid.

Morfometría y control geológico de las depresiones kársticas de la Sierra de Tendeñera

Morphometry and geological control of the karst depressions in the Tendeñera Range

E. Pardo-Igúzquiza[1], J.J. Durán[1], D. Balart[2], J. Borrás[2], J. Ferreres[2], E. Quiroga[2], J. Guillén[2], X. Garza[2], F. Marqués[2], A. Cabrera[1], A. Robador[1] y P. Robledo-Ardila[3]

1 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid, e.pardo@igme.es, jj.duran@igme.es, a.robador@igme.es
2 Espeleo-Club de Gràcia,"Espai Jove La Fontana", Gran de Gràcia, 190-192, 08024. Ap. de correos 9126-08080 Barcelona, dbrosello@gmail.com
3 Unidad del IGME en Palma de Mallorca, Ciudad de Querétaros, s/n, 07007, Palma de Mallorca, pa.robledo@igme.es

Resumen: La Sierra de Tendeñera, situada en la parte occidental de los Pirineos, en la provincia de Huesca, tiene un paisaje geomorfológico condicionado por la disposición estructural, muy verticalizada, de los estratos de una secuencia carbonática que ha sido remodelada por procesos glaciares y kársticos. En este trabajo nos centramos en el estudio del exokarst y en particular se realiza un estudio morfométrico de las depresiones kársticas de escala métrica. Se analizan diferentes parámetros morfométricos de las depresiones como son su forma, tamaño, frecuencia, distribución con la altitud y su relación con la litología y disposición estructural de la secuencia carbonatada. El tamaño mínimo de las depresiones identificadas y delineadas está relacionado con la resolución del modelo digital de elevaciones utilizado y que tiene 5 m como tamaño de la malla. Se muestra como una familia de fracturas conjugadas con dos direcciones preferentes NNO-ESE y NNE-OSO, condicionan la geometría de las depresiones tomadas individualmente, pero la disposición en conjunto sigue una dirección E-O que coincide con la dirección de la estratificación. Estas depresiones son muy importantes como áreas de recarga que alimenta el endokarst, también muy desarrollado en la Sierra de Tendeñera.

Palabras clave: karst, dolinas, MDE, fracturas, Pirineos.

Abstract: *The Tendeñera range, which is located in the Western Pyrenees in the Huesca province, has a landscape that has been conditioned by the structural disposition of high dip strata, of a carbonate sequence that has been remodeled by glacial and karstic processes. In this work we focus on the study of the exokarst and particularly we study the morphometry of karst depression at a metric scale. Different geomorphic parameters of the depressions have been analyzed like the shape, size, abundance and relation of their occurrence with the altitude, as well as their relation with the lithology and the structural layout of the carbonate succession. The minimum size of the delineated depressions is related to the spatial resolution of the digital elevation models used for the identification of depressions and that has a length of 5m on a side of the square cell. It is shown how a conjugate family of fractures with the two main directions NNW-ESE and NNE-WSW condition the shape of depressions taken as individual entities, although the joint occurrence of the depressions follows an E-W lineation which is coincidental with the strike of the stratification. These depressions play an important role as preferential recharge areas that feeds the endokarst and which is also very well developed in the Tendeñera range.*

Key words: *karst, dolines, DEM, fractures, Pyrenees*

INTRODUCCIÓN

La Sierra de Tendeñera está situada en la provincia de Huesca (Fig. 1), en el Pirineo occidental, y presenta una forma rectangular con el lado mayor de unos 14 km en dirección este-oeste (E-O), entre los ríos Gállego y Ara, y un lado menor de unos 4 km en dirección N-S. La estructura de la Sierra de Tendeñera está constituida por un cabalgamiento (Teixell, 1992) que superpone materiales del Cretácico superior y Terciario sobre una cobertera cretácica discordante sobre rocas paleozoicas (Fig. 2). Posteriormente la serie está verticalizada por el desarrollo de un gran pliegue anticlinal correspondiente al antiformal stack de la Zona Axial pirenaica. La parte karstificable principal es una banda de materiales carbonáticos, de 2 km de ancho en dirección N-S, formada por una secuencia de caliza arenosa, dolomía tableada, caliza masiva y caliza con sílex formando una secuencia de unos 800 m de espesor con dirección general de estratificación E-O y buzamiento muy alto, casi vertical en algunos sectores; lo que hace que la amplitud vertical de roca karstificable sea bastante mayor que el espesor real de la secuencia. Otro rasgo característico de la secuencia es el estar afectada por dos direcciones principales de

fracturación tardía con direcciones N20E y N130E que junto a la dirección de la estratificación van a imponer un importante control estructural a la geomorfología de la Sierra (Serrano Cañadas, 1995). Dicha geomorfología está dominada por importantes escarpes y procesos de ladera asociados con las altas pendientes (por ejemplo canchales), por la geomorfología glaciar, fundamentalmente pretérita y con buenos ejemplos de circos glaciares, horns, valles glaciares y una geomorfología kárstica dominada, en superficie, por el lapiaz a pequeña escala y por la depresiones kársticas a escala métrica, así como por un gran desarrollo de los conductos kársticos en el interior del macizo. En este trabajo nos centramos en el estudio morfométrico del exokarst a escala métrica. Las depresiones kársticas son el rasgo más característico del karst a dicha escala (Ford and Williams, 2007), principalmente dolinas.

CENSO DE DEPRESIONES KÁRSTICAS

La base fundamental para el estudio de las depresiones kársticas del exokarst es su cartografía a partir del modelo digital de elevaciones (MDE) mediante la identificación y delineación de las depresiones del terreno. Se ha procedido mediante el uso de un algoritmo automático (Jenson and Domingue, 1988) que tiene la ventaja de procesar de un modo eficiente grandes áreas, áreas no accesibles y áreas cubiertas de vegetación (Pardo-Igúzquiza *et al*., 2013). Los resultados del algoritmo ya se han validado en otros macizos kársticos y además las depresiones detectadas por el algoritmo coinciden con las depresiones identificadas mediante las curvas de nivel en un mapa topográfico de detalle y abundantes observaciones de campo por los autores de este trabajo miembros del Espeloclub de Gràcia. Se han detectado 792 depresiones (Fig. 3) donde las dos mayores corresponden a dos conocidos ibones. No se ha detectado el ibón de Sabocos por estar capturado. El valor medio de la superficie de una depresión es esta área es de 397 m^2 y la mediana de 25 m^2 por lo que más de la mitad de las depresiones son del tamaño de una celda de 5 m de lado y el percentil 90 es de 275 m^2 es decir que el 90% de las depresiones tienen una superficie menor a dicho valor. Cabe constatar que la malla del modelo digital estudiada tiene una precisión de 5 m, con lo que las depresiones menores de este rango no siempre han sido detectadas, obteniéndose en el mejor de los casos, una superficie aproximada del tamaño de una celda y una profundidad poco precisa. Un gran porcentaje de las depresiones inspeccionadas "in situ" han resultado ser simas en las que mayoritariamente en su interior alberga un nevero perenne con claros procesos de gelifracción y depósitos morrénicos, provocando la obstrucción parcial o total de su conducto hidrológico principal.

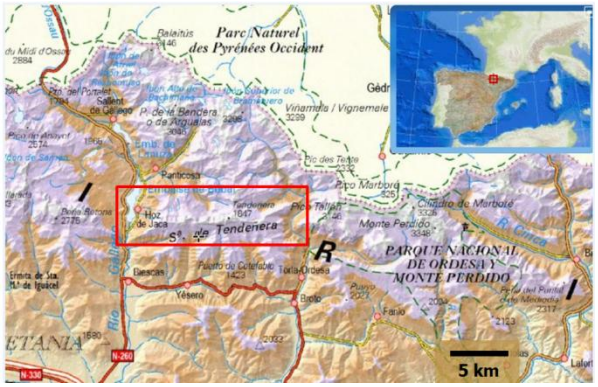


FIGURA 1. *Localización geográfica de la Sierra de Tendeñera (recuadro rojo). Fuente: Instituto Geográfico Nacional.*

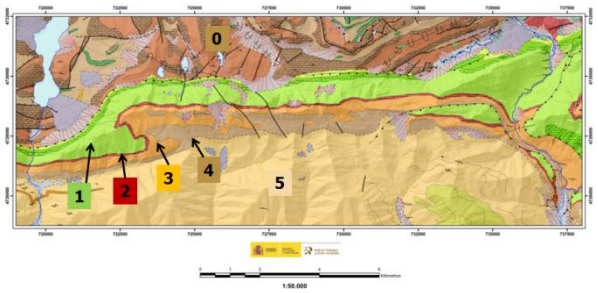


FIGURA 2. Mapa geológico de la Sierra de Tendeñera. *(1): Caliza arenosa y arenisca margosa, "areniscas de Malbore" (Cretácico superior. Maastrichtiense); (2): Dolomía tableada. (Paleoceno. Terciario); (3): Caliza masiva. (Paleoceno. Terciario); (4): Caliza con sílex, areniscas, margas. (Ilerdiense inferior. Eoceno. Terciario.). Por el norte la Sierra está limitada por materiales paleozoicos (0) y por el sur por sedimentos terciarios en facies Flysch (5). Fuente: Cartografía GEODE, IGME.*

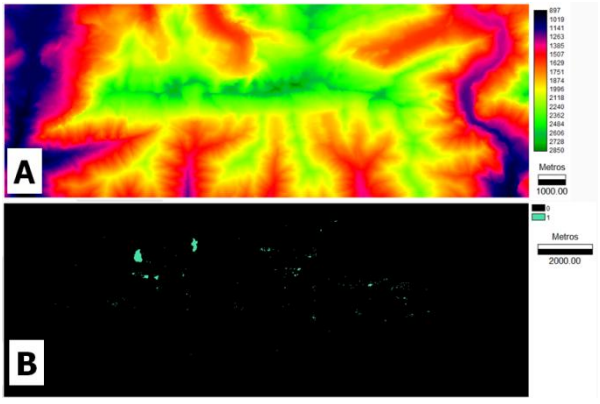


FIGURA 3. *A: Modelo digital de elevaciones con una resolución de 5 m como tamaño de malla. B: Censo de depresiones kársticas detectadas y delineadas con un total de 792 depresiones*

ESTUDIO MORFOMÉTRICO

El primer aspecto geomorfométrico considerado ha sido la relación entre el área, profundidad y volumen de

las depresiones en función de la altitud. Esto es posible porque el método utilizado proporciona la batimetría de cada depresión, es decir una distribución de su profundidad con respecto al borde de la depresión. Se ha constatado (gráficos no incluidos en este trabajo) como, en media, las depresiones mayores se localizan a mayor altitud y como, para un tamaño fijo de depresiones, incluso para las más pequeñas, su abundancia crece con la altitud. Lo mismo se puede decir para la profundidad máxima de cada depresión y para el volumen de las depresiones. No obstante, y tal y como se muestra en la Figura 4, el reparto de la superficie dolinizada (suma total de la superficie de depresiones para una determinada cota) no es homogéneo con la altitud, de modo que la mayor superficie de depresiones se sitúa en el intervalo 2240-2280 m s.n.m. aunque en el mismo histograma hay otras modas locales a 2120 m y 2480 m s.n.m. Hay muy pocas depresiones por encima de los 2550 m por la fuerte pendiente del terreno para dichas altitudes. Otra vía de análisis, que ha proporcionado mucha información interesante en otras áreas de estudio, consiste en realizar un mapa de densidad de depresiones (dolinas por km^2) considerando un filtro espacial de media móvil que se aplica al mapa de depresiones. El resultado se muestra en la Figura 5 y permite identificar las áreas de recarga del sistema hidrogeológico. Se observa claramente como en la Sierra de Tendeñera hay dos cuencas hidrogeológicas que drenan la parte oriental y occidental de la Sierra hacia los manantiales respectivos (puntos blancos en la Figura 5) en el borde de la Sierra. Dicha figura también sugiere posibilidades para definir la divisoria hidrogeológica de ambas cuencas lo cual sería inmediato mediante un sencillo balance hídrico evaluando el total de aporte por lluvia, el total de agua infiltrada y el caudal total drenado por los respectivos manantiales. En la actualidad se está trabajando en este sentido. Obviamente los ensayos de trazadores servirían para confirmar la conectividad de cada zona de depresiones y sus manantiales de descarga.

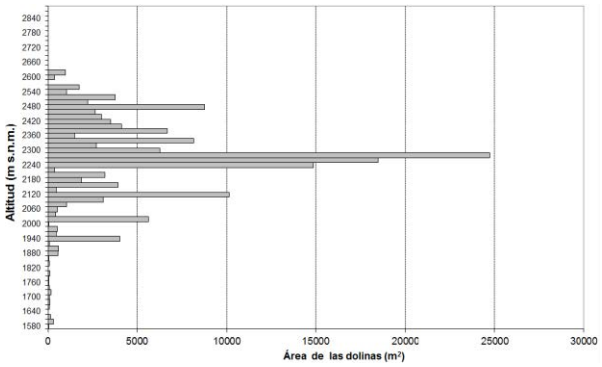


FIGURA 4. *Histograma que muestra el área de las depresiones en función de la altitud y donde no se han considerado las dos depresiones mayores correspondientes a dos conocidos ibones.*

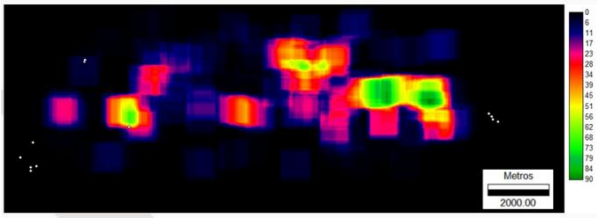


FIGURA 5. *Mapa de densidad de dolinas (número de depresiones por km^2) utilizando un filtro móvil. Los máximos corresponden a las áreas de recarga del sistema hidrogeológico de la Sierra de Tendeñera cuya salida se realiza por los principales manantiales kársticos mostrados con puntos blancos.*

En lo que respecta a la forma individual de cada depresión, ésta se caracteriza mediante una rosa de direcciones cuyas modas pueden indicar direcciones preferentes de desarrollo. Este histograma circular se calcula aplicando unos filtros direccionales a cada dolina de modo que se identifican las direcciones principales de desarrollo por la coincidencia de la forma de la dolina con el filtro para determinadas direcciones. Acumulando los resultados para cada dolina se ha obtenido el diagrama mostrado en la Figura 6. Se observan dos modas para las direcciones N20E y N120E que son coincidentes con las fracturas identificadas a escala cartográfica en la Sierra y presentadas en otro trabajo en este mismo Congreso por los mismos autores. Una vez más se vuelve a constatar que las dolinas se desarrollan preferentemente en la intersección de varias fracturas y siguiendo las direcciones de fracturación principales.

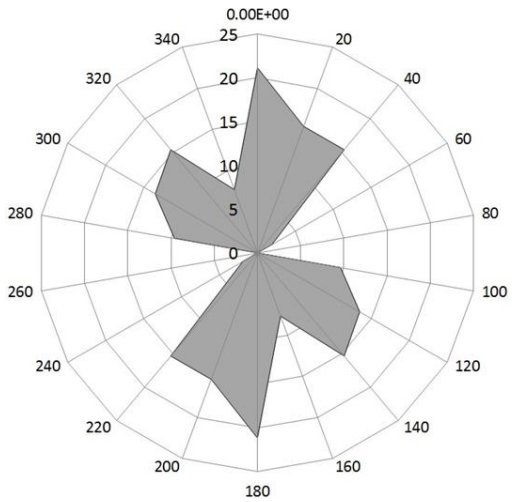


FIGURA 6. *Rosa de direcciones de las direcciones principales de desarrollo de las dolinas individuales.*

Adicionalmente, un parámetro geomorfométrico muy interesante hace referencia a la distribución de los tamaños de depresiones. Tradicionalmente se consideró que el tamaño de depresiones seguía una ley lognormal pero más recientemente, con la disponibilidad de censos más detallados de depresiones kársticas la hipótesis de trabajo es que el tamaño de las depresiones sigue una ley potencial, lo que implica un carácter

fractal de dicha distribución de depresiones. La ley potencial implica una relación del tipo:

$$F(A) = kA^{-D}$$

Donde $F(A)$ es la proporción de depresiones con área mayor a A. O lo que es lo mismo la probabilidad de que una depresión tomada al azar tenga área mayor a A. k es una constante y D es otra constante, particularmente la dimensión fractal. Si se toman logaritmos a ambos lados de la expresión anterior se obtiene:

$$\ln F(A) = \ln k - D \ln A$$

Esta última ecuación es la de una recta con pendiente $-D$. Por consiguiente si se representan los datos en un gráfico doblemente logarítmico, se puede por una parte verificar la bondad de la hipótesis de una ley potencial para la distribución del tamaño de depresiones y por otra parte se puede estimar la dimensión fractal. Dicha representación se muestra en la Figura 7. Se constata el carácter fractal de la distribución de tamaños de depresiones kársticas y se estima la dimensión fractal (parámetro de la distribución potencial) en 0.78. La distribución fractal parece ubicua en la naturaleza ya que fenómenos muy diferentes en cuanto a su génesis y dinámica pueden producir disposiciones geométricas parecidas. Este no es un aspecto puramente anecdótico pues cabe preguntarse por qué la distribución del tamaño de dolinas no es aleatorio puro o uniforme.

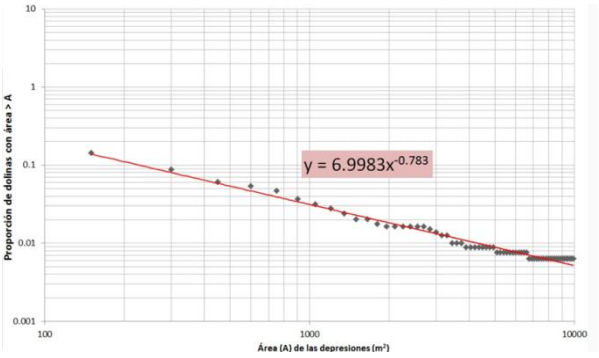


FIGURA 7. *Representación en escala doblemente logarítmica con la proporción de depresiones (en ordenadas) con un área mayor a un área dada e indicada en abscisas.*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se ha considerado la caracterización geomorfométrica del exokarst de la Sierra de Tendeñera, centrándonos particularmente en las depresiones kársticas que en su mayor parte corresponden a dolinas de disolución. Dichas depresiones juegan un papel muy importante como entrada de flujo preferencial de agua de recarga al endokarst. Todo ello forma parte del sistema hidrogeológico kárstico que es un sistema muy complejo por la gran heterogeneidad del medio kárstico. En la Sierra de Tendeñera una gran parte del aporte de agua es por precipitación nival y más que de geomorfología kárstica habría que considerar la geomorfología glacio-kárstica debido a la importancia de los rasgos glaciares fundamentalmente heredados de épocas pretéritas. Este trabajo se ha limitado al cálculo de ciertos parámetros morfométricos que caracterizan las depresiones cartografiadas a partir del modelo digital de elevaciones. No se han considerado todos los parámetros geomorfométricos posibles pero si varios que son muy importantes y que han servido para caracterizar las características geométricas de las depresiones con la altitud, para demostrar el importante control estructural (fracturación) de la forma de las depresiones individuales, para la identificación de las zonas de recarga y para demostrar el carácter fractal de la distribución de tamaños. Este último factor también tiene importante consecuencias prácticas, pues se puede efectuar la extrapolación fractal para calcular el número de depresiones esperable en el rango de tamaños no observado. Adicionalmente todos estos índices geomorfométricos caracterizan el sistema de depresiones del sistema glacio-kárstico de la Sierra de Tendeñera y será muy interesante el compararlos con otros sistemas kársticos de otras partes de España con condiciones geológicas, geomorfológicas e hidrogeológicas diferentes. Esto queda abierto para investigación futura.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2015-71510-R del Ministerio de Economía y Competitividad. Agradecemos también el interés y disposición demostrados por parte de las Federaciones Catalana y Aragonesa de Espeleología y Geoparque del Sobrarbe.

REFERENCIAS

Ford, D. and Williams, P. (2007): *Karst hydrogeology and geomorphology*. John Wiley & Sons: Chichester. 562 p.

Jenson, S.K. and Domingue, J.O. (1988): Extracting topographic structure from digital elevation data for Geographic Information System analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54: 1593-1600.

Pardo-Igúzquiza, E., Durán, J.J. and Dowd, P.A. (2013): Automatic detection and delineation of karst terrain depressions and its application in geomorphological mapping and morphometric analysis. *Acta Carsologica*, 42: 17-24.

Serrano Cañadas, E., (1995):Geomorfología de la Sierra de Tendeñera (Pirineo aragonés). *Ería*, 143-158.

Teixell, R. (1992). *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la Zona Axial Pirenaica*. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona, 252 p

Geomorfometría y control geológico del endokarst del sector oriental de la Sierra de Tendeñera

Morphometry and geological control of the endokarst of the eastern Tendeñera Range

J.J. Durán[1], D. Balart[2], E. Pardo-Igúzquiza[1], J. Borrás[2], J. Ferreres[2], E. Quiroga[2], J. Guillén[2], X. Garza[2], F. Marqués[2], A. Robador[1], A. Cabrera[1] y P. Robledo-Ardila[3]

1 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid, e.pardo@igme.es, jj.duran@igme.s, a.robador@igme.es
2 Espeleo-Club de Gràcia,"Espai Jove La Fontana", Gran de Gràcia, 190-192, 08024. Ap. de correos 9126-08080, Barcelona, dbrosello@gmail.com
3 Unidad del IGME en Palma de Mallorca, Ciudad de Querétaros, s/n, 07007, Palma de Mallorca, pa.robledo@igme.es

Resumen: El sector oriental de la Sierra de Tendeñera (Pirineos occidentales, provincia de Huesca) presenta un endokarst muy bien desarrollado en lo que respecta a la existencia de una extensa red de conductos kársticos subterráneos. La gran cantidad de simas y depresiones kársticas en superficie sólo permiten imaginar la existencia de dicho mundo subterráneo y, sin que exista ningún método geofísico para la detección y delineación de dichas galerías, pozos, meandros, salas, etc., es la exploración e investigación espeleológica el único modo posible de obtener dicha información, la cual es imprescindible para cualquier trabajo cuantitativo del endokarst. En este sentido, han sido los espeleólogos del Espeleo-Club de Gràcia en Barcelona, los que han acumulado, a los largo de cuatro décadas de exploraciones espeleológicas, una topografía subterránea muy completa de dicha red de conductos kársticos. En este trabajo nos centramos en el estudio morfométrico de dicha red, y los condicionantes geológicos que determinan su disposición y desarrollo. Además la propia red de conductos kársticos también proporciona información geológica, geomorfológica e hidrogeológica muy valiosa. En este trabajo proporcionamos los primeros resultados en este sentido.

Palabras clave: espeleología, topografía subterránea, conductos kársticos.

Abstract: *A very well developed endokarst occurs in the Eastern sector of the Sierra de Tendeñera (Western Pyrenees, province of Huesca). The large amount of potholes and dolines that are observed on the surface is only an indicative that suggest the existence of an underground world of caves. Because there is not any geophysical prospecting method that is able to detect and delineate, from the surface, the underground maze of karst conduits, the only possibility left for obtaining that information is the speleological exploration and cave mapping. In this sense, the Speleo-Club of Gràcia, from Barcelona, have been working of the study area for more than forty years and they have accumulated an valuable amount of information on the underground network of karst conduits. In this work we perform the geomorphometric analysis of that underground topography and we examine the geological factors that have controlled its development. Furthermore, the karts network itself is a very valuable source of geological, geomorphologica and hydrogeological information. This work shows the first advances in such study.*

Key words: *speleology, cave mapping, karst conduit network.*

INTRODUCCIÓN

La Sierra de Tendeñera está situada en la provincia de Huesca (Fig. 1), en el Pirineo occidental, y presenta una forma rectangular con el lado mayor de unos 14 km en dirección E-O, entre los ríos Gállego y Ara, y un lado menor de unos 4 km en dirección N-S. La estructura de la Sierra de Tendeñera está constituida por un cabalgamiento (C. de Larra, Teixell, 1992) que superpone materiales del Cretácico superior y Terciario sobre una cobertera cretácica discordante sobre rocas paleozoicas (Fig. 2). Posteriormente la serie está verticalizada por el desarrollo de un gran pliegue anticlinal correspondiente al antiformal stack de la Zona Axial pirenaica. La parte karstificable principal es una banda de materiales carbonáticos, de 2 km de ancho en dirección N-S, formada por una secuencia de caliza arenosa, dolomía tableada, caliza masiva y caliza con sílex formando una secuencia de unos 800 m de espesor con dirección general de estratificación E-O y buzamiento muy alto, casi vertical en algunos sectores; lo que hace que la amplitud vertical de roca karstificable sea bastante mayor que el espesor real de la secuencia. Otro rasgo característico de la secuencia es el estar afectada por dos direcciones principales de fracturación tardía con direcciones N20E y N130E (Fig. 3) que junto a la dirección de la estratificación van a imponer un importante control estructural a la geomorfología de la Sierra (Serrano Cañadas, 1995) y en particular del endokarst. En este trabajo nos centramos en el estudio morfométrico de dicho

endokarst a partir de las topografías subterráneas realizadas por muchos espeleólogos y en particular del Espelo-Club de Gràcia a lo largo de más de cuarenta años (Cardona Oliván, 1992).

FIGURA 1. *Localización geográfica de la Sierra de Tendeñera (recuadro rojo). Fuente: Instituto Geográfico Nacional.*

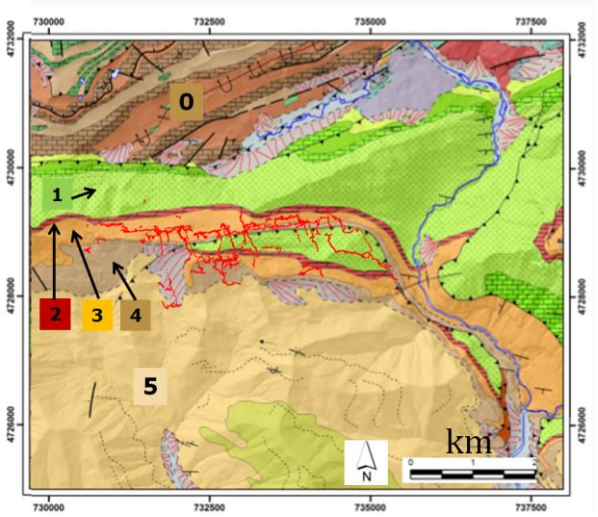


FIGURA 2. *Mapa geológico de la parte oriental Sierra de Tendeñera donde la secuencia carbonática de interés está formada por (1): Caliza arenosa y arenisca margosa, "Areniscas de Marbore" (Cretácico superior. Maastrichtiense); (2): Dolomía tableada (Paleoceno. Terciario); (3): Caliza masiva (Paleoceno. Terciario); (4): Caliza con sílex, areniscas, margas. (Ilerdiense inferior. Eoceno. Terciario). Por el norte la Sierra está limitada por materiales paleozoicos (0) y por el sur por sedimentos terciarios en facies Flysch (5). Fuente: Cartografía GEODE, IGME (http://info.igme.es/visorweb/). Las líneas rojas corresponden a la proyección en la horizontal de la red de conductos kársticos subterráneos. El cuadrado blanco indica el sector oriental de la Sierra de Tendeñera que es el área de interés de este trabajo.*

RED DE CONDUCTOS KÁRSTICOS

La base imprescindible para el estudio de la red de conductos kársticos que forman el endokarst es la cartografía de dichos conductos siguiendo las técnicas propias de la topografía subterránea empleadas en espeleología. La topografía de la parte oriental de la Sierra de las Nieves se denomina Sistema Arañonera (Cardona Oliván, 1992) y es el resultado de más de cuarenta años de trabajo por parte del Espeleo-Club de Gràcia como ha quedado anteriormente dicho. Esta información no implica que todo el sistema esté totalmente conocido ya que la exploración es cada vez más difícil conforme se avanza en profundidad o en distancia desde las bocas de entrada. Sin embargo la información disponible es la única información utilizable y por consiguiente muy valiosa. Asimismo no siempre que se está haciendo cartografía de redes de conductos kársticos se están efectuando al mismo tiempo estudios espeleogenéticos por lo que todavía queda mucha información por obtener en el dominio subterráneo. Lo que vemos en la actualidad es el resultado de un proceso que ha podido estar ocurriendo desde hace miles de años a cientos de miles de años. Básicamente son necesarios: un roca caja donde se va a desarrollar la espeleogénesis, agua ligeramente ácida por el anhídrido carbónico que toma del aire y especialmente del suelo, discontinuidades en la roca caja (como pueden ser fracturas, diaclasas, planos de estratificación, planos de cambios litológicos, etc.), un gradiente hidráulico desde la zona de recarga generalmente en una zona elevada y las zonas de surgencia de los manantiales kársticos, que marcan un nivel de base que puede ir cambiando con el tiempo. Lo que al principio puede ser un macizo masivo fracturado se autoorganiza conforme el agua elige un camino preferente para circular de modo que dicho camino se van agrandando por disolución y van formando sus propias áreas de influencia de drenaje de modo que se produce una jerarquización de la red tridimensional en un modo parecido, aunque diferente, a cómo se organiza una red de drenaje superficial. Como ha quedado dicho, además de su litología, las discontinuidades en las rocas carbonáticas son muy importantes como control del desarrollo preferente de los conductos kársticos. En la Sierra de Tendeñera hay dos direcciones preferentes de fracturación con direcciones N20E y N130E, tal y como se puede apreciar en la figura 3. En la misma figura pueden apreciarse los lineamientos N90E debido a la dirección de la estratificación E-O. La eficacia de estos controles puede comprobarse si se representan las direcciones de los conductos kársticos en una rosa de direcciones.

ESTUDIO MORFOMÉTRICO

En la Fig. 4 se han representado las rosas de direcciones (histogramas angulares) de las direcciones de desarrollo de los conductos kársticos. En la Fig. 4A se presenta el histograma angular simétrico teniendo en cuenta sólo la dirección de los conductos. Puede observarse como las direcciones principales son la N130E y la N90E coincidiendo con una de las direcciones de fracturación y con la dirección de la estratificación E-O. Como puede observarse en las figuras 2 y 6, donde se han representado la proyección

en el plano de los conductos kársticos tridimensionales, el gradiente hidráulico más reciente (entre los puntos elevados de recarga en la Sierra y las surgencias kársticas) es de dirección NO-SE, que no es sino la resultante de los vectores N130E y E-O. Hay que matizar que esto es sólo válido para los conductos relativamente más recientes, pues posiblemente las surgencias más antiguas seguían un gradiente hidráulico E-O, como se puede ver en la Figura 6 B donde se han representado los conductos con una escala de colores de acuerdo a su cota que va de verde oscuro los de mayor cota a los colores rojo oscuro los de mejor cota topográfica. En la Figura 4B se muestra la rosa de direcciones considerando el conducto en 3D y el sentido gravitacional del agua. Queda claro lo dicho anteriormente, el gradiente de flujo, en conjunto, va hacia el E y el SE dando la resultante, ya dicha anteriormente, de dirección NO-SE.

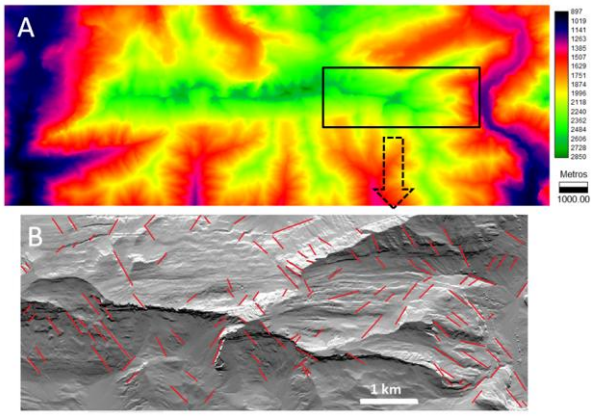


FIGURA 3. *A: Modelo digital de elevaciones con una resolución de 5 m como tamaño de malla. B: Mapa de sombras sobre el cual se han dibujado algunas de las fracturas identificables a esta escala de decenas a centenas de metros.*

La distribución de conductos en función de la altitud se ha representado en el histograma en Z de la figura 5. Este histograma es fácil de interpretar si también se considera la proyección de los conductos en el plano (X-Z) donde se observa la inclinación de los conductos en varios niveles (Fig. 8). Integrando la información de los dos gráficos queda patente que la moda principal en torno a los 1900 m de altitud s.n.m. no corresponde a ningún nivel de conductos horizontales sino a un porcentaje mayor de conductos inclinados.

Existe también una interesante relación entre las depresiones kársticas en superficie y la red de conductos subterráneos. Como puede verse en la Figura 6A ambas estructuras, y en especial para los conductos más antiguos a mayor altura, discurren paralelas y con una mayor cota para las depresiones que son zonas de conexión directa y de área de recarga preferente del sistema kárstico. Por otra parte la Figura 6B muestra la proyección de la red de conductos sobre el plano horizontal y sobre un mapa de sombras como modelo digital del terreno. En esta representación el color de los conductos indica su altitud y por consiguiente su profundidad y su edad. Los colores verdes indican conductos a mayor altitud, más someros y más antiguos, mientras que los colores rojizos indican conductos a menor altitud, más modernos y más profundos. Se observa muy bien, a partir de las figuras 2 y 6, como los conductos siguen la traza del cabalgamiento de Monte Perdido. Es también muy evidente el desarrollo de conductos profundos siguiendo las fracturas de dirección N130E.

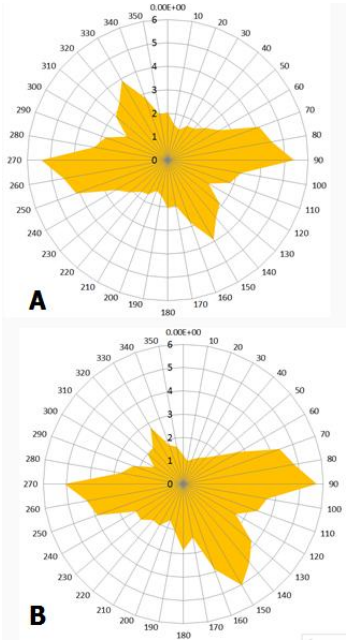


FIGURA 4. *Rosa de direcciones de las direcciones principales de desarrollo de los conductos kársticos individuales. A: rosa de direcciones sin tener en cuenta el sentido de cada segmento de conducto. B: teniendo en cuenta el sentido del flujo del agua por gravedad dentro del conducto.*

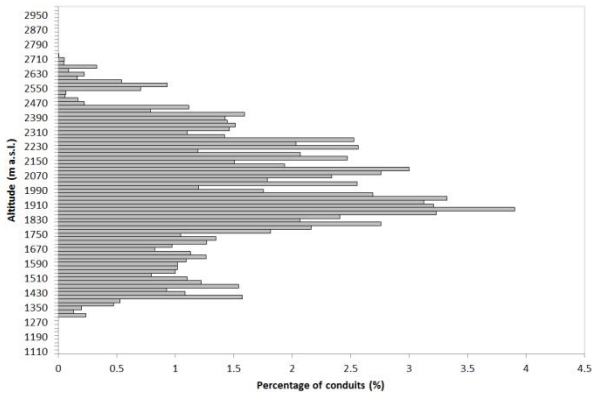


FIGURA 5. *Histograma que muestra el porcentaje de conductos, del total de conductos cartografiados, en función de la altitud (m s.n.m.).*

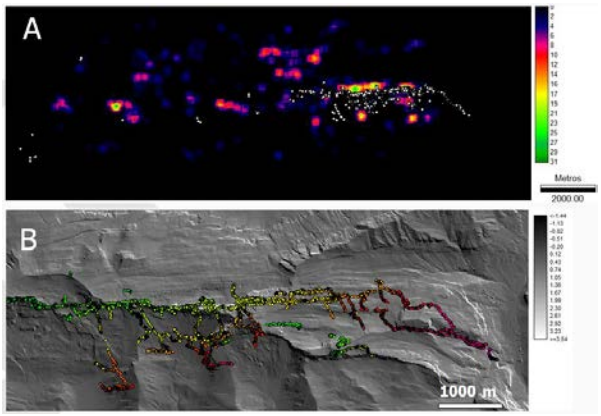


FIGURA 6. A: *Mapa de densidad de dolinas (número de depresiones por hectárea) utilizando un filtro de media móvil y proyección de la red de conductos (puntos blancos) para toda la Sierra. B: Mapa de sombras y proyección de los conductos kársticos con un código de colores en función de la cota de los conductos, para la parte oriental de la Sierra de Tendeñera. Los colores verdes indican conductos con una cota alta y por consiguiente menos profundos que los colores rojos que están a una cota más baja.*

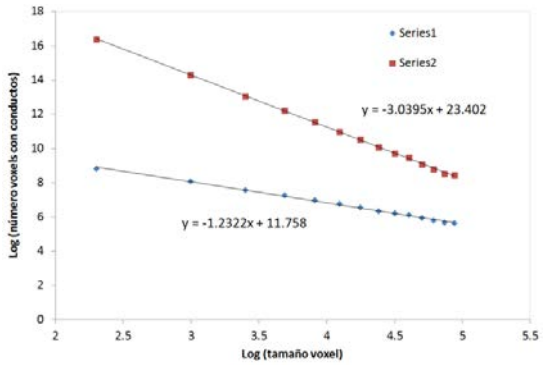


FIGURA 7. *Representación en escala doblemente logarítmica con el número de vóxeles con conductos (en ordenadas) con respecto al tamaño del vóxel en accisas.*

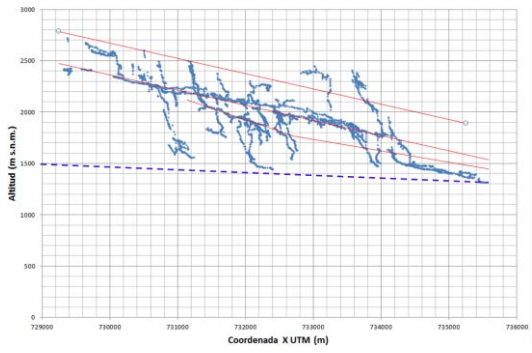


FIGURA 8. *Representación de la proyección de los conductos en el plano (X-Z). Las líneas rojas intuyen niveles inclinados para un mismo nivel de base y la línea azul sería el nivel piezométrico actual.*

Un parámetro geomorfométrico muy interesante hace referencia a la distribución espacial de la red de conductos kársticos. Numerosos estudios han mostrado como una red bien desarrollada sigue una distribución fractal de dimensión 1.67 (Jeannin et al., 2007). Para los conductos kársticos del sistema Arañonera, la dimensión calculada (Fig. 7) es de 1.23. Esto significa que un importante porcentaje de la red todavía no ha sido descubierta, explorada o cartografiada. En la Figura 7 se ha utilizado una expresión de la forma:

$$\ln N(v) = \ln k - D \ln v$$

k es una constante y D es otra constante, la dimensión fractal. v es el tamaño de un cubo o vóxel y $N(v)$ es el número de vóxeles que contienen los conductos en función del tamaño del vóxel. Se trata de una aplicación del método del "*box counting"* para el cálculo de la dimensión fractal.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se ha considerado la caracterización geomorfométrica del endokarst de la Sierra de Tendeñera, en su sector oriental. Como puede verse en la Figura 8, donde se ha representado la proyección de los conductos kársticos en el plano XZ, se observan varios niveles (inclinados) de desarrollo. Es bien conocido que el karst de Tendeñera ha estado muy influenciado por la dinámica glaciar por lo que el nivel de base pudo ir cambiando con el tiempo por el desarrollo glacial del valle del río Ara. El endokarst sistema Arañonera presenta un ejemplo espectacular de glacio-karst cuya investigación está actualmente en curso de realización y aquí se presenta una nota corta sobre los primeros resultados.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2015-71510-R del Ministerio de Economía y Competitividad. Agradecemos también el interés y disposición demostrados por parte de las Federaciones Catalana y Aragonesa de Espeleología y Geoparque del Sobrarbe.

REFERENCIAS

Cardona Oliván, F. (1992): *La aventura de Arañonera: al descubrimiento del Pirineo subterráneo*. Espleo Club de Gràcia, 160 p.

Jeannin, P.Y., Groves, C. y Huselaman, P. (2007): Chapter 3, Speleological Investigations in *Methods in kart hydrogeology* edited by Nico Goldscheider and David Drew, Taylor & Francis, London, 264 p.

Serrano Cañadas, E. (1995): Geomorfología de la Sierra de Tendeñera (Pirineo aragonés). *Ería*, 143-158.

Teixell, R. (1992): *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la Zona Axial Pirenaica*. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona, 252 p

Las cuevas heladas del Pirineo como sensores paleoambientales: estado de la cuestión

The Pyrenean ice caves as palaeoenvironmental sensors: state of the art

C. Sancho[1], M. Bartolomé[1,2], A. Moreno[2], A. Belmonte[1], M. Leunda[2], B. Oliva Urcia[3], J. López-Martínez[3] y A. Delgado-Huertas[4]

1 Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. csancho@unizar.es, anchelbr@unizar.es
2 Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Avenida Montañana 1005, 50059 Zaragoza. mbart@ipe.csic.es, amoreno@ipe.csic.es, mleunda@ipe.csic.es
3 Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid. jeronimo.lopez@uam.es, belen.oliva@uam.es
4 Laboratorio de Isótopos Estables y Biogeoquímica, IACT-CSIC, Avenida de las Palmeras 4, 18100 Armilla (Granada). antonio.delgado@iact.ugr-csic.es

Resumen: Las cuevas heladas pirenaicas constituyen archivos criosféricos inéditos de alta singularidad y valor patrimonial, muy vulnerables en el contexto climático actual de calentamiento global. El estudio de su posición geomorfológica, estratigrafía, composición isotópica y contenido paleobotánico (macrorrestos vegetales y polen) permite diferenciar el hielo que resulta de congelación de agua infiltrada y el de transformación de nieve. En ambos casos, se confirma el alto potencial paleoambiental de estos archivos. A escala regional, se preservan depósitos de hielo desde el Neoglaciar del Holoceno medio, si bien son frecuentes durante el último milenio, especialmente coincidiendo con la Pequeña Edad de Hielo.

Palabras clave: cuevas heladas, paleoclima, Holoceno, Pirineos.

Abstract: *Ice caves from the Pyrenees are singular, not very well-kown and valuable cryospheric records that become highly vulnerable in the current context of global warming. The study of their geomorphological position, stratigraphy, isotopic composition and palaeobotanical content (plant macrofossils and pollen) allows to differentiate ice freezing of infiltrated water and firn ice from snow diagenesis. In both cases, their very high palaeoenvironmental potential is confirmed. At regional scale, ice cave deposits from the Neoglacial period are preserved although the most common ones cover the last millennium, particularly the Little Ice Age.*

Key words: *ice caves, paleoclimate, Holocene, Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

Las cuevas heladas son cavidades formadas en un sustrato rocoso que contienen acumulaciones de hielo perenne. En la formación y clasificación de las cuevas heladas es necesario considerar tanto el origen del hielo como los mecanismos de enfriamiento de la cavidad (Luetscher y Jeanin, 2004). El origen más frecuente es la congelación de agua líquida en el interior de la cueva (hielo interno o de congelación), si bien también es posible encontrar cuevas con hielo procedente de la transformación-diagénesis de nieve (hielo externo o de transformación). Por otro lado, la refrigeración de las cavidades resulta básicamente del flujo de aire imperante, de manera que la cueva puede actuar como una trampa térmica de aire frío (cuevas estáticas) o bien se establece una circulación entre dos entradas de aire frío por efecto chimenea (cuevas dinámicas).

El depósito final de una cueva helada es el resultado de una historia de fases sucesivas superpuestas con balances positivos (acumulación) o negativos (ablación). Estas fases pueden tener carácter estacional o bien tener una escala de décadas e incluso secular. Como consecuencia del propio origen del hielo y de la sucesión de fases de acumulación y ablación se van a desarrollar los principales rasgos morfoestratigráficos del depósito de hielo.

Las cuevas heladas han sido objeto de estudio en diferentes contextos del hemisferio norte, si bien los Pirineos (Sancho et al., 2012; Belmonte et al., 2014; Bartolomé et al., 2015; Leunda et al., 2015), junto con algunos sectores de la Cordillera Cantábrica (Gómez-Lende et al., 2014), son los únicos entornos de la Península Ibérica en los que hay constancia de su existencia actual y su estudio se encuentra todavía en fase muy incipiente. Las cuevas de hielo requieren de una atención investigadora urgente ya que sus depósitos son sensores paleoclimáticos y paleoambientales singulares y únicos en riesgo inminente de desaparición, debido a la alarmante pérdida de masa asociada al incremento de las temperaturas a nivel global (Kern y Perşoiu, 2013; Spötl et al., 2014).

Este trabajo recoge el estado actual de las investigaciones de carácter paleoambiental de los depósitos de hielo en cuevas de los Pirineos.

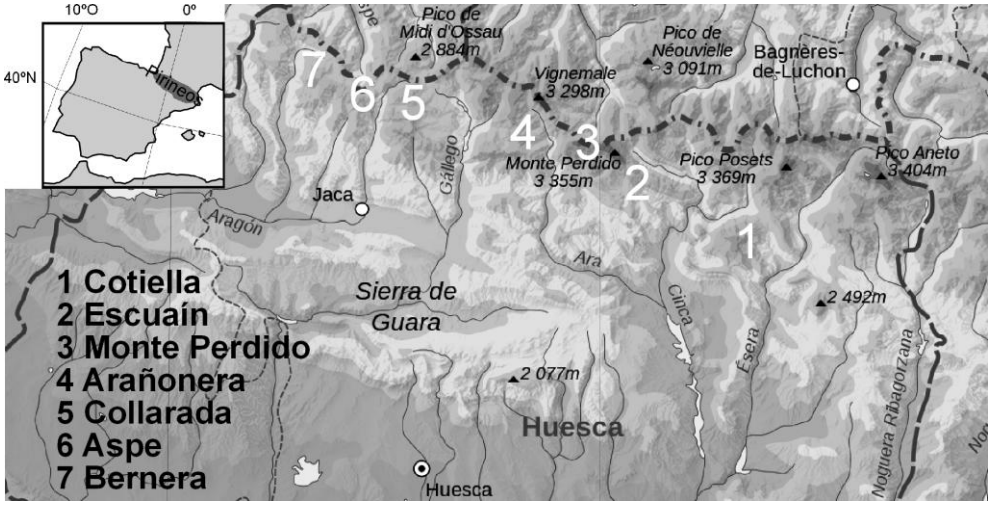


FIGURA 1. *Localización de los principales macizos del Pirineo Central con cuevas heladas.*

LAS CUEVAS HELADAS DEL PIRINEO

La Gruta Helada de Casteret o Espluca Negra, en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, fue descubierta en 1926 (Casteret, 1943) y constituye un referente espeleológico nacional e internacional. A partir de entonces numerosas cuevas heladas en diferentes macizos pirenaicos, como Cotiella, Escuaín, Monte Perdido, Arañonera, Collarada, Aspe y Bernera (Fig. 1), han sido exploradas y cartografiadas desde el punto de vista espeleológico. Las acumulaciones de hielo de algunas de ellas están siendo objeto de investigación paleoambiental. La formación de cuevas heladas en los Pirineos se ve favorecida por el afloramiento de extensos macizos calizos por encima de los 2.200 m de altura que han sido intensamente karstificados durante el Cuaternario (López-Martínez y Freixes, 1989).

Macizo de Monte Perdido

En el área de Monte Perdido se localizan diferentes cuevas heladas. Sin duda, la más conocida es la gruta helada de Casteret. De hecho, la documentación fotográfica existente permite evaluar, con cierta fiabilidad, la diferencia volumétrica del cuerpo helado desde mitad del siglo XX hasta la actualidad. Se trata de una cueva helada dinámica que presenta una amplia sala cuyo fondo se encuentra ocupado por hielo de congelación procedente de la infiltración de agua. El relleno de hielo no presenta buenos afloramientos por lo que es difícil evaluar el espesor total, que con seguridad supera los 10 m, y sus rasgos estratigráficos. Reconocimientos con georradar y sondeos adicionales en el hielo permitirán evaluar la geometría del depósito. No obstante, en un hueco circular de fusión se observan 3 m de hielo con intercalaciones de guano que permiten asignar, mediante radiocarbono, el tramo superior de la acumulación a la Pequeña Edad del Hielo. Por otro lado, se ha iniciado el estudio polínico de los niveles de guano con buenas perspectivas (Leunda et al., 2015).

En la Faja de los Sarrios, también en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, se localizan varias entradas a cuevas heladas. Dos de ellas se encuentran en proceso de estudio. La cueva helada de Sarrios 1 es de tipo estatodinámico y presenta, básicamente, una masa de hielo de congelación de 6 m de espesor que constituye un excelente afloramiento. Aunque la base observada de la acumulación tiene edades en torno a los 5 ka BP, la mayor parte del hielo se forma durante la Pequeña Edad del Hielo (principios del siglo XVIII) y se prolonga prácticamente hasta la actualidad, tal y como señalan algunas de las edades de radiocarbono obtenidas sobre restos vegetales diseminados en la masa de hielo. El hielo es laminado y su disposición es horizontal. Además, no se observan discontinuidades importantes. Se realizó un muestreo de alta resolución del hielo para determinar las relaciones isotópicas de O y D, cuyos resultados aún no están disponibles. No obstante, en su interpretación hay que considerar el hecho de que el agua de infiltración cuya congelación va a dar lugar al hielo, proviene de la fusión de precipitaciones nivales que atraviesa el epikarst situado por encima de la cavidad.

Otra de las cuevas heladas de la Faja de los Sarrios es Sarrios 6. También se trata de una cueva estatodinámica con hielo de congelación. En el interior de la masa helada, destaca la presencia de carbonatos criogénicos, que se consideran espeleotemas procedentes de la segregración de calcita cuando se congelan pequeños cuerpos de agua procedentes de la infiltración. Aunque estas calcitas pueden ser objeto de estudio radiométrico mediante series de U/Th, la edad de radiocarbono de una semilla incluida en la masa de hielo indica que la formación de las calcitas criogénicas tuvo lugar durante la Anomalía Climática Medieval (Bartolomé et al., 2015). El tamaño de los cristales de calcita y su composición isotópica permiten establecer aproximaciones genéticas.

Macizo de Cotiella

En el Macizo de Cotiella se está estudiando la cueva helada A294 (Fig. 2). Se trata de una cueva estatodinámica (Belmonte et al., 2014) con morfología de fondo de saco que alberga una acumulación de hielo de transformación de casi 10 m de espesor. El registro presenta una edad comprendida entre 6 y 2 ka BP, en base a dataciones de radiocarbono sobre macrorrestos vegetales (Sancho et al., 2012; Belmonte, 2014). El depósito de hielo incluye niveles detríticos de crioclastos procedentes del techo de la sala cuya organización desarrolla pseudoestratificaciones cruzadas en surco. En la secuencia se diferencian fases con mayores tasas de acumulación separadas por momentos con tasas muy bajas. La composición isotópica del hielo refleja directamente la isotopía de las precipitaciones invernales en forma de nieve introducidas en la cavidad por ventiscas. La relación isotópica de las fases con predominio de la acumulación responde a condiciones de mayor humedad y temperaturas favorables, y presenta una buena correlación con otras reconstrucciones paleoambientales, tanto a escala regional como global. Son frecuentes los restos vegetales como acículas de *Pinus uncinata*, espículas de gramíneas, hojas de *Dryas octopetala* y fragmentos de diferentes herbáceas como *Globularia repens* y *Leontopodium alpinun*. En la actualidad se está analizando el contenido polínico del hielo que permitirá validar las interpretaciones paleoambientales de este depósito.

FIGURA 2. *La cueva helada A294 (Macizo de Cotiella) en 2015.*

Sierra de Arañonera

En la Sierra de Arañonera se está investigando la cueva helada de Soaso (Fig. 3). Se trata de una cueva dinámica con un volumen importante de hielo de congelación, en franco retroceso, localizado en una sala bastante interna de la galería principal. La ablación actual a la que está sometido el volumen helado permite una buena observación tridimensional del edificio de hielo, que supera los 6 m de espesor. Aunque el hielo presenta laminación horizontal, se observan algunas discontinuidades que marcarían fases de ablación. La cronología se basa en dataciones de radiocarbono sobre materia orgánica sin identificar que aparece en los niveles asociados con algunas de las discontinuidades junto con clastos y material limoarcilloso. Las edades disponibles hasta el momento presentan una correcta disposición estratigráfica y abarcan un período comprendido entre 1000 y 200 años BP. En la actualidad se están realizando determinaciones isotópicas del hielo.

FIGURA 3. *La cueva helada de Soaso (Macizo de Arañonera) en 2015*

Macizo de Collarada

La cueva helada de SO-01, localizada en el macizo de Collarada es una cueva estatodinámica con hielo de congelación próximo a la entrada. El afloramiento alcanza los 10 m de espesor y se diferencian varias unidades discordantes de hielo laminado y bandeado horizontal. La acumulación del hielo se produce entre 1200 y 300 años BP, tal y como indican las edades de radiocarbono de algunos restos vegetales diseminados en la masa helada. La composición isotópica del hielo también se está determinando en la actualidad.

CONCLUSIONES

Varias conclusiones pueden derivarse de la revisión efectuada sobre el estado de los estudios de cuevas heladas en los Pirineos:

- Aunque limitada, la información cronológica, isotópica y paleobotánica disponible apunta hacia un elevado potencial paleoclimático.
- La mayor parte de las cuevas heladas conocidas contienen hielo de congelación procedente de agua de infiltración. Solo en el macizo de Cotiella, se localiza una cueva con hielo de transformación de nieve. El control del origen del hielo resulta fundamental a la hora de interpretar su composición isotópica, derivada directamente de la precipitación nival o matizada por su infiltración en el epikarst. Por otro lado, el contenido paleobotánico complementa la información paleoambiental. La posibilidad de replicar la señal paleoclimática de cuevas heladas con la misma edad refuerza su interés.
- Los depósitos de hielo preservados abarcan el Holoceno medio y superior, si bien los más frecuentes corresponden al último milenio, tal y como indican las edades numéricas obtenidas a partir de restos orgánicos de diferente naturaleza contenidos.

No obstante, estudios adicionales y nuevas campañas de exploración son urgentes y necesarios de cara a completar el significado paleoambiental de las cuevas heladas pirenaicas, antes de su desaparición.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2009-10455/BTE y OPERA-CTM2013-48639-C2-1-R (MINECO-FEDER), 258/2011 (Parques Nacionales) y por Ayudas a la Investigación del Geoparque Mundial de la UNESCO Sobrarbe. Es también una contribución de los grupos PaleoQ y Geomorfología y Cambio Global. Esta investigación no hubiera sido posible sin la colaboración de numerosas personas.

REFERENCIAS

Bartolomé, M., Sancho, C., Osácar, M. C., Moreno, A., Leunda, M., Spötl, C., Luetscher, M., López-Martínez, J. y Belmonte, A. (2015): Characteristics of cryogenic carbonates in a Pyrenean ice cave (northern Spain). Geogaceta, 58: 115-118.

Belmonte, A. (2014): Geomorfología del macizo de Cotiella (Pirineo Oscense): cartografía, evolución paleoambiental y dinámica actual. Tesis Doctoral, Univ. De Zaragoza, 500 p.

Belmonte-Ribas, A., Sancho, C., Moreno, A., López-Martínez, J. y Bartolomé, M. (2014): Present-day environmental dynamics in ice cave A294, Central Pyrenees, Spain. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 37: 131-140.

Casteret, N. (1943). Diez años bajo tierra. Editorial Nacional, Madrid, 222 p.

Gómez-Lende, M., Berenguer, F. y Serrano, E. (2014). Morphology, ice types and thermal regime in a high mountain ice cave. First studies applying terrestrial laser scanner in the Peña Castil Ice Cave (Picos de Eurpa, Northern Spain). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 37: 141-150.

Kern, Z. y Perşoiu, A. (2013): Cave ice-the imminent loss of untapped mid-latitude cryospheric palaeoenvironmental archives. Quaternary Science Reviews: 67, 1-7.

Leunda, M., Bartolomé, M., Sancho, C., Moreno, A., Oliva-Urcia, B., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G. y Gomollón, A. (2015): La cueva helada de Casteret (PNOMP, Huesca): primeras aportaciones del registro de hielo. En: Una visión global del Cuaternario. El hombre como condicionante de procesos geológicos (Galve, J. P., Azañón, J. M., Pérez Peña, J. V. y Ruano, P., Eds.). XIV Reunión Nacional de Cuaternario, Granada, 78-81.

López-Martínez, J. y Freixes, A. (1989). El karst en los Pirineos españoles. En: El Karst en España (Durán, J.J. y López-martínez, Eds.). Sociedad Española de Geomorfología. Monografía 4, 131-144.

Luetscher, M. y Jeannin, P. Y. (2004): A process-based classification of mid-latitude, low-altitude ice caves. Theoretical and applied karstology: 17, 5-10.

Sancho, C., Belmonte, A., Moreno, A., Bartolomé, M., Calle, M. y Santolaria, P. (2012): Potencial paleoclimático de la cueva helada A294 (Macizo de Cotiella, Pirineos, Huesca). Geogaceta: 52, 101-104.

Spötl, C., Reimer, P. J. y Luetscher, M. (2014): Long-term mass balance of perennial firn and ice in an Alpine cave (Austria): Constraints from radiocarbon-dated wood fragments. The Holocene: 24, 165-175.

Cambios en la cobertura vegetal inferidos a partir el $\delta^{13}C$ de dos estalagmitas de la Cueva de La Bufona (Pirineo Central): comparación entre el último interglaciar y el actual

Vegetation cover changes inferred from $\delta^{13}C$ of two stalagmites (Bufona Cave, Central Pyrenees): comparison between the last and the current interglacial stages

M. Bartolomé [1, 2], A. Moreno [1], C. Sancho [2], E. Belzunce [3], X. Fuerte [4], J. Amaya [4], M. Bergadà [4], E. Navarro [4], L. Lasheras [4], I. Montero [4], V. Porcel [4], I. Cacho [5], L.R. Edwards [6] y H. Cheng [6, 7]

1 Dpto.de Procesos Geoambientales y Cambio Global, Instituto Pirenaico de Ecología, Av. Montañana 1005, 50059 Zaragoza (España). mbart@ipe.csic.es, amoreno@ipe.csic.es
2 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza (España). csancho@unizar.es
3 Otxola Grupo de Espeleología/Espeleologi Taldea. C/ Juan María Guelbenzu, nº 36, Pamplona (España). ebelzunce@gmail.com
4 Grup d´Espeleología de Badalona. Rambla 11, Cor de marina, Badalona, Barcelona (España) xavifuertesnogues@gmail.com, jose_m_amaya@hotmail.com, malenloli@gmail.com, e@elenita.in, fitxaidau@gmail.com, holyapostolyc@gmail.com, victorporcelanel@gmail.com
5 Departament d´Estratigrafia, Paleontologia i Geociences Marines, Universitat de Barcelona, C/Marti Franques s/n, Barcelona (España)
6 Department of Earth Science, University of Minnesota, 310 Pillsbury Drive SE MN (USA). edward001@umn.edu
7 Institute of Global Environmental Change, Jiaotong University, Xian 710049 (China). cheng021@umn.edu

Resumen: Se comparan los valores isotópicos del carbono ($\delta^{13}C$) de dos estalagmitas extraídas de la cueva de La Bufona (Sistema de Escuaín, Pirineo Central), cuyas edades U/Th de alta precisión indican que crecieron durante los estadios MIS 5e y MIS 1. Los valores del $\delta^{13}C$ son más ligeros durante parte MIS 5e (valores negativos) que durante el MIS 1 (valores positivos). Esta diferenciación isotópica parece estar relacionada con cambios de cota en el límite del bosque, a mayor altura durante el MIS 5e que en el MIS 1.

Palabras clave: La Bufona, Sistema de Escuaín, espeleotemas, Pirineo Central.

Abstract: *Carbon isotope values ($\delta^{13}C$) of two stalagmites from the Bufona Cave (Escuain System, growing during isotopic stages MIS 5e and MIS 1, have been compared $\delta^{13}C$ values are lighter during part of MIS 5e (negative values) than MIS 1 (positive values). These changes observed in the $\delta^{13}C$ values could be related with changes in the tree line located at a higher altitude during MIS 5e than during MIS 1.*

Key words: *La Bufona, Escuain System, speleothems, Central Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

Los espeleotemas son excelentes registros terrestres para conocer y reconstruir los cambios climáticos cuaternarios. La posibilidad de obtener dataciones muy precisas hasta un límite de 600 ka, acompañado de la relación establecida entre las variaciones de los isotopos de carbono y oxígeno ($\delta^{13}C$, $d^{18}O$) y el clima, permite conocer tanto la intensidad como la rapidez de los cambios climáticos ocurridos a lo largo del tiempo (p.e. Moreno et al., 2010, Bartolomé et al., 2015). La comparación del actual interglaciar (MIS 1) con el último interglaciar (MIS 5) puede ayudar a comprender mejor el escenario climático futuro. En este trabajo se presentan los resultados preliminares obtenidos de la comparación de los valores isotópicos ($\delta^{13}C$) de dos estalagmitas (MIS 1 *vs* MIS 5e) de la cueva de la Bufona o C-20 perteneciente al Sistema endokárstico de Escuaín, en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Pirineo Central, provincia de Huesca).

LOCALIZACIÓN, GEOLOGÍA, VEGETACIÓN Y CLIMA

El Sistema de Escuaín o Sistema Badalona se localiza en el Macizo de Escuaín (Fig. 1 A). Se trata de un gran sistema kárstico que a día de hoy cuenta con 35.041 m de desarrollo y -1.150 m de profundidad, entre 2215 m de la cavidad B15 y los 1065 m de la B1. Llegó a ser la primera integral mundial de más de 1 km en el año 1987. Actualmente ocupa la posición 18 en el ranking de mayores cavidades de la península. El sistema está formado por una serie de galerías verticales y horizontales desarrolladas en materiales del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno dentro del sistema de cabalgamientos Larra-Monte Perdido en las Sierras Interiores pirenaicas. El clima del área es de transición Mediterráneo-Oceánico, matizado localmente por la configuración y diversidad del relieve.

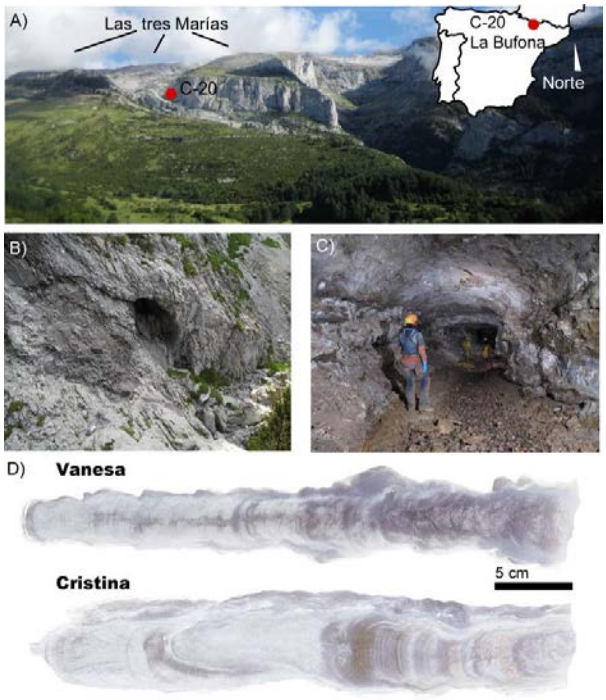


FIGURA 1: A*) Localización de la Bufona en el Macizo de Escuaín. B) Boca de acceso a la Bufona, C) Galería del Metropolitano (-438 m) foto: Luc Le Blanc, 2012, D) Estalagmitas Vanesa y Cristina.*

El bosque formado por pino negro (*Pinus uncinata)*, avellano (*Corylus avellana)*, boj (*Buxus sempervirens)* y diversas gramíneas, y cuyo límite se encuentra en torno a 1600-1700 m s.n.m, desaparece de forma transicional hacia pastos de tipo alpino en altura. La temperatura media anual es de 1,5ºC y la precipitación supera los 1500 mm a una altura de 2200 m. Desde el punto de vista geomorfológico, los procesos kársticos y las formas asociadas con la actividad glaciar y periglaciar dominan en el macizo. El desarrollo de espeleotemas es poco frecuente en este tipo de sistemas, tan elevados, fríos, todavía activos y con escasa vegetación en la zona epikárstica, si bien llegan a desarrollarse en algunas galerías fósiles. Se extrajeron dos estalagmitas (Fig. 1 D) de la Cueva de la Bufona (C-20) (Fig. 1 B), concretamente de la galería del Metropolitano, galería horizontal situada a -438 m de profundidad (Fig.1 C). La temperatura a 100 m de profundidad muestra variaciones a lo largo del año siendo la máxima, mínima y media registrada de 2,77ºC, 5,33ºC y 4,23ºC respectivamente.

METODOLOGÍA

Las estalagmitas se cortaron longitudinalmente. Se muestrearon para dataciones mediante series de desintegración del uranio, por un lado, y para análisis isotópicos con una resolución de 5 mm, por otro. Las dataciones se realizaron en la Universidad de Minnesota siguiendo el procedimiento descrito en Edwards et al. (1987) y fueron medidas con un espectrómetro de masas multicolector tipo Neptune. Los análisis isotópicos se han realizado en la Universidad de Barcelona, usando un espectrómetro de masas Thermo Finnigan MAT252 acoplado con un CarboKiel-II. La precisión analítica fue de 0.03‰ para el $\delta^{13}C$.

RESULTADOS

Edad y variaciones isotópicas

Las cuatro edades U/Th obtenidas muestran que la estalagmita Vanesa creció durante el intervalo de tiempo comprendido entre 3633±19 y 10502±52 años BP dentro del MIS 1 (Marine Isotope Stage), mientras que Cristina creció entre hace 113184±639 y 123527±679 años BP, cuyo crecimiento tuvo lugar durante parte MIS 5e. Ambas estalagmitas corresponden a periodos interglaciales, momentos óptimos para el desarrollo espeleotémico, a escala regional, por las condiciones de temperatura y humedad (p.e Moreno et al., 2013). La cantidad de uranio en las estalagmitas varía entre 19,8 ppm y 11,3 ppm en Vanesa y entre 15 ppm y 9,4 ppm en Cristina, siendo la cantidad de torio detrítico (^{232}Th) muy pequeña en ambas. Como consecuencia las edades son muy precisas para ambos periodos temporales (Tabla I). Las cronologías, aún muy preliminares, no permiten descartar la existencia de hiatos intermedios en ambos espeleotemas, tal como se indicarían las discontinuidades que se observan visualmente en las estalagmitas (Fig. 1 D).

Muestra	***^{238}U*** (ppb)	***$^{230/232}Th$*** (x10^{-6})	***$d^{234}U$*** (medido)	***Edad*** (años BP)
Van-bas	11331±34	27144±448	-245.8±1.5	**10502±50**
Van-top	19811±34	13188±448	-275.1±1.5	**3633±19**
Cri-bas	9474±9	49631±1105	-187.1±1.5	**123527±679**
Cri-top	15000±24	6789±138	-184±1.2	**113184±639**

TABLA I. *$[^{230}Th/^{238}U]actividad=1-e-\lambda^{230}T+(d^{234}Umedido/1000)[\lambda^{230}/(\lambda^{230}-\lambda^{234})](1-e-(\lambda^{230}-\lambda^{234})T)$, donde T es la edad. Las constantes de desintegración son 9.1577 x 10-6 yr-1 para ^{230}Th, 2.8263 x 10-6 yr-1 para ^{234}U, y 1.55125 x 10-10 yr-1 para ^{238}U (Cheng et al., 2000). El grado de contaminación por ^{230}Th se indica por la relación atómica $[^{230}Th/^{232}Th]$ en lugar de la actividad. Las correcciones en la edad se calcularon usando un valor medio cortical de la relación atómica $[^{230}Th/^{232}Th]$ de 4.4 x 10-6 ± 2.2 x 10-6. Esos son los valores para el material en equilibrio secular, con un valor $^{232}Th/^{238}U$ cortical de 3,8. Los errores se asumen, arbitrariamente, como del 50%.*

El registro del $\delta^{13}C$

Los valores isotópicos del $\delta^{13}C$ medidos en cada estalagmita muestran diferencias significativas. Así, el $\delta^{13}C$ de Vanesa (MIS 1) es positivo, variando entre +1,43‰ y +0,76‰ (media, +1,03‰), mientras que en Cristina (MIS 5e) es negativo y oscila entre -3,68‰ y -0,73‰ (media, -2,35‰) (Fig. 2).

La posición latitudinal de la Península Ibérica hace que la interpretación isotópica de las estalagmitas sea compleja, sobre todo respecto al $d^{18}O$, que está controlado por números factores con influencia diferente según la localización de las cuevas (p.e. origen y cantidad de lluvia, temperatura, etc.). Por otro

lado, los valores del $\delta^{13}C$ son frecuentemente interpretados como indicadores de humedad (p.e. Moreno et al., 2010; Bartolomé et al., 2015) por su relación con los valores isotópicos del CO_2 del suelo y de la vegetación, que, en última instancia, dependen del clima (p.e. Genty et al., 2003). No obstante, los cambios en el tipo de vegetación (C3-C4) existente sobre la cueva (p.e. Hopley et al., 2007) pueden ser descartados en este caso. Por otro lado, los valores de $d^{234}U$ (Tabla I) son muy estables en cada estalagmita, indicando una constante interacción agua-roca (Hellstrom y McCulloch, 2000). Este hecho permite descartar el papel de la mayor o menor disolución de la roca encajante en la interpretación de los isótopos del carbono y, por lo tanto, es posible usar los valores del $\delta^{13}C$ como indicador de humedad.

DISCUSIÓN

Hasta la fecha no hay reconstrucciones paleoclimáticas para el MIS 5 en el Pirineo y todavía no está claro si las precipitaciones a escala regional fueron mayores o no en el MIS 5e respecto al MIS 1 (Holoceno), pero sí que la mayoría de estudios apuntan a una mayor temperatura a escala global en el anterior interglaciar (Bakker et al., 2014). Así, los valores más ligeros del $\delta^{13}C$ en la estalagmita Cristina (MIS 5e) se relacionarían con un mayor desarrollo vegetal probablemente asociado a un aumento de las precipitaciones y a una mayor actividad microbiana en el suelo. Por el contrario, valores de $\delta^{13}C$ más pesados (Vanesa, MIS 1) indicarían una menor cobertura vegetal.

Los nuevos datos presentados, aunque todavía preliminares, apuntan hacia unas condiciones regionales de mayor desarrollo forestal en altura en el MIS 5e respecto al MIS 1, que puede ser debido a una mayor temperatura quizás combinado por mayor disponibilidad hídrica.

CONCLUSIONES

La comparación de la composición isotópica ($\delta^{13}C$) de dos estalagmitas de los estadios isotópicos MIS 1 y MIS 5e ha permitido interpretar los cambios observados como variaciones atribuidas a cambios en la altura de límite forestal. Así, durante el MIS 5e se produjo una elevación del límite del bosque que a lo largo del tiempo fue disminuyendo conforme la insolación y la temperatura decrecían. Por otro lado, en el MIS 1 el límite del bosque se situaría en una cota menor asociado a una menor pluviometría y temperatura. El futuro estudio de elementos traza (Mg/Ca) y del $d^{18}O$ permitirá corroborar las condiciones paleoambientales.

AGRADECIMIENTOS

Agradecer a los espeleolog@s del G.E.B y grupos afines la ayuda y trabajos realizados en el Sistema de Escuain. También agradecer a los guardas del Parque Nacional de Ordesa el apoyo logístico durante los porteos de material durante las campañas. Este trabajo

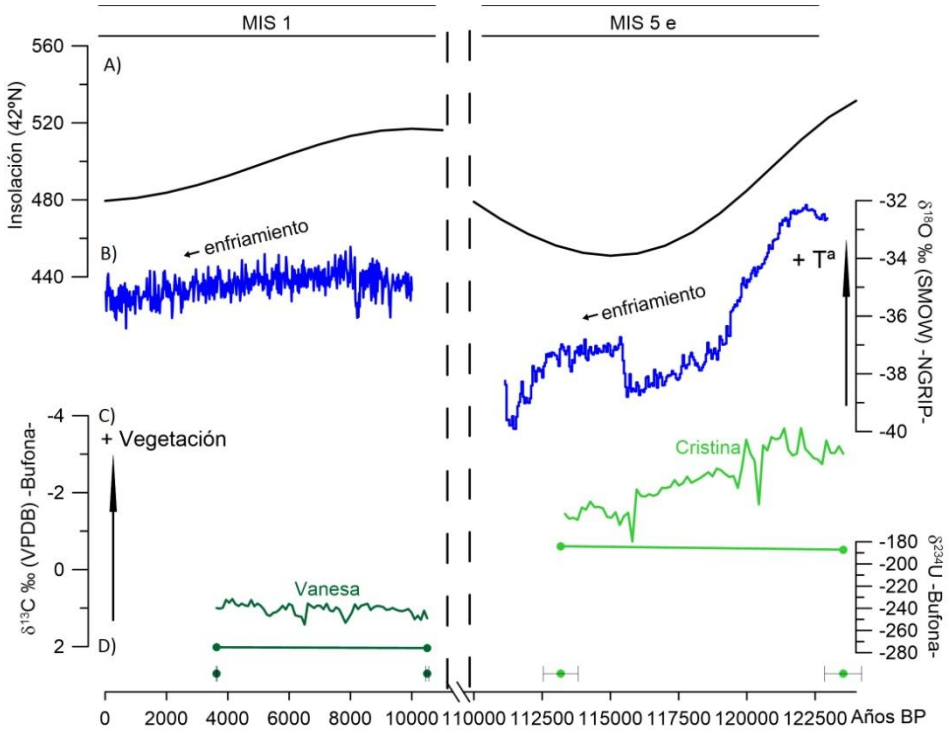


FIGURA 2. A) *Insolación de verano a 42° N durante el MIS 1 y MIS 5e, B) Composición isotópica del hielo en Groenlandia, C) Variación isotópica del d ^{13}C, D) Variación del d ^{234}U en las estalagmitas estudiadas.*

ha sido financiado por los proyectos CUEVAS PPNN (258/2011) y OPERA (CTM2013-48639-C2-2-RMEC). Es también una contribución de los grupos PaleoQ y Geomorfología y Cambio Global.

REFERENCIAS

Bakker, P. y Renssen, H. (2014): Last interglacial model-data mismatch of thermal maximum temperatures partially explained. *Climate of the Past*, 10: 1633–1644.

Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Stoll, H. M, Cacho,I., Spötl,C, Belmonte, Á., Lawrance. R. E., Cheng, H y Hellstrom, J. C. (2015): Hydrological change in Southern Europe responding to increasing North Atlantic overturning during Greenland Stadial 1. Proceedings of the National Academy of Sciences, 112: 6568-6572.

Cheng, H., Edwards, R. L., Hoff, J., Gallup, C. D., Richards, D. A. y Asmerom, Y. (2000): The half-lives of uranium-234 and thorium-230. Chemical Geology, 169: 17–33.

Edwards, R. L., Chen, J. H. y Wasserburg, G. J., (1987): 238U 234U–230Th–232Th systematic and the precise measurement of time over the past 500,000 yr. Earth and Planetary Science Letters, 81: 175–192.

Genty, D., Blamart, D., Ouahdi, R., Gilmour, M., Baker, A., Jouzel, J., y Van-Exer, S., (2003): Precise dating of Dansgaard–Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. Nature, 421: 833–838.

Hellstrom. J. C y McCulloch. M. T. (2007): Multi-proxy constraints on the climatic significance of trace element records from a New Zealand speleothem Earth and Planetary Science Letters, 179: 287-297

Hopley, P. J., Marshall, J. D., Weedon, G. P., Latham, A. G., Herries, A. I. R. y Kuykendall, K. L.(2007): Orbital forcing and the spread of C4 grasses in the late Neogene: stable isotope evidence from South African speleothems. Journal of Human Evolution, 53: 620–634.

Moreno. A., Stoll. H., Jiménez-Sánchez. M., Cacho. I., Valero-Garcés. B., Ito. E y Edwars. L. R (2010): A speleothem record of glacial (25-11.6 kyr BP) rapid climatic changes from northern Iberia Peninsula. Global and Planetary Change, 41: 218-231.

Moreno. A., Belmonte. Á., Bartolomé. M., Sancho. C., Oliva. B., Stoll. H., Edwards. L. R., Cheng. H. y Hellstrom. J. (2013): Formación de espeleotemas en el noreste peninsular y su relación con las condiciones climáticas durante los últimos ciclos glaciares. Cuadernos de Investigación Geográfica, 39: 25-47.

Nuevos datos sobre la extensión y tipo de glaciarismo en Somosierra (Sistema Central Ibérico)

New data on the extent and type of Pleistocene glaciation in the Somosierra Mountain (Iberian Central System)

R.M. Carrasco[1], A. Saiz[2], J. Pedraza[2], T. Karambaglidis[3], J. Villa[1], J. Centeno[2] y M.A. Sanz[2]

1 Dpto. Ingeniería Geológica y Minera, Facultad Ciencias Ambientales y Bioqu., Universidad de Castilla-La Mancha, Avda. Carlos s/n, 45071 Toledo. Rosa.Carrasco@uclm.es
2 Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Novais, 12, 28040 Madrid. ansaizga@gmail.com, javierp@ucm.es, juande@ucm.es, massinfo@ucm.es
3 Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana, CENIEH, Paseo Sierra de Atapuerca, 3, 09002 Burgos, España, 28040. theodoros.karampaglidis@cenieh.es

Resumen: Los datos disponibles sobre la morfología glaciar de Somosierra lo describen como un glaciarismo de menor incidencia con el desarrollo de algunos glaciares de circo muy localizados. Tanto por sus dimensiones, como por su localización geográfica y altitud, las condiciones presentes en Somosierra para la instalación de los glaciares, en principio deben considerarse menos adecuadas que en los otros sectores del Sistema Central Ibérico donde se localizaron estos procesos a lo largo del Pleistoceno. Sin embargo, esos datos son muy escasos y poco actualizados, por lo cual su valor es limitado. En este trabajo se presentan los resultados de una serie de estudios recientes que modifican las interpretaciones precedentes sobre la dimensión de algunos paleoglaciares y aporta la primera cartografía y análisis morfométrico de la morfología glaciar de este sector del Sistema Central Ibérico.

Palabras clave: glaciarismo, Pleistoceno Superior, cartografía, Somosierra, Sistema Central Ibérico.

Abstract: *According to available data, the development of glacial processes on Somosierra Mountain would have been minor and there was only some cirque glaciers in very specific locations. Both for its extension and its geographical location and altitude, the conditions present in Somosierra for installation of glaciers in principle should be considered less suitable than the other sectors of the Central System Iberian where also they are located these processes along the Pleistocene. However, such available data are very sparse and outdated, so its value is limited. In this work presents the results of a series of recent studies that modify previous interpretations about the dimension of some paleo-glaciers and for the first time provides a detailed cartography and a morphometric analysis of glacial morphology of this sector of the Iberian Central System.*

Key words: *glaciers, Late Pleistocene, cartography, Somosierra Mountain, Iberian Central System.*

INTRODUCCIÓN

En principio y de acuerdo con los escasos datos previos disponibles (ver al respecto Pedraza y Carrasco, 2005), la actividad glaciar durante el Pleistoceno Superior en Somosierra debe ser catalogada como limitada en extensión y tipo de glaciarismo. En relación a otros sectores/macizos del Sistema Central Ibérico (sierras de la Estrella, Gredos y Guadarrama), en los que se han identificado numeroso paleoglaciares de meseta, valle, ladera y circo, algunos de gran magnitud, en Somosierra únicamente se han descrito algunos glaciares de circo (concretamente 7) y la mayoría de ellos están catalogados como de pequeñas dimensiones (Hernández-Pacheco, 1925; Fränzle, 1959). Sin embargo, en los estudios recientes que llevamos a cabo en estas áreas en el contexto de varios proyectos sobre morfología glaciar, han aparecido nuevos datos sobre la dimensiones de algunos glaciares previamente clasificados como de circo, se han identificado otros nuevos y también numerosos nichos de nivación asociados a la etapa glaciar. Debido a estas circunstancias, la valoración de la verdadera magnitud y condiciones de desarrollo de los procesos glaciares del Pleistoceno en Somosierra, debe de ser revisada y basarse en una población de datos más completa que la disponible hasta el momento.

Con estas premisas, el objetivo principal de este estudio es aportar una cartografía geomorfológica actualizada del glaciarismo en Somosierra. Esta cartografía contiene la rectificación de algunos paleoglaciares ya cartografiados previamente y la inclusión de otros y numerosos circos nivales que hasta el momento no se había identificado. Partiendo de estas nuevas aportaciones, las estimaciones previas apuntan a un desarrollo del glaciarismo bastante más intenso y extenso que el descrito hasta el momento y con unas localizaciones preferentes muy marcadas. Por este motivo y como objetivo complementario de este

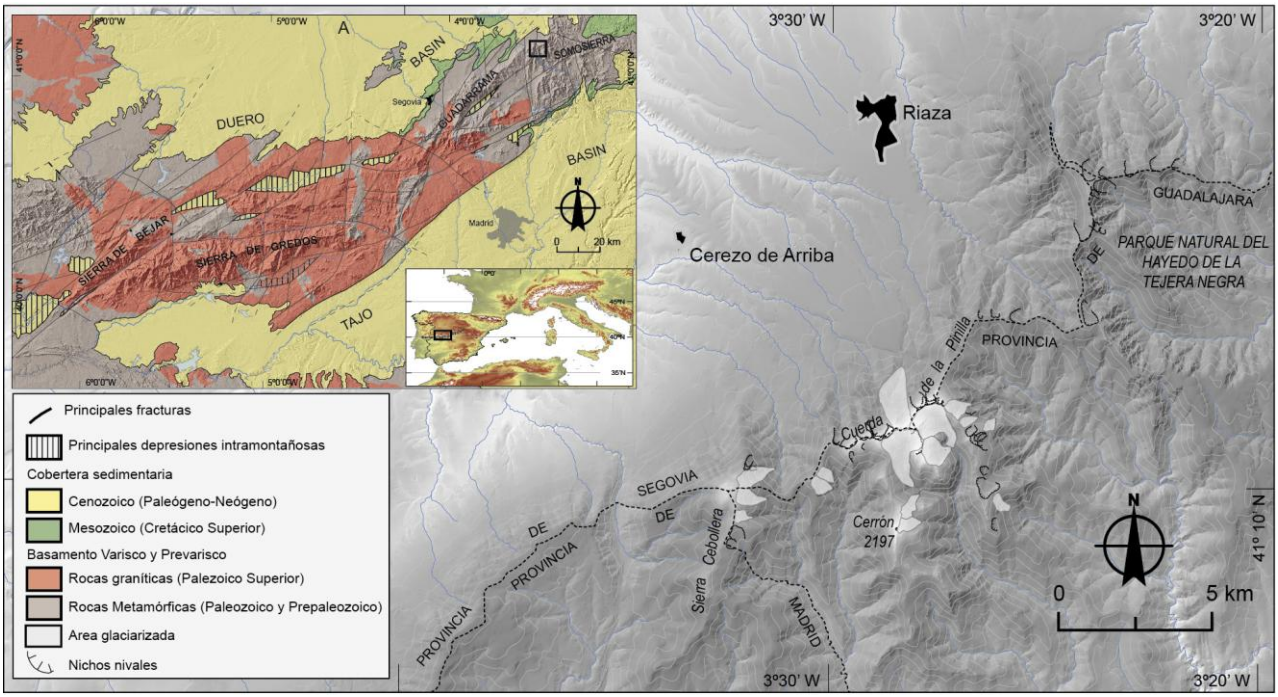


FIGURA 1. *Situación del área de estudio*

trabajo, también se han abordado algunos aspectos sobre la localización de los glaciares en este sector del Sistema Central Ibérico. Dada la abundancia de cuencas de acumulación glaciar y/o nival en algunos sectores, para este objetivo complementario se ha realizado un análisis de los parámetros morfométricos de esas morfologías. Estos parámetros y la descripción cuantitativa del perfil longitudinal de los circos, son trabajos muy comunes y se consideran esenciales para caracterizar las morfológica de origen glaciar (ver p. ej.: Evans y Cox, 1974, Federici y Spagnolo, 2004).

En lo relativo a la cronología, el glaciarismo de Somosierra se ha atribuido al último ciclo glaciar (Pleistoceno Superior) (Fränzle, 1959), si bien hasta el momento no hay dataciones precisas.

CONTEXTO REGIONAL

Si bien los límites fisiográficos siempre son discutidos, el sector oriental del SCI suele situarse en el dominio Somosierra-Ayllon. Esta sería la unidad orográfica equivalente a las restantes de esta cadena montañosa (Guadarrama, Gredos, etc.). En este sentido, Somosierra no debe considerarse con la categoría de un sector, sino de un macizo equivalente a otros como el de Peñalara, Cabezas de Hierro, Alto Gredos, etc. Esta precisión es importante y debe tenerse muy en cuenta al realizar análisis comparados y correlaciones entre los diferentes sectores/macizos del SCI. Desde el punto de vista fisiográfico, Somosierra destaca por su clara tendencia N-S en las alineaciones orográficas debido a un complejo sistema de bloques en cuña basculados hacia el Sur y organizados según una alineación principal NE-SO, de los que resultan vertientes disimétricas con notables implicaciones en el desarrollo de los procesos geomorfológicos recientes. Geológicamente está formado por materiales metamórficos y sedimentarios de edad paleozoica y prepaleozoica que conforman una morfoestructura similar a los sectores occidentales (Gata-Peña de Francia) donde aparecen fisonomías "apalachanas" bien definidas (Fig. 1). Su ambiente climático es de dominio continental de montaña (Dsb), con temperaturas medias entre 2.5 y 5.0º C y la precipitación media anual varía entre los 800 y 1000 mm, pudiendo alcanzar los 1400 mm en cotas superiores (AEMET/IMP, 2011). El número medio de días al año con temperatura mínima inferiores o igual 0º C es superior a 100, lo que unido a la escasa precipitación y ausencia de coberteras nivales protectoras durante el invierno, hace que la eficacia de los ciclos de helada sea muy alta con la aparición de procesos característicos de suelos helados de ciclo corto (varios días/semanas) capaces de generar formas características de ambientes de permafrost esporádico (hidrolacolitros, circos solifluidales, vertientes de gelifractos, etc., ver p.ej.: Pedraza y Carrasco, 2005).

METODOLOGÍA

La cartografía geomorfológica de las áreas modeladas por los procesos glaciares y nivales es la base de este trabajo. La identificación y delimitación de las unidades cartografiadas se ha basado en criterios morfotopográficos (disposición espacial), geométricos (forma y tamaño) y genéticos (depósito o tipo de forma de relieve). Estos datos se han obtenido mediante técnicas de fotointerpretación y trabajo de campo. En la delimitación de los circos se ha utilizado además el mapa de pendientes para realizar modificaciones de detalle. La cartografía y análisis de los datos se ha realizado utilizando ArcGIS 10.3. Para caracterizar los

circos, se han medido los parámetros morfométricos siguiendo los métodos descritos en Evans y Cox (1974) y empleados en otras montañas de la Península Ibérica (ver p.ej., Guerra Ceballos y Sanz Donaire, 1985, García-Ruiz et al., 2000). Estos parámetros describen el tamaño y la forma de cada circo y por tanto son de utilidad para establecer la duración y la intensidad de las condiciones glaciares en las que se formaron.

RESULTADOS

Se han cartografiado un total de 15 glaciares concentrados en su mayoría en la vertiente meridional de Somosierra (ver Fig. 1), de los cuales 8 no habían sido citados previamente. El área total glaciarizada es 7.78 km^2, con más del 50% concentrado en tres glaciares (La Pinilla, Las Mesas, y Pico del Lobo, Tabla I). De todos ellos el de mayores dimensiones es La Pinilla, con 2189 m de longitud y el único con orientación norte localizado en esta sierra. En general todos ellos fueron clasificados como de circo, sin embargo algunos presentan lenguas bien desarrolladas y localizadas en tramos de fuerte pendiente o estabilizadas ya en fondos de valle. De acuerdo con ello, esos glaciares deben considerarse como de ladera o vertiente y de valle respectivamente (ver Tabla I). Las cuencas de acumulación se caracterizan por tener varios compartimentos, en general con fisonomía de circo. Para caracterizar estas fisonomías se ha realizado un análisis de sus parámetros morfométricos en el que se han incluido también los circos nivales.

De los 33 circos analizados, 21 son glaciares y 12 nivales (Tabla II). La orientación general más frecuente es a levante (84.8 %), y en menor proporción la Norte (9.1%) y Sur (6.1 %). La mayoría (67 %) tiene valores de H dentro del rango de 100 a 265 m, siendo sólo el circo de La Pinilla superior a los 400 m. Este último es también el de mayor longitud (983 m) y anchura (805 m). Los valores del índice L/W son ≈ 1, lo que indica que la fisonomía de los circos es predominantemente circular, si bien hay un gran número de ellos con valores superiores a 1 y por tanto de tendencia ovalada, es decir, con una longitud mayor que su anchura. El valor medio del índice W/H es de 3.1 lo que indica que la sobrescavación fue poco importante y la tendencia erosiva general se concentró en el ensanchamiento de la cuenca de acumulación. Esto está de acuerdo con la disposición topográfica de la mayoría de los glaciares, que al estar localizados en vertientes carecían de una zona de estabilización del hielo.

SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

Considerando todos los factores que contribuyeron al desarrollo del glaciarismo en el SCI (topografía, localización geográfica, altitud, morfología previa, etc.), Somosierra es el macizo que presenta mayor septentrionalidad. Frente a ese factor favorable, los restantes son comparativamente más desfavorables que en el resto de los macizos de esta cadena montañosa: muestra una notable continentalidad que aridifica el clima; su altura máxima se localiza en el Pico del Lobo a 2274 m, cota inferior a la del Macizo de Peñalara (Peñalara, 2428 m), Sierra de Béjar (Canchal de la Ceja, 2428 m), y Alto Gredos (Pico Almanzor 2591 m); la superficie ocupada por los terrenos que se localizan en cotas superiores a los 2000 m (altura media límite para el desarrollo de los glaciares pleistocenos en el SCI) es de 9.7 km^2, frente a los 15.6 km^2 del Macizo de Peñalara, 31.9 km^2 de la Sierra de Béjar y 42.4 km^2 del Alto Gredos. Sin embargo y de acuerdo con los nuevos datos presentados en este trabajo, el glaciarismo en Somosierra tuvo una incidencia comparativamente proporcional a la de esos otros macizos. De hecho, el glaciarismo en Somosierra es equivalente al desarrollado en el Macizo de Peñalara, con la presencia de importantes glaciares de ladera y, aunque de pequeñas dimensiones, también glaciares de valle. En lo relativo a la cronología, hasta el momento la única referencia disponible es la basada en las correlaciones regionales y algunos indicadores (estado de conservación de las morrenas, relación con los depósitos fluviales y periglaciares) que, como en otras áreas del SCI, sirvieron para situar este glaciarismo en una etapa equivalente a la del Würm alpino (ver p.ej.: Pedraza y Carrasco, 2005). Los datos que obtenidos con dataciones absolutas en otras áreas del SCI, en general coinciden con esa estimación previa (ver p. ej.: Palacios et al., 2012; Carrasco et al, 2015). A este respecto, es importante señalar que en

	Denominación	Primera cita y denominación	Tipo de glaciar	Orientación media	Longitud (m)		Altitud min.	Altitud máx	Área	
					2D	3D	(m asl)	(m asl)	(km^2)	(%)
1	Cerro del Recuenco	Tres Provincias**	Ladera	E	1062	1064	1768	2100	0.38	5.0
2	Cabeza del Tempraniego	-	Circo	E, SE	690	690	1833	2060	0.17	2.2
3	Collado de la Chana	-	Circo	SE	720	721	1700	1930	0.19	2.5
4	Regajo del Puerto	-	Circo	E	782	783	1672	1940	0.28	3.7
5	Las Mesas	-	Valle	S, SE	2087	2094	1814	2253	1.39	18.4
6	Las Zorreras	-	Ladera	NE	862	868	1827	2123	0.28	3.6
7	Cerrón	-	Circo	E	874	876	1930	2196	0.26	3.4
8	Pico del Lobo	Lobo**	Valle	E,SE	1701	1705	1826	2268	1.19	15.7
9	Buitrera de los Lobos	Lobo**	Ladera	E, NE	965	965	1846	2212	0.61	8.1
10	Hoyo Redondo	Peñuelas**	Ladera	E	915	916	1763	2160	0.33	4.4
11	Majada del Guijarro Oeste	-	Circo	E	661	665	1801	2070	0.15	1.9
12	Majada del Guijarro Este	-	Circo	NE	601	602	1678	1980	0.13	1.8
13	Loma del Rocín	Rocín**	Circo	SE	809	810	1715	2044	0.21	2.7
14	Cebollera Vieja	La Garganta**	Ladera	NE	1366	1368	1566	2090	0.51	6.8
15	La Pinilla	La Buitrera*	Ladera	N	2189	2253	1537	2255	1.51	19.9

* E. Hernández-Pacheco (1925); ** O. Fränzle (1959); Alt_{min}, Alt_{max}, Alt_{md}, altura mínima, máxima y media

TABLA I. *Parámetros morfográficos en los paleoglaciares de Somosierra*

	Denominación	GL	A 2D	L	W	H	S	S_{mean}	Alt_{min}	Alt_{mean}	Alt_{max}	As	L/H	W/H	L/W	Litología
1	Loma de la Cebollera	-	0.07	312.6	262.3	114.9	211.2	22.0	1792	1849	1907	54.0	1.2	2.3	1.2	GN, ES
2	Cebollera Vieja Norte	14	0.02	217.9	138.5	100.4	144.7	25.5	1786	1836	1886	88.6	1.6	1.4	1.6	GN
3	Cebollera Vieja	14	0.23	449.2	551.0	207.7	371.9	27.3	1864	1968	2072	59.9	0.8	2.7	0.8	GN, ES
4	Cerro del Recuenco	1	0.13	327.1	469.5	112.0	258.2	23.8	1966	2022	2078	82.3	0.7	4.2	0.7	GN, ES
5	Arroyo de la Chorrera Norte	2	0.12	324.5	512.4	120.5	271.6	26.0	1927	1987	2047	120.5	0.6	4.3	0.6	GN, ES
6	Arroyo de la Chorrera Sur	-	0.19	550.6	491.9	162.1	352.8	17.3	1894	1975	2056	163.6	1.1	3.0	1.1	GN, ES
7	Cabeza del Tempraniego	-	0.08	316.5	336.0	87.3	210.2	15.4	1906	1950	1993	120.6	0.9	3.8	0.9	GN, ES
8	Collado de la Chana	3	0.13	436.5	396.4	145.5	293.1	20.5	1770	1842	1915	129.9	1.1	2.7	1.1	ES
9	Regajo del Puerto	4	0.14	350.5	532.3	114.2	277.2	21.8	1806	1863	1920	67.7	0.7	4.7	0.7	ES
10	Los Picachos	-	0.03	176.6	170.9	84.8	136.8	25.2	2019	2062	2104	141.5	1.0	2.0	1.0	ES
11	Cerro de la Cebosa	-	0.32	589.9	753.8	155.7	410.6	22.0	1868	1946	2023	28.3	0.8	4.8	0.8	GN, PI-ES
12	El Cervunal Este	5	0.26	501.7	605.6	218.4	404.9	28.7	1997	2106	2215	160.0	0.8	2.8	0.8	GN, PI-ES
13	El Cervunal Oeste	5	0.19	589.4	434.0	201.6	372.2	21.9	1982	2083	2184	128.2	1.4	2.2	1.4	ES, PI-ES
14	Las Zorreras	6	0.06	318.3	258.7	115.9	212.1	25.2	1985	2043	2101	60.7	1.2	2.2	1.2	GN, PI-ES
15	Matarredonda	7	0.11	319.6	420.7	96.1	234.7	18.0	1976	2024	2072	83.9	0.8	4.4	0.8	GN
16	Loma Cabeza Pinillo	7	0.10	206.9	555.4	60.3	190.7	17.4	2075	2105	2136	89.3	0.4	9.2	0.4	GN, PI-ES
17	Cerrón Este	7	0.05	208.0	302.3	69.0	163.1	18.3	2116	2150	2185	83.3	0.7	4.4	0.7	PI-ES
18	Cerrón Sur	-	0.02	176.9	134.3	42.0	99.9	14.7	2146	2167	2188	151.7	1.3	3.2	1.3	PI-ES
19	Portillo del Lobo	8	0.18	630.8	362.7	98.6	282.5	15.4	2111	2160	2209	54.9	1.7	3.7	1.7	PI-ES
20	Pico del Lobo	8	0.30	524.9	601.5	218.0	409.8	24.4	2046	2155	2264	72.1	0.9	2.8	0.9	PI-ES
21	Buitrera de los Lobos	9	0.17	562.6	396.5	252.5	383.3	28.2	1878	2005	2131	91.5	1.4	1.6	1.4	PI-ES
22	Buitrera de los Lobos Sur	9	0.23	582.9	562.8	228.7	421.7	26.7	1905	2019	2134	53.8	1.0	2.5	1.0	PI-ES
23	Hoyo Redondo	10	0.26	431.6	678.6	227.4	405.3	28.9	1913	2027	2140	70.0	0.6	3.0	0.6	PI-ES
24	Hoyo Redondo Norte	11	0.09	300.1	330.3	134.3	237.0	25.4	1919	1986	2053	74.6	0.9	2.5	0.9	PI-ES
25	Majada del Guijarro Oeste	-	0.09	415.1	316.0	165.6	279.0	23.0	1893	1976	2059	16.8	1.3	1.9	1.3	PI-ES
26	Majada del Guijarro Este	12	0.10	352.7	369.5	214.0	303.3	31.6	1757	1864	1971	39.3	1.0	1.7	1.0	GN, PI-ES
27	Torre del Rayo Norte	-	0.02	123.3	195.1	45.6	103.2	21.0	1996	2019	2042	89.2	0.6	4.3	0.6	PI-ES
28	Torre del Rayo Sur	-	0.03	165.6	178.1	61.8	122.1	20.7	1945	1976	2007	90.7	0.9	2.9	0.9	PI-ES
29	Majada del Rocín	-	0.06	284.3	300.4	118.2	216.1	23.5	1860	1919	1978	108.2	0.9	2.5	0.9	GN, PI-ES
30	Loma del Rocín	13	0.21	617.0	378.5	265.6	395.8	27.2	1734	1867	2000	123.8	1.6	1.4	1.6	GN, PI-ES
31	El Colmenar	-	0.08	240.1	430.0	67.8	191.3	16.7	1879	1912	1946	82.7	0.6	6.3	0.6	GN, PI-ES
32	La Pinilla	15	0.70	983.9	805.5	427.8	697.3	30.4	1790	2004	2218	347.7	1.2	1.9	1.2	GN, ES, PI-ES
33	El Chaparral	-	0.15	570.8	353.9	248.9	369.1	29.7	1731	1855	1980	13.2	1.6	1.4	1.6	ES, PI-ES

GL, número de glaciar (ver tabla I); A, área (km^2); L, longitud (m); W, anchura (m); H, rango altitudinal; S, tamaño, $\sqrt[3]{L \cdot W \cdot H}$ (m); S_{md}, pendiente media; Alt_{min}, Alt_{max}, Alt_{md}, altura mínima, máxima y media; As, orientación; Litología: GN, gneis; ES, esquistos, gneises y rocas de silicatos cálcicos; PI-ES, Pizarras/filitas o esquistos con intercalaciones arenosas y cuarcíticas.

TABLA II. *Parámetros morfométricos analizados en los circos de Somosierra*

Somosierra se han comenzado a aplicar esos mismos procedimientos basados en nucleídos cosmogénicos y se está a la espera de los primeros datos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el MINECO (proyecto CGL 2013-44076-P) y el Organismo Autónomo de Parques Nacionales (MAGRAMA, proyecto SPIP2014-01092). Deseamos también agradecer la ayuda y asistencia de la Dirección General de Política Forestal y Espacios Naturales (JCCM) y de la Delegación Territorial de Segovia (Servicio Territorial de Medio Ambiente, JCyL).

REFERENCIAS

AEMET/IMP. (2011). Atlas Climático Ibérico-Iberian Climate Atlas. Agencia Estatal de Meteorología e Instituto de Meteorología de Portugal. Madrid.

Carrasco, R.M., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D., Willenbring, J.K. y Villa, J. (2015). Sequence and chronology of the Cuerpo de Hombre paleoglacier (Iberian Central System) during the last glacial cycle. Quaternary Science Reviews, 129, 163-177.

Evans, I.S. y Cox, N.J. (1974). Geomorphometry and the operational definition of cirques. Area, 6, 150-153.

Fränzle, D. (1959). Glaziale und periglaziale Formbildung im östlichen Kastilichen Scheidegebirge (Zentralspanien). Bonner Geogr. Abh, 80 págs. Publicado en castellano en Est. Geogr, 39 (151 y 152), 1978.

Federici, P.R. y Spagnolo, M. (2004). Morphometric analysis on the size, shape and areal distribution of glacial cirques in the Maritime Alps (western French–Italian Alps). Geogr. Ann., 86A, 235-248.

García-Ruiz, J.M., Gómez-Villar, A., Ortigosa, L. y Martí-Bono, C. (2000). Morphometry of glacial cirques in the C. Spanish Pyrenees. Geogr. Ann., 82A, 433-442.

Guerra Zaballos, A. M. y Sanz Donaire, J.J. (1985). Relación entre la glaciomorfología y la tectónica en el macizo de Somosierra (Sistema Central Español). Actas de la I Reunión de Cuaternario Ibérico, Lisboa, p. 105-117.

Hernández Pacheco, F. (1925). El glaciar cuaternario de tipo pirenaico de la Buitrera, Riaza (Segovia). Asociación Española para el Progreso de las Ciencias, 6, 185-192.

Palacios, D., de Andrés, N., Marcos, J., Vázquez-Selem, L., (2012). Glacial landforms and their paleoclimatic significance in the Sierra de Guadarrama, Central Iberian Peninsula. Geomorphology 139-140, 67-78.

Pedraza, J. y Carrasco, R.M. (2005). El glaciarismo pleistoceno del Sistema Central. Aepect, 13, 178-288.

Evolución del relieve de los Montes Galaico-Leoneses mediante aplicación de Modelos Digitales de Elevación (Noroeste de España)

Relief evolution of the Galaico-Leoneses Mountains through Digital Elevation Models (NW Spain)

A. Mínguez[1], A. Martín-Serrano[2] y E. García-Meléndez[1]

1 Área de Geodinámica Externa, Facultad de CC. Biológicas y Ambientales, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n 24071, León. aidaminguez@gmail.com, egarm@unileon.es
2 Departamento de Investigación y Prospectiva Geocientífica, Instituto Geológico y Minero de España, C/ Ríos Rosas 23, 28003, Madrid. a.martinserrano@igme.es

Resumen: El noroeste de la Península Ibérica, ha sido condicionado por una evolución geomorfológica muy larga y compleja, especialmente en la transición entre Galicia y León. En ella se emplazan rasgos geomorfológicos tan dispares como las estribaciones finales de la Cordillera Cantábrica o los Montes de León, que alcanzan los 2100 m de altitud, o la cuenca sedimentaria del Bierzo o el extremo noroccidental de la cuenca del Duero, ubicados a unos 500 m y 800 m de altitud respectivamente. Este trabajo ha pretendido organizar esta orografía mediante la localización de superficies de aplanamiento, que son elementos morfológicos clave a la hora de comprender la evolución del relieve de una zona. Para ello se desarrolló una metodología basada en Modelos Digitales de Elevación (MDE) mediante Sistemas de Información Geográfica (SIG) que permitió cartografiar superficies de aplanamiento a partir, únicamente, de restos e indicios actuales, además de establecer la relación entre dichas superficies y la cronología de su emplazamiento. De esta forma se cartografiaron veinticuatro elementos y se establecieron dos tipos de relaciones entre ellos: roturas por la deformación alpina, o separación por erosión diferencial provocada por cambios litológicos, proponiendo así un resumen de la evolución del relieve en este sector.

Palabras clave: Sistemas de Información Geográfica, Superficies de Erosión, Geomorfología, Cartografía.

Abstract: *The study area, located in the northwest of the Iberian Peninsula, is characterized by a very long and complex geomorphological evolution. The most important geomorphological features in the area are the mountain reliefs formed by the Cantabrian Cordillera in the North and Northwest, and the Leoneses Mountains in the South and Southeast (with maximum heights around 2100m), with El Bierzo intramountain basin in the center, and the northwesternmost part of the Duero basin (around 500 m and 800 m respectively). This work aims to organize this puzzle by means of the mapping of erosional surfaces in order to enhance the geomorphological evolution in this area with a major tectonic influence. Based on the application of Digital Elevation Models in a Geographical Information System, several erosional surfaces were mapped related to their structural context and chronology. A total number of 24 surfaces have been distinguished, allowing two kinds of relationships between them: one linked to alpine deformations, and the other provoked by differential erosion associated with lithological changes. All these data allowed the reconstruction of the relief evolution in the study area.*

Key words: *Geographical Information Systems, Erosional Surfaces, Geomorphology, Mapping.*

INTRODUCCIÓN

En este trabajo se profundiza en el conocimiento del relieve de un sector del noroeste de la Península Ibérica, mediante la localización y análisis de superficies de aplanamiento en un paisaje condicionado por una evolución geomorfológica muy larga y complicada donde intervinieron procesos exógenos y endógenos. El territorio (Fig. 1), unos 10.000 km^2, que forma parte de la transición montañosa entre la Meseta y Galicia, ocupando principalmente el suroeste de la provincia de León, tiene una morfología extremadamente quebrada pues en él se encuentran los elevados relieves de los Montes Galaico-Leoneses y las estribaciones finales de la Cordillera Cantábrica, con la cuenca del Bierzo empotrada en su interior y el extremo noroccidental de la Meseta septentrional en el extremo sureste. El cauce más importante que discurre por esta región es el río Sil que atraviesa de NNE a SSO creando una separación E-O de la zona de estudio.

Las superficies de erosión son importantes elementos morfológicos implicados en la génesis del paisaje, que sirven para establecer la reconstrucción y comprensión de la evolución del relieve, involucrando a diferentes tipos de rocas y estructuras geológicas. Hoy en día estas superficies aparecen como restos fragmentados que representan el testimonio de formas antiguas.

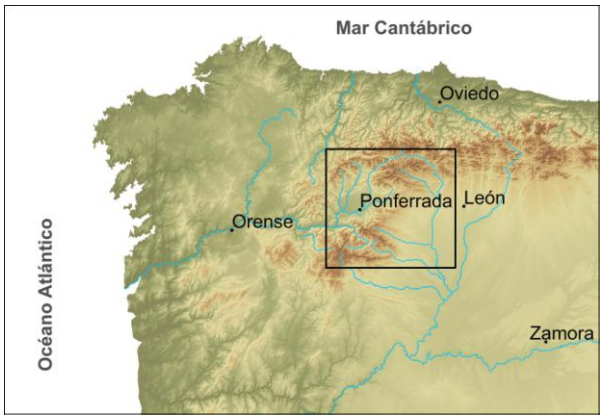


FIGURA 1. *Localización de la zona de estudio en el noroeste de la Península Ibérica*.

Geológicamente, el área de trabajo se encuentra en el NO del Macizo Ibérico, y en concreto emplazada en el borde meridional de su rasgo estructural más conocido, la Flexión Varisca. Casi todas las unidades tectono-sedimentarias que conforman dicha estructura, están representadas en la zona. Sin embargo, la continuidad estructural varisca está interrumpida por el emplazamiento de una cuenca de sedimentación alpina totalmente transversa a ellas constituida por la cuenca del Bierzo y un rosario diseminado de pequeñas cuencas satélites. La red de fracturación regional se caracteriza por la presencia de grandes cabalgamientos de dirección E-O relacionados con la compresión N-S que sufrió la región, y grandes fallas de desgarre de dirección NNE-SSO relacionadas con las fracturas del norte de Portugal y de Galicia como las de Bragança-Vilariça o Regua-Verín. El resultado es una geología muy contrastada con un registro sedimentario empotrado entre materiales de competencia notable.

El principal problema planteado en la zona, más que la escasez de estudios e información al respecto, es su desorganización, pues el enfoque de estos, su escala y, por supuesto, los resultados. La geodinámica de los eventos, sin apoyo paleontológico ni geocronológico ha estado siempre a expensas de las más variadas interpretaciones.

MÉTODO

Como metodología principal, enfocada a organizar esta complicada orografía, se desarrolló un minucioso análisis del relieve especialmente sustentado en Modelos Digitales de Elevación (MDE) a través de Sistemas de Información Geográfica (SIG) (Mínguez, A., 2015). Para completar los conocimientos del área de estudio se realizaron análisis topográficos y morfológicos a través del estudio de fotointerpretación de imágenes de satélite ASTER. Todo ello acompañado de observaciones en campo.

El estudio de las imágenes de satélite ASTER, a través de su fotointerpretación estereoscópica a escala 1:200.000, fue el soporte fundamental de este trabajo, permitiendo ampliar los conocimientos morfológicos de la región de forma global y a gran escala. Este análisis derivó en el trazado de cordales y picos considerados como restos de superficies de aplanamiento. De forma paralela comenzaron a analizarse MDE de distinta resolución espacial (90, 25 y 5 m de tamaño de píxel) de la zona, de los que se obtuvieron mapas derivados de alturas, pendientes, orientaciones, sombreado, fundamentales a la hora de comprender y ubicar los principales elementos geomorfológicos y localizar áreas planas de gran extensión.

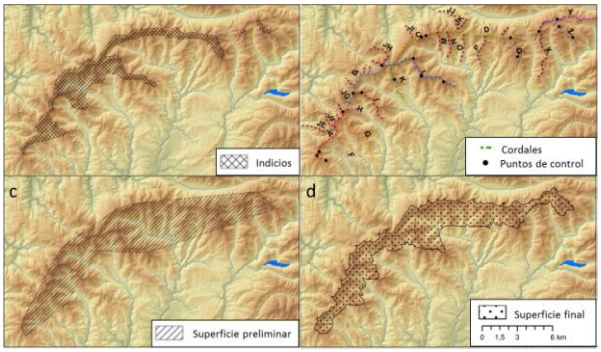


FIGURA 2. *Distintas etapas de la reconstrucción y cartografía de superficies de aplanamiento. a. Localización de indicios mediante análisis estereoscópico de imágenes de satélite ASTER. b. Trazado de los cordales principales sobre los indicios a partir de los que se analizaron perfiles topográficos y se localizaron puntos de control. c. Cartografía de superficies preliminares a partir de los puntos de control. d. Retoque del perímetro mediante análisis de curvas de nivel y MDE hasta obtener superficies finales*.

A partir de ahí se realizó un trabajo sistemático de localización de cordales, sierras y cumbres de los que se generaron perfiles topográficos gracias a la información proporcionada por los MDE (Fig. 2). En total se analizaron 227 perfiles a lo largo de más de 2000 km de longitud, en cuatro sectores, en 10 áreas montañosas. Estos perfiles fueron analizados uno a uno y también de forma conjunta con perfiles adyacentes hasta establecer concordancias y similitudes entre ellos, lo que dio lugar al trazado de superficies teóricas de aplanamiento, es decir, superficies hoy en día virtuales apoyadas por testimonios aislados, pero cuya reconstrucción permite visualizar los aplanamientos previos, que actualmente se encuentran fragmentados, desmantelados y erosionados.

Para cada una de estas superficies de aplanamiento cartografiadas se generó una superficie de tendencia, lo que permitió caracterizar, agrupar, jerarquizar y relacionar todas las superficies delimitadas entre sí.

RESULTADOS

En síntesis, este territorio está formado por numerosos fragmentos de planos virtuales, veinticuatro en concreto, reconstruidos a partir de apoyos determinados mediante grupos de cumbres niveladas u organizadas por planos envolventes más o menos inclinados.

La inicial organización altitudinal, una primera y simplista forma de abordar el análisis de todas las

hipotéticas superficies de erosión detectadas, señala con una gran claridad las similitudes con la denominada por Martín-Serrano (1989) Bóveda montañosa del Noroeste, una estructura orográfica anticlinal incompleta y fragmentada, una superficie plana, abovedada y alargada en dirección NNE-SSO, ligeramente asimétrica, más tendida hacia el SSE, con un arco transversal que llega a alcanzar cotas cercanas a los 2100 m en su parte cenital, dibujado de E a O, entre los 1000 y 1500 m.

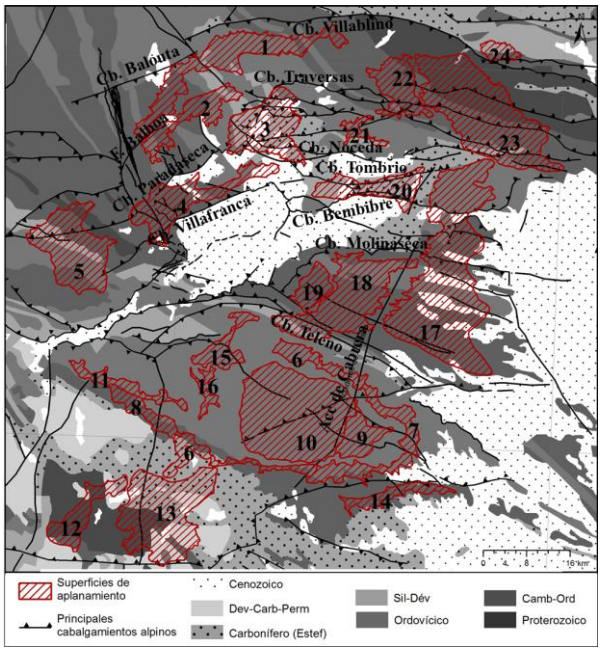


FIGURA 3. *Superficies de aplanamiento cartografiadas en el este trabajo, ordenadas atendiendo a sus altitudes. Superficies: 1. Ancares 1 (1900 m), 2. Ancares 2 (1500 m), 3. Fabero (1100 m), 4. Villafranca (1000 m), 5. Caurel (1500-1600 m), 6. Cabrera 1 oeste (2100 m), 7. Cabrera 1 este (1500-2000 m), 8. Eje 1 (1500-1800 m), 9. Cabrera 2 oeste(1600-1700 m), 10. Cabrera 2 este (1400-1700 m), 11. Eje 2 (1400 m), 12. Pías (1600 m), 13. Sanabria (1800 m), 14. Llamas (1300 m), 15. Aquilianos (1500 m), 16. Cova (1800 m), 17. Brañuelas (1500 m), 18. Montes (1500 m), 19. Valdueza (1100-1000 m), 20. Noceda (1000-1300 m), 21. Vizbueno (2100 m), 22. Gistredo (1800 m), 23. Omaña (1400-1800 m), 24. Luna (2100 m).*

Toda la franja septentrional de la región está formada por una secuencia de cabalgamientos imbricados de dirección E-O y vergencia sur. Según Martín González y Heredia (2011) los cabalgamientos más próximos a la depresión, como Paradaseca, Tombrío y Bembibre, han roto el registro sedimentario cenozoico elevando los bloques septentrionales dando lugar a la erosión de los depósitos allí ubicados y hundiendo los meridionales en donde ese registro quedó preservado. El resultado es el afloramiento irregular y más o menos disperso del cenozoico del borde septentrional, elevado sobre el conjunto cenozoico principal de la cuenca en la depresión de Ponferrada.

En ese contexto estructural es donde se ubican las superficies Ancares 1, Ancares 2, Fabero, Vizbueno, Luna, Omaña, Noceda y el norte de Brañuelas. La batería de cabalgamientos alpinos a que se ha hecho mención, sucesivamente, de norte a sur, Travesas-Balboa, Noceda, Tombrío y Brañuelas y sus imbricaciones secundarias, presentan una relación cartográfica relativamente directa y con una aceptable concordancia con el dibujo de las superficies.

También hay bordes meridionales del registro cenozoico del Bierzo afectados por cabalgamientos E-O. El más significativo es el accidente de Molinaseca, que limita por el sur la subcuenca de Bembibre. Este cabalgamiento con vergencia norte y un buzamiento de 40º superpone las cuarcitas y pizarras cambro-ordovícicas (Serie de los Cabos) sobre el terciario de la fosa, constituyendo su límite meridional, y levanta el territorio montañoso meridional donde se ubican las superficies Montes y Valdueza. También se han interpretado como alpinos otros accidentes con orientación y vergencia similar sobre la fachada oriental de estas montañas leonesas, en la región del Teleno. En esta región meridional, los grandes cabalgamientos vergentes al norte coexisten con grandes fallas de desgarre, de dirección NE-SO o NNE-SSO, con las que están relacionados.

Sobre las cumbres más altas, se ha constatado la duplicación de la superficie original, previa a la orogenia alpina. El desdoblamiento de la referencia geomorfológica principal previa a la orogenia alpina, denominada por los autores antiguos superficie fundamental, se repite en todos aquellos lugares del Macizo Ibérico donde existe registro estratigráfico varisco entre rocas más y menos competentes, representadas aquellas, por la cuarcita armoricana sensu lato. Está presente sobre las sierras del Eje y de la Cabrera, respectivamente a uno y otro lado de estas montañas galaico-leonesas; en la vertiente gallega junto a las cuencas centrales lucenses y, en concreto, sobre el borde occidental de la de Monforte de Lemos; y en la vertiente castellana en la terminación oriental de las sierras de la Cabrera, del Teleno y de la Culebra.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las roturas por deformación tectónica alpina, pirenaica primero, bética después, son las responsables de la articulación entre estas superficies cartografiadas. Los accidentes, fallas y cabalgamientos, individualizan, rompiendo y desnivelando, la mayoría de las superficies, de la misma forma y al mismo tiempo que implican también al registro de la cuenca, controlando su sedimentación y deformándola posteriormente. Se constata la antigüedad en las deformaciones entre otras razones, por la degradación de todos los indicadores morfotectónicos. Se ratificaron las fallas referenciadas regionalmente y también se determinaron algunos corredores estructurales alpinos.

La litoestratigrafía regional estableció asimismo la relación de algunas superficies en función de su competencia, es decir su articulación diferencial.

Sustentado en los datos obtenidos se presenta un resumen de la evolución del relieve. Durante el Jurásico y el Cretácico inferior el relieve de Iberia se reduce a la condición de penillanura con

irregularidades diferenciales. Entonces, se puede constatar la existencia de una duplicación de la superficie de erosión: el nivel de cumbres de las sierras cuarcíticas y el resto.

Durante el Cretácico superior-Eoceno la subducción cantábrica genera un macizo montañoso con dirección E-O formado por el Pirineo y la Cordillera Cantábrica. Esta última está relacionada con una importante estructura alpina formada por un cabalgamiento a escala cortical vergente al sur, con la cuenca del Duero como cuenca de antepaís (Santanach, 1994) y, obviamente, por extensión, con la del Bierzo.

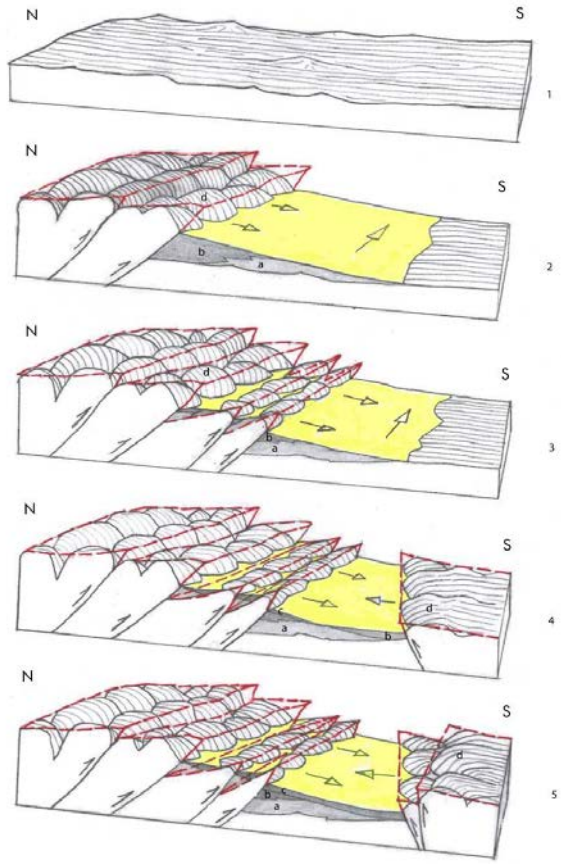


FIGURA 4. *Evolución geodinámica del Bierzo y los Montes Galaico-Leoneses. 1. Estado inicial pre-Eoceno. 2. Eoceno superior-Oligoceno. 3. Oligoceno-Mioceno inferior. Mioceno inferior-medio. 5. Mioceno superior. a. Fm. Toral. b. Fm. Santalla. c. Fm. Las Médulas. d. Sustrato Paleozoico. Las flechas indican la dirección de los aportes sedimentarios.*

La región dominada por la genéricamente denominada "superficie fundamental", se deforma como consecuencia de este evento, se crea relieve (Fig. 4). Éste, es el resultado del escalonamiento sucesivo de bloques individualizados por cabalgamientos dirigidos al sur, directamente relacionados con el Cabalgamiento Basal Cantábrico (Alonso *et al*., 1996; Alonso y Pulgar, 2004), durante el Paleógeno. Esta secuencia de cabalgamientos de dirección E-O constituye la elevación el borde septentrional de su cuenca de antepaís, el Bierzo, dando lugar a una vertiente escalonada donde una misma superficie de erosión se repite varias veces. Son las superficies de Villafranca, Noceda, Fabero, Ancares 2, Gistredo, Ancares 1, Vizbueno Luna, etc.

La elevación meridional, al sur del Bierzo, los Montes Galaico-Leoneses, se origina después (Mioceno medio y superior) y ligada al campo de esfuerzos responsables del orógeno Bético. Se determina a favor de cabalgamientos también de dirección general E-O, pero con vergencia norte, de forma que cortarían y desplazarían estructuras de la Cordillera Cantábrica durante el Neógeno, provocando la compartimentación de este sector (Martín-González y Heredia, 2011 y Martín González *et al*., 2014).

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el Proyecto de Investigación Consolider-Ingenio TOPOIBERIA 2010 CSD2006-041 Geociencias en Iberia y por el Proyecto de Investigación LE311A12-2 de JCyL "Análisis y evolución de los relieves de la Cuenca del Bierzo y zonas adyacentes".

REFERENCIAS

Alonso, J.L.; Pulgar, J.A.; García-Ramos, J.C. y Baraba, P. (1996). Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountain (NW Spain). En: *Tertiary basins of Spain* (FRIEND, P.S. y DABRIO, C.J. Eds.) Cambridge Univ. Press, 19-22.

Alonso, J.L. y Pulgar, J.A. (2004). La estructura Alpina de la Cordillera Cantábrica: generalidades. En: *Geología de España* (Vera, J.A. ed.) SGE-IGME. Madrid (España). 332-334.

Martín-González, F.; Freudenthal, M.; Heredia, N.; Martín-Suárez, E. y Rodríguez-Fernández. R. (2014). Paleontological age and correlations of the Tertiary deposits of the NW Iberian Peninsula: the tectonic evolution of a broken foreland basin. *Geological Journal*, 49 (1): 15-27.

Martín-González, F. y Heredia, N. (2011). Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution of an Alpine foreland basin: The western Duero Basin and the related Tertiary depression of the NW Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 502: 75-89.

Martín-Serrano, Á. (1989). Rasgos generales y problemática de las superficies de erosión en Galicia. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 14: 7-18.

Mínguez, A. (2015). *Análisis y evolución del relieve de los Montes de León y del sector occidental de la Cordillera Cantábrica mediante la aplicación de Modelos Digitales de Elevación*. Tesis Doctoral (inédita). 312 p.

Santanach Prat, P. (1994). Las Cuencas Terciarias Gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19: 57-7.

Evidencias de expulsión de fluidos en el complejo Hespérides en el talud medio del Golfo de Cádiz

Evidence of fluid venting on the Hespérides complex at the middle slope of the Gulf of Cádiz

D. Palomino[1], J.T. Vázquez[1], N. López-González[1], L.M. Fernández-Salas[2], J.L. Rueda[1], E. González-García[3] y V. Díaz-del-Río[1]

1 Instituto Español de Oceanografía. CO de Málaga, Puerto Pesquero s/n, 29640, Fuengirola (Málaga) desiree.palomino@gmail.com
2 Instituto Español de Oceanografía. CO de Cádiz, Muelle Pesquero s/n, 11006, Cádiz (Cádiz)
3 Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, Campus de Teatinos s/n, 29071, Málaga (Málaga)

Resumen: En este trabajo se ha analizado la morfología del fondo, las características sub-superficiales y las comunidades bentónicas en el complejo Hespérides, situado en el talud continental del Golfo de Cádiz, con el objetivo de entender su relación con los procesos geológicos y oceanográficos, así como la influencia sobre los hábitats que se generan. Se han detectado especies bentónicas asociadas a escapes de fluidos, a sustratos duros y blandos en diferentes zonas del complejo. Los sedimentos de brecha fangosa y los organismos quimiosimbióticos se localizan en la cima de los conos volcánicos asociados a una mayor actividad de emisión. Los carbonatos autigénicos en los flancos y la base del edificio están relacionados con una actividad de expulsión de fluidos moderada, siendo desenterrados por las corrientes de fondo y colonizados por especies de sustratos duros. Las depresiones en la base están formadas por procesos de colapso, debido a escapes de fluidos activos bajo la influencia de las corrientes profundas. En general, los principales factores que controlan la morfología y las comunidades bentónicas asociadas son los procesos relacionados con escapes de fluidos, aunque no hay que despreciar el efecto de los procesos gravitacionales y la acción de las masas de agua profunda.

Palabras clave: expulsión de fluidos, fauna quimiosimbionte, volcanes de fango, Golfo de Cádiz**.**

Abstract: *Seabed morphology, sub-bottom characteristics and benthic communities of the Hespérides volcanic complex, located in the continental slope of the Gulf of Cadiz, have been analyzed. The aim of this study is to characterize the morphological features, the geological processes and near-bottom water masses for understanding the relationships between the occurrence of this fluid venting related edifice and their associated biota. Additionally, dominant benthic species associated with seepage, hard substrates or soft bottoms have also been observed in different areas of the complex. Mud breccia sediments and chemosymbiotic metazoans are mainly located at the summit indicating a higher seepage activity. Authigenic carbonates on the flanks and the base of the volcanic structure are related to a moderate seepage activity, being exhumed by bottom currents and colonized by hard substrate associated species. Adjacent depressions are linked to collapse processes as a result of the interplay of active fluid escape and bottom current effects. In general, major factors controlling these features and their associated biota are mud flow and fluid-escape-related processes, although other factors such as gravitational and deep water masses related processes are also involved.*

Key words: *seepage, chemosymbiotic fauna, mud volcanoes, Gulf of Cadiz.*

INTRODUCCIÓN

El Golfo de Cádiz presenta un gran número de volcanes de fango, que son estructuras relacionadas con la emisión de fluidos producidas por la migración vertical de sedimentos fangosos cargados en gases que son expulsados por sucesivas emisiones (Milkov, 2000). En estos edificios se desarrollan diferentes hábitats que están condicionados por el tipo de sustrato, las masas de agua profundas y los procesos geológicos que se desarrollan a nivel regional y local. Numerosos estudios han aportado información sobre los volcanes de fango, la migración y emisión de fluidos en ellos, y la fauna bentónica asociada a dichas emisiones en diversas zonas del Golfo de Cádiz, incluido el complejo Hespérides (Somoza et al., 2003; León et al., 2010), aunque actualmente se están realizando estudios de carácter multidisciplinar que permiten relacionar todo este tipo de observaciones (Palomino et al., 2015).

En este sentido, el objetivo de este trabajo es el estudio de la morfología del fondo, las características sub-superficiales y la biota asociada del complejo Hespérides, situado en el talud medio del Golfo de Cádiz, para entender la relación de las características de este edificio con los procesos geológicos recientes y con las masas de agua, así como su influencia en el desarrollo de hábitats.

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y OCEANOGRÁFICAS

El Golfo de Cádiz se sitúa en un contexto actual compresivo, donde se desarrollan importantes fenómenos de diapirismo y vulcanismo de fango. Estos fenómenos están relacionados con el emplazamiento de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz (UAGC) durante el Oligoceno Tardío y el Tortoniense superior, y con el desarrollo de complejos extensionales gravitacionales y zonas transpresivas desde el Messiniense hasta el Cuaternario, que favorecieron el ascenso de los materiales más plásticos de la UAGC en forma de estructuras diapíricas íntimamente relacionadas con la formación de volcanes de fango (Fig. 1A). El área de estudio denominada Campo Profundo de Expulsión de Fluidos (CPEF, Díaz del Río et al., 2014) se localiza entre 680 y 1200 m de profundidad, en un sector del talud medio del margen español del Golfo de Cádiz caracterizado por depósitos fangosos que son atravesados por canales erosivos de dirección E-O y NE-SO (Fig. 1B).

La circulación oceanográfica en el Golfo de Cádiz está controlada por el intercambio de masas de agua a través del Estrecho de Gibraltar, con un flujo de agua Atlántica de entrada (AIW) hacia el mar de Alborán y un flujo de agua Mediterránea de salida (MOW) hacia el Océano Atlántico. La MOW recorre el margen ibérico hacia el noroeste y se divide en dos núcleos principales. El área de estudio se encuentra bajo la influencia de una desviación de la rama inferior de la MOW que gira en una dirección NE-SO a su salida por el Estrecho de Gibraltar (Fig. 1A). La velocidad de la corriente de fondo en el complejo Hespérides, situado en el extremo occidental, oscila entre 0,5 y 0,56 m/s (Díaz del Río et al., 2014).

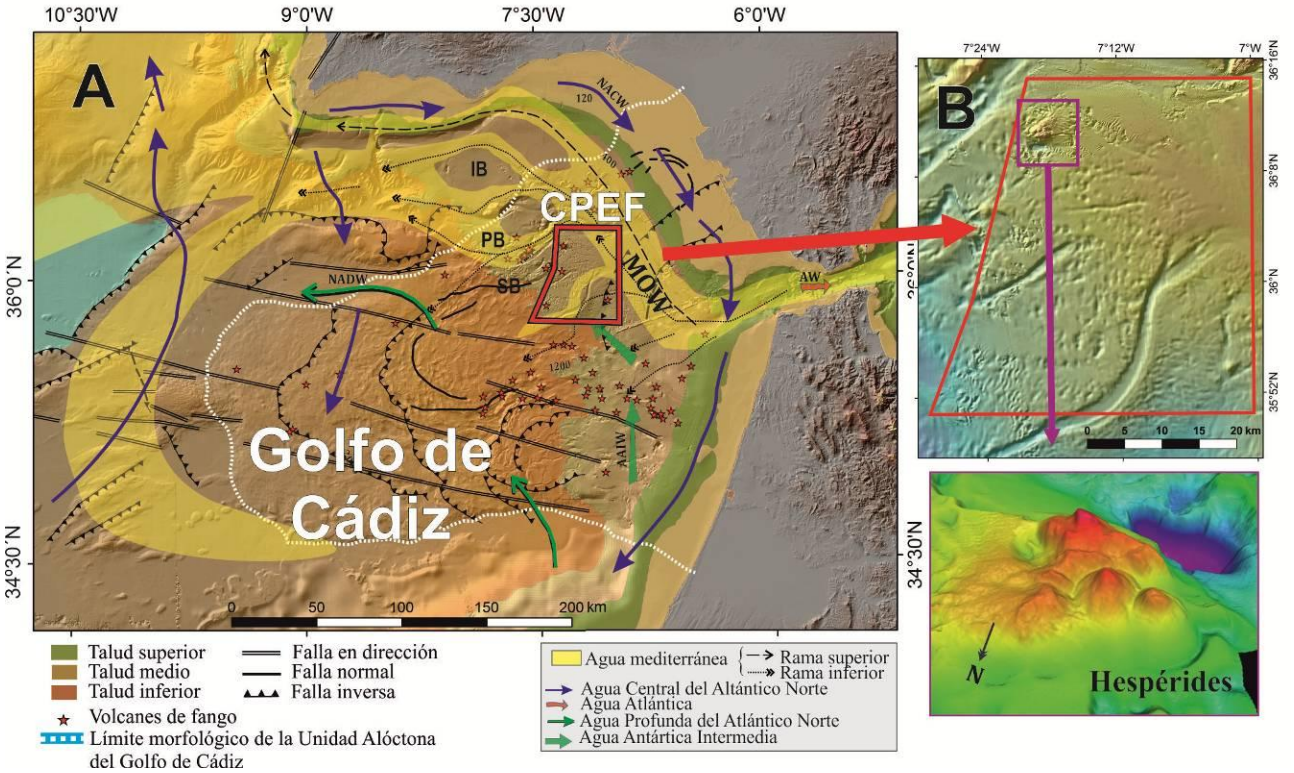


FIGURA 1. *Localización de la zona de estudio. A) Principales dominios fisiográficos, elementos tectónicos y principales masas de agua en el Golfo de Cádiz (rasgos tectónicos modificados de Medialdea et al., 2004; Zitellini et al., 2009; y masas de agua modificadas de Hernández-Molina et al., 2014). B) Área de estudio localizada en un sector del talud medio denominada Campo Profundo de Expulsión de Fluidos (CPEF) donde se localiza el complejo Hespérides.*

MATERIAL Y MÉTODOS

Los datos geofísicos y muestras se obtuvieron en el marco del proyecto LIFE+INDEMARES/CHICA en el CPEF (Fig. 1). Los datos batimétricos y de reflectividad fueron procesados con el programa *Caris Hips and Sips* para crear modelos batimétricos a una resolución de 15 m. Para el análisis morfológico se utilizó el programa *ArcGIS desktop*, y además se analizaron perfiles sísmicos de muy alta resolución obtenidos con la sonda paramétrica TOPAS-PS18 que se convirtieron e importaron en formato SEG-Y y han sido interpretados mediante el programa *IHS Kingdom*. Las muestras de de sedimento superficial se obtuvieron mediante *box-corer*, que sirvieron para caracterizar la textura del sedimento y la epi- y endofauna. Los videos e imágenes submarinas obtenidos con VOR (Vehículo

de Observación Remolcado) se han utilizado para identificar la epifauna y los hábitats que conforman.

RESULTADOS

El CPEF es un sector morfológicamente complejo debido al efecto combinado de los procesos erosivos, gravitacionales y sedimentarios de la zona. Se caracteriza por un gran cuerpo sedimentario con forma de abanico que es atravesado por surcos erosivos y otras formas como campos de ondas de fango y arena, deslizamientos y relieves relacionados con la expulsión de fluidos como son los *pockmarks*, valles ciegos y edificios volcánicos fangosos. En esta zona se localiza el complejo diapiro/volcán Hespérides, constituido por una elevación del fondo generada por diapirismo, que además alberga varios conos volcánicos, donde se han obtenido brecha fangosa que permite confirmar su naturaleza como volcanes de fango. Las características morfológicas del edificio se presentan en la Tabla I.

El complejo Hespérides se localiza en la parte NO del CPEF, presentando 187 m de altura y una forma casi triangular, donde dos de sus lados tienen fuertes pendientes, mientras que el tercero, al NE, termina de forma más suave. Se diferencian dos conos volcánicos principales situados al O del complejo que presentan un perfil asimétrico (Fig. 2A y 2B). Los sedimentos se caracterizan por contener brecha fangosa con clastos polimícticos de tamaño arena-grava, donde se detectó una alta abundancia de organismos quimiosimbióticos como los poliquetos frenulados (*Siboglinum* sp.) y poblaciones del bivalvo *Solemya elarraichensis*.

Variables morfológicas	Hespérides
Profundidad (max./min.) <m>	859/672
Longitud (max./min.) <km>	3,6/2,3
Altura <m>	187
Área <km^2>	8,13
Pendiente <º>	0,5/30

TABLA I. *Dimensiones y variables morfológicas medidos en el complejo Hespérides.*

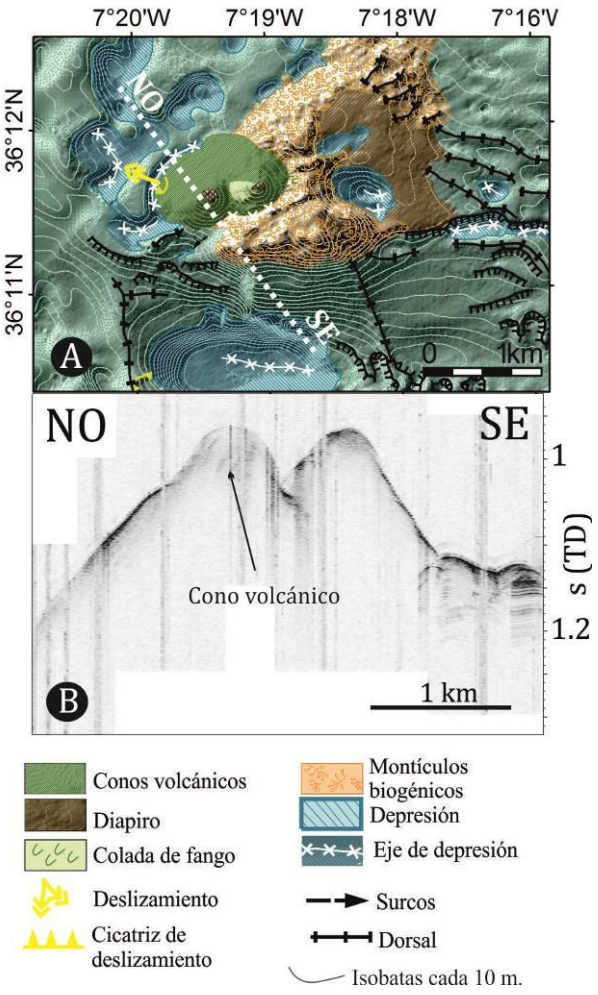


FIGURA 2. *Complejo Hespérides. A) Interpretación morfológica representada sobre un mapa de sombras con una resolución de 15x15 m. B) Ejemplo de perfil de muy alta resolución TOPAS con la localización indicada en la Fig. 2a.*

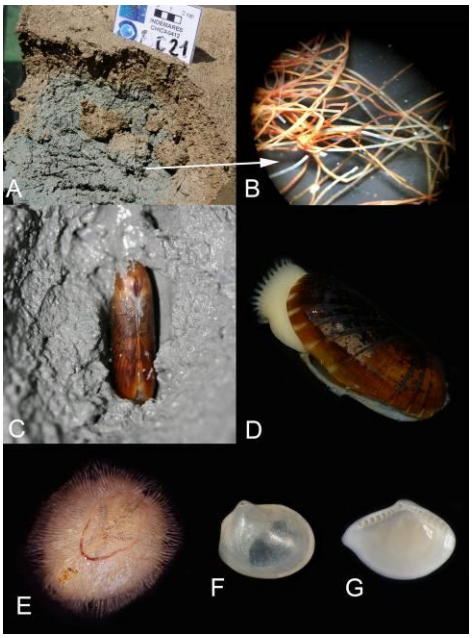


FIGURA 3. *Endofauna del complejo Hespérides. A y B: poliquetos frenulados (*Siboglinum *sp.) colonizando la brecha fangosa; C: vista dorsal y lateral del bivalvo* Solemya elarraichensis *en las galerías excavadas en sedimentos anóxicos y ricos en brecha fangosa; E:* Brissopsis *sp.; F:* Thyasira succisa*; G:* Yoldiella messanensis*.*

La parte central del complejo presenta una reflectividad más elevada que el resto, obteniéndose muestras de arena fangosa con fragmentos bioclásticos y de enlosados y chimeneas carbonatadas colonizadas por pequeños octocorales (ej. *Swiftia, Acanthogorgia, Anthomasthus*) que han permitido interpretar varios montículos y crestas de origen biogénico. Se han observado cicatrices de deslizamientos al S y al O del complejo, que está rodeado de varias depresiones, destacando la situada al sur de forma ovalada y caracterizada por un fondo plano con elevada pendiente en los bordes, características típicas de las depresiones producidas por colapso. En esta depresión, los

sedimentos están constituidos por arena fangosa con acumulaciones de carbonatos autigénicos donde se dan diferentes especies de poliquetos (*Notomastus, Laonice*), bivalvos (*Thyasira, Yoldiella*) y restos de corales de aguas frías (principalmente *Dendrophyllia alternata*). En las zonas adyacentes al complejo Hespérides se ha observado un sedimento bastante homogéneo formado por arena fangosa marrón hemipelágica y una menor biodiversidad.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La actividad relacionada con la expulsión de fluidos se puede evaluar a través de distintos factores. En los conos volcánicos del complejo Hespérides se ha descrito bajo una fina capa de sedimentos hemipelágicos la facies de brecha fangosa en la columna sedimentaria que, junto con el olor a sulfhídrico y la presencia de especies quimiosimbióticas típicas de sedimentos cargados en gas (Ej. *Siboglinum, Solemya*), evidencian emisiones activas de fluidos. Las coladas de fango indican que, durante la formación de los conos volcánicos, el proceso de extrusión ha tenido lugar en varias fases. La presencia de carbonatos autigénicos en los flancos y la base estaría relacionada con emisiones moderadas de fluidos, aunque la acción de las corrientes de fondo ha podido desenterrarlos del sedimento donde se formaron. Los carbonatos autigénicos proporcionan además el sustrato adecuado para el desarrollo de hábitats dominados por gorgonias (Ej. *Acanthogorgia, Swiftia*), entre otros, que necesitan además de un hidrodinamismo adecuado para su desarrollo. La existencia de depresiones y canales en la base de estos edificios está relacionada con procesos de ascenso y expulsión de fluidos, así como con fenómenos de colapso, de manera similar a lo observado en otras zonas del campo profundo (García et al., 2009; León et al., 2010), y podrían estar sometidas a la posterior acción de las corrientes de agua profunda, como evidencia la presencia de sustratos de textura más gruesa y una megafauna (*Flabellum*) relacionada con condiciones hidrodinámicas de mayor energía.

El análisis del conjunto de todos los tipos morfológicos descritos, permite conjeturar que el complejo Hespérides mantiene una actividad de emisión en la actualidad, aunque las evidencias faunísticas apuntan a que se trata de una actividad moderada que podría ser más activa en la cima de los conos volcánicos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución a los proyectos LIFE+ INDEMARES/CHICA y ATLAS (EU Horizon 2020) y al grupo PAIDI de investigación RNM-328. Las actividades de D. Palomino fueron financiadas por el proyecto SUBVENT (CGL2012-39524-C02-01).

REFERENCIAS

Díaz del Río, V., Bruque, G., Fernández Salas, L.M. et al. (2014): *Volcanes de fango del golfo de Cádiz, Proyecto LIFE+ INDEMARES*, Ed. Fundación Biodiversidad del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Madrid (España), 128 p.

García, M., Hernández-Molina, F.J., Llave, et al. (2009): Contourite erosive features caused by the Mediterranean Outflow Water in the Gulf of Cadiz: quaternary tectonic and oceanographic implications. *Marine Geology*, 257(1/4): 24-40.

Hernández-Molina, F.J., Stow, D.A.V., Alvarez-Zarikian, C.A., Acton, G., et al. (2014): Onset of Mediterranean Outflow into the North Atlantic. *Science*, 344(6189): 1244-1250.

León, R., Somoza, L., Medialdea, et al. (2010): Pockmarks, collapses and blind valleys in the Gulf of Cádiz. *Geo-Marine Letters*, 30 (3-4): 231-247.

Medialdea, T., Vegas, R., Somoza, L., et al. (2004): Structure and evolution of the ‘‘Olistostrome’’ complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cadiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Marine Geology*, 209: 173–198.

Milkov, A.V. (2000): Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Marine Geology*, 167: 29-42.

Palomino, D., López-González, N., Vázquez, J.T., et al. (2015): Multidisciplinary study of mud volcanoes and diapirs and their relationship to seepages and bottom currents in the Gulf of Cadiz continental slope (northeastern sector). *Marine Geology*, doi:10.1016/j.margeo.2015.10.001

Somoza, L., Díaz-del-Río, V., León, R., et al. (2003): Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Marine Geology*, 195: 153–176.

Zitellini, N., Gràcia, E., Matias, et al. (2009): The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 280(1-4): 13-50.

Aproximación hidrogeológica a los servicios ecosistémicos proporcionados por el humedal Clot de Galvany (Alicante, España)

Hydrogeological approach to the ecosystem services provided by the Clot de Galvany wetland (Alicante, Spain)

A. de la Hera[1] y J.C. Aranda[2]

1 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. a.delahera@igme.es
2 Ayuntamiento de Elche. Pons dels Ortissos, 13, 1º. 03202 Elche, Alicante. jcaranda@ayto-elche.es

Resumen: El Clot de Galvany constituye un humedal costero mediterráneo considerablemente alterado debido a las presiones antrópicas existentes en su entorno, caracterizado por una presencia importante de industria y turismo en su entorno. Constituye un espacio natural protegido, reconocido como LIC y ZEPA dentro de la Red Natura 2000, cuya integridad ecológica se encuentra lejos de lo que corresponde a un buen estado de conservación. Se trata de un humedal asociado a la masa de agua subterránea del Bajo Vinalopó (demarcación hidrográfica del Júcar). Hace años, este humedal se alimentaba de dos importantes manantiales (*ullals*) localizados en su sector norte, que desde 2005 se encuentran inactivos. Este hecho ha ido acompañado de un descenso progresivo del nivel freático que ha provocado la desconexión del humedal del acuífero. Como alternativa de gestión y estrategia de conservación, desde 2011 el humedal ha recibido las aguas residuales procedentes de la EDAR próxima de Los Arenales del Sol. La metodología aplicada para evaluar los servicios ecosistémicos que presta actualmente el humedal, es la misma desarrollada en proyectos previos. Los resultados señalan que una buena parte de estos servicios prestados por el humedal se han visto modificados, no obstante será preciso identificar los servicios que prestaba en estado no perturbado para poder realizar un análisis comparativo.

Palabras clave: Alicante, aguas subterráneas, humedales, Red Natura 2000, servicios ecosistémicos.

Abstract: *The Clot de Galvany constitutes a coastal Mediterranean wetland considerably altered due to the anthropic pressures existing in his environment characterized by an important presence of industry and tourism around it. There constitutes a natural protected space recognized as LIC and ZEPA inside the Network Nature 2000, which ecological integrity is far from what corresponds to a good condition of conservation. It is wetland associated to the Bajo Vinalopó groundwater body (Júcar Water District). Years ago, this wetland was feeding of two important ullals located in his north sector, who from 2005 are inactive. This fact has gone accompanied of a progressive decrease of the groundwater level that has caused the wetland-aquifer disconnection. As alternative of management and strategy of conservation, from 2011 the wetland has received the waste water proceeding from the next EDAR of Los Arenales del Sol. The methodology applied to evaluate the ecosystem services that gives nowadays the wetland, is the same developed in previous projects. The results indicate that a good part of the services provided by this wetland have been modified, nevertheless it will be needed to identify the services provided by this wetlands under unperturbed conditions in order to be able to carry out a comparative analysis.*

Key words: *Alicante, groundwater, wetlands, Nature 2000 Network, ecosystem services.*

INTRODUCCIÓN

La provincia de Alicante reúne un buen número de humedales de diversa tipología. Entre los humedales costeros, destaca el llamado El Bassar-Clot de Galvany. Se trata de un espacio natural protegido integrado en la Red Natura 2000 al estar reconocido como Lugar de Interés Comunitario (LIC) y Zona de Especial Protección para las Aves (ZEPA). Su extensión es de 366,31 ha y engloba varios ecosistemas tales como humedales, saladares, montes, lomas, un frente litoral con un sistema dunar, playas, y plataforma marina. Este espacio natural protegido forma parte, junto con los humedales del Fondet de la Senieta y Agua Amarga, en la provincia de Alicante, de los humedales del Bajo Vinalopó. Se sitúa en el término municipal de Elche, lindando con el término municipal de Santa Pola, a unos 10 km al sur de la ciudad de Alicante. El Clot de Galvany ocupa una extensa depresión que conforma el humedal Balsares-Clot de Galvany, dividido por la carretera N-332 (Alicante-Cartagena). Sin embargo, el paraje natural municipal propiamente dicho, se localiza al este de esta carretera.

Desde el punto de vista hidrogeológico, el Clot de Galvany se encuentra asociado a la masa de agua

subterránea (MASb) del Bajo Vinalopó (080.190) (Fig. 1) y pertenece a la demarcación hidrográfica del Júcar (Fornés et al., 2013).

El Clot de Galvany ha venido experimentando un progresivo descenso del nivel freático en los últimos años. Constituía un humedal conectado a un acuífero cuaternario de funcionamiento complejo debido a la superposición de acuíferos superficiales y profundos que respondían a cambios laterales de facies. Este humedal presentaba fuertes fluctuaciones de la lámina de agua, con presencia de agua en los meses de otoño e invierno, y ausencia de agua en los meses de primavera y verano. Sin embargo, en los últimos años, los periodos de desecación se han ido prolongando acompañados a la vez, de un paulatino y progresivo descenso del nivel freático, que ha conducido a que los dos manantiales que alimentaban las dos charcas naturales del humedal, quedasen inactivos.

Según IGME-DGA (2010a), la alimentación de esta MASb se produciría por infiltración del agua de lluvia e infiltración de excedentes de bombeo, mientras que las salidas serían mediante bombeo, surgencias y salidas subterráneas al mar. El flujo subterráneo en la zona del Clot de Galvany tendría una dirección suroeste-noreste, desde la zona de recarga en los Montes de Santa Pola, hacia el cono de bombeo provocado por la batería de pozos de la desaladora de aguas de Alicante.

El Clot de Galvany constituye actualmente un humedal colgado, es decir, desconectado del acuífero que lo alimentaba antaño y con el nivel freático a pocos metros de la superficie del suelo. En estas condiciones puede describirse como un criptohumedal por tratarse de una zona húmeda poco aparente en la que la presencia de la lámina de agua libre no es visible (salvo cuando es inundada artificialmente), pero sí manifiesta presencia de una mayor humedad edáfica que el entorno, y por el desarrollo de suelos y biocenosis de tendencia hidrófila.

METODOLOGÍA

La valoración de los servicios ecosistémicos que presta este humedal, constituyen un elemento de particular importancia como reconocimiento de los beneficios que presta a la sociedad. Esta valoración puede llevarse a cabo gracias a los estudios previos realizados en este humedal por el IGME (Fornés et al., 2013) y a la existencia de una metodología usada previamente por Naciones Unidas en la Evaluación de Ecosistemas del Milenio (Millennium Ecosystem Assessment 2005a y b), y aplicada posteriormente en la Evaluación de ecosistemas del Milenio en España (Ecomilenio, 2011), y en los proyectos IGCP-604 (Betancur et al., 2013) y UNEP-MAP UNESCO-IHP (2015) *MedPartnership*.

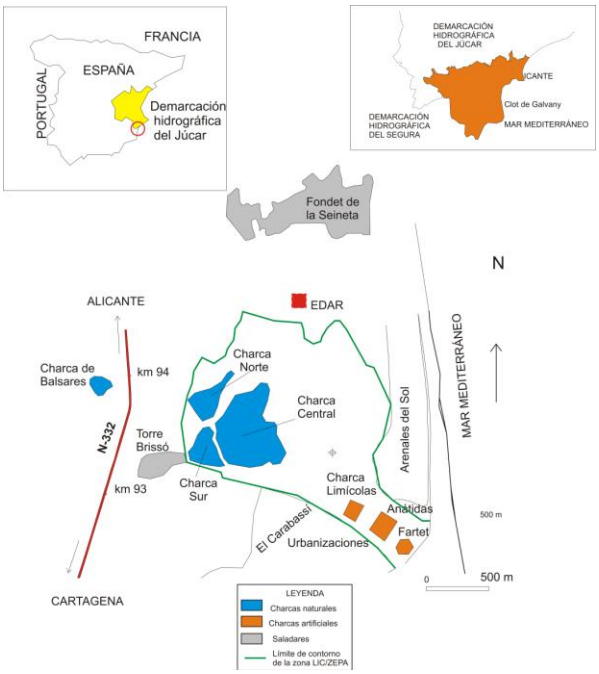


FIGURA 1. *Localización del Clot de Galvany y cuerpos de agua superficial que componen el espacio natural protegido (Fornés et al., 2013).*

En este marco metodológico, se consideran tres grupos principales de servicios ecosistémicos UNEP-MAP UNESCO-IHP (2015): Servicios de aprovisionamiento (productos obtenidos a partir del ecosistema), de regulación (beneficios obtenidos a partir de los procesos de regulación) y culturales (beneficios no materiales obtenidos del ecosistema). Cada uno de estos grupos se subdivide en un set de servicios particulares.

Los servicios de aprovisionamiento incluyen: comida, abastecimiento de agua de buena calidad, producción de materia prima biológica (fibra, materia orgánica, turba, microorganismos), producción de materia prima mineral (sal, metales, arcillas, arenas), producción de energía (mareas, viento, energía solar), especies naturales de interés medicinal (aromáticas, cosméticas o plantas medicinales), reservorio genético y biotecnología.

Los servicios de regulación incluyen: regímenes hidrológicos (incluyendo control físico de avenidas, protección de subidas de nivel del mar y efectos de tormentas en las zonas costeras, mitigación de efectos de sequía, recarga y descarga de aguas subterráneas), purificación del agua (retención, transformación y eliminación de contaminantes, mejora de la calidad del agua), regulación morfo-sedimentaria (retención y exportación de suelo y sedimentos), control biológico (incluyendo hábitats para el establecimiento de especies residentes o transitorias, preservación de funciones ecológicas y diversidad biológica).

Dentro de los servicios culturales se incluyen: turismo (conocimiento de la naturaleza, actividades recreativas asociadas al medio natural), conocimiento científico y educativo (herramientas para la educación y formación), conocimiento local y buenas prácticas (mantenimiento del conocimiento tradicional sobre la explotación sostenible de los recursos naturales), paisaje y estética, identidad cultural, valor cultural y religioso.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

La evaluación de los servicios ecosistémicos prestados en el pasado por el Clot de Galvany exigiría disponer de datos sobre ese periodo. Desafortunadamente apenas existe información. La evaluación de los servicios ecosistémicos prestados actualmente por este humedal se ha realizado siguiendo un código de colores para evaluar el estado de cada uno de los servicios identificados. La tendencia de cada servicio observada o pronosticada en su escenario más probable, se registra mediante un código de flechas (Fig. 2).

La evaluación de los servicios ecosistémicos exige la recopilación de la información previa existente sobre el humedal, particularmente el conocimiento de las características físicas, geomorfológicas, geológicas, hidrogeológicas y las particularidades de su gestión. Fornés et al., 2013 identifican el Clot de Galvany como un humedal de tipo costero de descarga de aguas subterráneas, que a partir de 2011 comenzó a funcionar como humedal de recarga del acuífero. Es posible que antes de 2005 funcionara como un humedal de tránsito, es decir, ganador en su vertiente interior y perdedor en su vertiente costera. Sin embargo, no disponemos de datos que nos permitan corroborar esta hipótesis. El importante cambio ocurrido en su funcionamiento hidrogeológico ha conllevado a cambios en los servicios que prestaba y presta actualmente el humedal. El nuevo servicio de regulación que desempeña actualmente el humedal, corresponde a la recarga de agua del acuífero, y junto a él, el de purificación del agua, dado que el humedal está funcionando como balsa de decantación y filtro de las aguas residuales procedentes de la EDAR de Los Arenales del Sol. La síntesis de los servicios actuales que presta el humedal se muestra en la Figura 2.

APROVISIONAMIENTO														REGULACIÓN								CULTURALES					
Producción natural de alimentos						Produc. artificial de alimentos																					
Cosecha	Ganadería	Pesca	Recogida de fruta	Caza	Otros	Acuicultura	Agricultura	Otros	Aporte de agua de buena calidad	Aporte de agua para diferentes usos	Producción de materia prima biológica	Producción de materia prima mineral	Reservorio genético y biotecnología	Producción de energía	Especies naturales de interés medicinal	Regímenes hidrológicos (avenidas, sequías)	Purificación del agua	Regulación morfo-sedimentaria	Control biológico	Sumidero de carbono y regulación global	Regulación de la calidad del aire	Regulación del clima local	Turismo	Conocimiento educativo y científico	Conocimiento local y buenas prácticas	Paisaje y estética	Identidad cultural y sentido de la pertenencia	Religioso y espiritual
				↘							↘		↗			→	→	→			→	→	↗	↗	↗	→	↗	

Estado del servicio		Tendencia del servicio	
	Alto	↑	Muy rápidamente creciente
	Moderado	↗	Moderadamente creciente
	Bajo	→	Continuado
	Inexistente	↘	Moderadamente decreciente
	Desconocido	↓	Muy rápidamente decreciente

FIGURA 2. *Formulario de servicios ecosistémicos y criterios de evaluación del estado y tendencias de evolución de los servicios considerados.*

Los datos parecen indicar que el humedal ha visto deteriorados los servicios de aprovisionamiento frente al mantenimiento o mejora de los servicios culturales. Existen indicios para pensar que los servicios de regulación se han visto seriamente modificados.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está basado en el proyecto UNEP-MAP UNESCO-IHP (2015) MedPartnership. Agradecimientos a los revisores anónimos por sus valiosas sugerencias.

REFERENCIAS

Betancur, T.,Bocanegra, E.; Manzano, M., Custodio, E., Cardoso da Silva, G. (2013). Acerca del estado del conocimiento respecto a las interacciones aguas subterráneas-humedales-bienestar humano en Iberoamérica y la Península Ibérica. En: *Temas actuales de la hidrología subterránea 2013*. Nilda

González, Eduardo E. Kruse, María Marta Trovatto y Patricia Laurencena (eds.). Edulp, Editorial de la Universidad de La Plata. Argentina. Pp: 255-262.

Ecomilenio (2011). *La evaluación de los ecosistemas del milenio en España. Síntesis de resultados*. Fundación Biodiversidad. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino.

Millennium Ecosystem Assessment (2005a). *Ecosystems and Human Well-being: Wetlands and Water Synthesis*. Washington, DC, USA: World Resources Institute.

Millennium Ecosystem Assessment (2005b). *Ecosystems and Human Well-being: Synthesis*. Washington, DC, USA: Island Press.

Fornés, J.M., De la Hera, A., Morales, R., De la Losa, A., Pardo, E., López-Pamo, E., Santofimia, E., Murillo, J.M., Hernández-Bravo, J.A., Fernández-Mejuto, M., Soria Mingorance, J.M., Tent-Manclús, J.E. (2013). *Los humedales de la provincia de Alicante y su funcionamiento hídrico. Importancia de las aguas subterráneas*. Acuerdo específico de cooperación 2010-2013 en materia de aguas subterráneas entre el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la Excma. Diputación Provincial de Alicante. 3 Tomos. IGME. Madrid.

IGME-DGA (2010). Actividad 4. Identificación y caracterización de la interrelación que se presenta entre aguas subterráneas, cursos fluviales, descargas por manantiales, zonas húmedas, y otros ecosistemas naturales de especial interés hídrico. 56 volúmenes. Centro de Documentación del IGME. IGME. Madrid.

UNEP-MAP, UNESCO-IHP (2015). *Main Hydro(geo)logical Characteristics, Ecosystem Services and Drivers of Change of 26 Representative Mediterranean Groundwater-Related Coastal Wetlands, Strategic Partnership for the Mediterranean Sea Large Marine Ecosystem (MedPartnership)*. Paris.

Valoración hidrogeológica del riesgo de daño significativo a los humedales Ramsar españoles

Hydrogeological assessment of the risk of significant damage to Spanish Ramsar wetlands

A. de la Hera[1] y M. Bernués[2]

1 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. a.delahera@igme.es
2 Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (MAGRAMA). Plaza de San Juan de la Cruz s/n, 28071 Madrid. Mbernues@magrama.es

Resumen: España cuenta con más de un millar de humedales inventariados en su territorio nacional. Setenta y cuatro de ellos han sido designados zonas Ramsar de Importancia Internacional desde 1982 hasta la actualidad. En este trabajo se realiza un análisis de la gravedad del riesgo al que se encuentran sometidos desde un enfoque esencialmente hidrogeológico que considera la perspectiva de las Directrices europeas Marco del Agua (2000/60/EC), Aguas Subterráneas (2006/118/EC) y Hábitats (92/43/CEE). El riesgo de daño significativo no ha sido definido oficialmente en ninguna de las directrices mencionadas, no obstante, constituye un criterio repetidamente citado en la Directiva de Aguas Subterráneas. La metodología propuesta considera ocho descriptores: (1) Vinculación con masas de agua subterránea. (2) Localización en las regiones biogeográficas definidas por el artículo 1 de la Directiva Hábitats. (3) Ubicación: la zona costera, frente a las zonas de interior, concentran la mayor cantidad de presiones e impactos para estos ecosistemas. (4) Tipo de litología que presenta el acuífero asociado al humedal. (5) Tipo de conexión humedal-acuífero. (6) Tipo de funcionamiento del humedal. (7) Presiones e impactos que afectan al humedal. (8) Presencia de contaminantes en el humedal. A partir de esta metodología se obtiene una clasificación del riesgo de daño significativo a los humedales Ramsar españoles establecida según cuatro categoría: nivel de riesgo nulo (5 humedales)-bajo (34)-medio (30) y alto (5). Los resultados indican que resulta posible evaluar cualitativamente el riesgo de daño significativo a los humedales, lo que permitiría actuar estratégicamente estableciendo prioridades de gestión y conservación.

Palabras clave: Aguas subterráneas, DMA, Directiva Hábitats, humedales, masas de agua subterránea.

Abstract: *Spain possesses more than one thousands of wetlands inventoried in his national territory. Seventy four of them have been designated Ramsar sites of International Importance from 1982 up today. An analysis of the gravity of the risk to which they are submitted from a hydrogeological approach that considers the perspective of the European Water Framework Directives (2000/70/EC), Groundwater Directive (2006/118/EC) and Habitats Directives (92/43/CEE) is presented in this work. The risk of significant damage has not been defined in none of the mentioned directives, nevertheless, it constitutes a criteria repeatedly mentioned in the Groundwater Directive. The proposed methodology considers eight describers: (1) Connection to groundwater bodies. (2) Location in the biogeographical regions defined by the article 1 of the Habitats Directive (92/43/CEE). (3) Location: the coastal zone, against the inland zones, concentrate the major quantity of pressures and impacts for these ecosystems. (4) Type of lithology of the aquifer associated to the wetland and (5) type of connection wetland-aquifer. (6) Type of wetland functioning. (7) Pressures and impacts that affect to the wetland and (8) the presence of pollutants in the wetland. From this methodology a classification of Spanish Ramsar wetlands affected by significant damage is obtained according to four categories: Without risk (5 wetlands)-low (34)-medium (30)-high (5). The results indicate that it turns out possible to evaluate qualitatively the risk of significant damage to wetlands, which would allow to act strategically establishing priorities of management and conservation.*

Key words: *Groundwater, Water Framework Directive, Habitat Directive, wetlands, groundwater bodies.*

INTRODUCCIÓN

España cuenta con más de un millar de humedales inventariados, según datos del MAGRAMA. Algunos de ellos han sido designados zonas Ramsar de Importancia Internacional. Son un total de 74 distribuidos en las cuatro regiones biogeográficas presentes en nuestro territorio (Fig. 1). Una parte de ellos presentan algún tipo de conexión con las aguas subterráneas, sin que hoy día sea posible determinar qué contribución suponen éstas en cada caso, salvo en humedales que han sido investigados durante décadas (Doñana, Las Tablas de Daimiel, Delta del Ebro, Albufera de Valencia, por ejemplo). Ahora bien, ante la pregunta de qué humedales se encuentran más en riesgo, cabe responder atendiendo a diferentes criterios: botánicos, ecológicos, faunísticos, limnológicos, etc. En este trabajo presentamos los resultados de este análisis atendiendo a un enfoque eminentemente

hidrogeológico, en el que se han definido ocho descriptores: (1) Vinculación de los humedales a masas de agua subterránea (MASb). Especial atención se presta a aquéllas declaradas en riesgo según la DMA (2000/60/CE) y la Directiva 2006/118/CE. Esto implica en la mayor parte de los casos, descensos en los niveles de agua subterránea en el acuífero, con el consiguiente detrimento en los flujos de alimentación de agua subterránea a los humedales y deterioro de la calidad del agua subterránea. La definición de las masas de agua subterránea en riesgo procede de IGME-DGA, 2010a y puede consultarse también en los planes hidrológicos de cuenca. (2) Localización en las regiones biogeográficas presentes en España de acuerdo con la definición dada en el artículo 1 de la Directiva Hábitats (92/43/CEE): alpina, atlántica, macaronésica o mediterránea (Fig. 1).

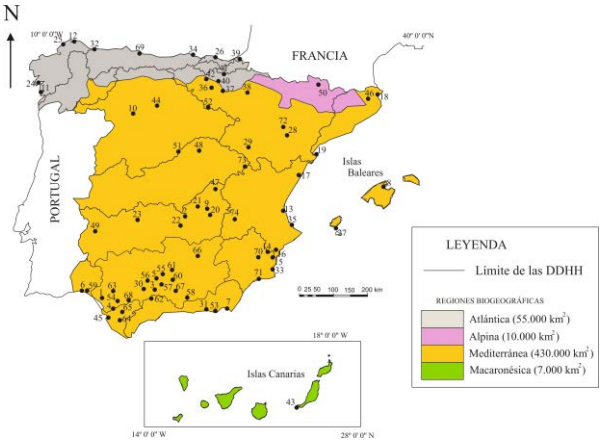


FIGURA 1. *Distribución de las zonas Ramsar en las demarcaciones hidrográficas y en las cuatro regiones biogeográficas presentes en el territorio nacional.*

El clima mediterráneo se caracteriza por un régimen climático único que presenta inviernos suaves y húmedos, y veranos cálidos y secos. Corresponde a un tipo de clima identificado en cinco regiones del mundo (Cowling et al., 1996) que presenta niveles destacados y significativos de diversidad de plantas y endemismos, como para ser designado como punto caliente de biodiversidad (Myers et al., 2000). Según algunos autores, constituyen áreas especialmente sensibles a los cambios de uso del suelo y del clima (Sala et al., 2000). Y algunos autores no dudan en identificar los ecosistemas presentes en este clima como los más en peligro en el mundo (Heywood, 1993; MEA, 2005). (3) Localización geográfica. La zona costera mediterránea concentra la mayor cantidad de presiones e impactos para la conservación de estos ecosistemas. Los humedales de alta montaña, en general se localizan en áreas poco accesibles del territorio, donde la actuación antrópica aún ha tenido reducido impacto. En los tramos medios de los ríos, la presencia de la actividad humana es más acusada y la extracción de agua subterránea para regadío más intensiva. Finalmente, en los tramos de desembocadura es donde se concentran la mayor parte de las presiones antrópicas, tanto debido a la presencia de actividad industrial como a la concentración del turismo. (4) El tipo de litología que presenta el acuífero, clasificable en tres categorías: dominantemente detrítico, que comporta menos riesgo para el humedal debido al carácter depurador de los materiales limo-arcillosos, frente a los acuíferos kársticos, de carácter altamente vulnerable a cualquier perturbación. (5) El tipo de conexión del humedal con el acuífero se refiere al grado de dependencia de las aguas subterráneas. (6) El tipo de funcionamiento del humedal. Este descriptor especifica el modo dominante de alimentación del humedal. (7) Presiones e impactos que afectan al humedal, (8) la presencia de contaminantes. Los datos de estos dos últimos descriptores proceden de la Ficha Informativa Ramsar (FIR) disponible en la página web del MAGRAMA y los resultados de análisis químicos de Durán et al. (2003) y De la Hera et al., (2014).

METODOLOGÍA

La metodología propuesta para evaluar el riesgo a que se encuentran sometidos los humedales, se ha diseñado atendiendo a los datos existentes y disponibles a fecha de hoy. El enfoque es esencialmente hidrogeológico, focalizado en la relación humedal-acuífero como clave de su funcionamiento hidráulico, más concretamente en la premisa fuente-trayectoria-receptor (De la Hera et al., 2010). Se han definido ocho descriptores, los tres citados en los párrafos precedentes y otros cinco específicos de la caracterización de la relación de los ecosistemas con las aguas subterráneas. En la Tabla I se sintetizan los descriptores específicos y las categorías asignadas según un rango de variación de menos a más.

Descriptor	Graduación del riesgo (- a +)
1-Región Biogeográfica	Alpina-Atlántica-Macaronésica-Mediterránea
2-MASb en riesgo	Cualitativo-Cuantitativo-Ambos
3-Localización	Interior - Costero
4-Tipo de litología del acuífero	Detrítico-Mixto-Carbonatado
5-Tipo de conexión del humedal con el acuífero	Sin dependencia de las aguas subterráneas-dependencia baja-dependencia media-dependencia alta
6- Tipo de funcionamiento del humedal dependiente de aguas subterráneas	G-B-C-D-E-F-A
7- Presiones e impactos	Cualitativas-cuantitativas-Ambas
8- Presencia de contaminantes	Nula-Baja-Media-Alta

TABLA I. *Descriptores considerados en la metodología de evaluación del riesgo. Todos ellos se evalúan de forma cualitativa.*

Dentro de las regiones biogeográficas (descriptor 1) se ha considerado la alpina la región menos en riesgo, seguida de la Atlántica, Macaronésica y Mediterránea.

La litología del acuífero (descriptor 4) constituye un factor de riesgo en cuanto que los acuíferos kársticos son más vulnerables a los cambios (tanto climáticos como antrópicos) que los acuíferos detríticos.

El tipo de conexión del humedal con el acuífero (descriptor 5) responde al grado de dependencia de las aguas subterráneas establecido en Durán et al. (2003) y De la Hera et al., (2014).

El tipo de funcionamiento del humedal (descriptor 6) sigue la clasificación realizada por IGME-DGA (2010b) dentro de las cuencas intercomunitarias. Esta fuente considera las siguientes categorías en los humedales relacionados con las aguas subterráneas: A: Humedal hipogénico ganador; B: humedal hipogénico perdedor; C: Humedal hipogénico fluctuante; D: Humedal hipogénico indiferenciado; E: humedal con alimentación subterránea externa (flujo horizontal); F: humedal con alimentación subterránea mixta (vertical y externa); G: Origen antrópico. Esta clasificación se ha tenido en cuenta asignando un mayor riesgo a los humedales de descarga.

Las presiones e impactos que afectan al humedal (descriptor 7) proceden de los llamados "factores adversos" en la Ficha Informativa Ramsar.

Y la presencia de contaminantes (descriptor 8), entendidos como sustancias que pueden dañar al medio ambiente (Art. 2,31 y Anexo VIII de la DMA) se define en base a los resultados de los análisis químicos procedentes de Durán et al. (2003) y De la Hera et al., 2014 referidos a metales, Arsénico, y otros compuestos químicos en concentraciones destacadas (nitratos y fosfatos) cuando existen datos disponibles en las fuentes citadas.

La graduación del riesgo de daño significativo se traslada a la evaluación final del humedal definiendo cuatro estados: sin riesgo-bajo-medio-alto. El estado sin riesgo corresponde a un humedal ubicado fuera de los límites de los terrenos considerados MASb, sin presencia de contaminantes. Riesgo bajo: humedal asociado a MASb no declarada en riesgo, conectado a acuíferos dominantemente detríticos. Sin presiones e impactos o inapreciables y sin contaminantes o inapreciables. Riesgo medio: Humedal asociado a MASb en riesgo cualitativo o cuantitativo, tratándose de un acuífero detrítico, mixto o kárstico; presencia de presiones cualitativas o cuantitativas, y contaminantes. Riesgo alto: Humedal asociado a MASb en riesgo cualitativo y cuantitativo; vinculado a acuíferos dominantemente, aunque no exclusivamente kársticos, con un funcionamiento del humedal eminentemente de descarga; presencia de presiones e impactos cualitativas y cuantitativas, y de contaminantes.

RESULTADOS

Los resultados se han clasificado de acuerdo con las cuatro categorías que se resumen en la Tabla II. El análisis realizado ha considerado los 74 humedales Ramsar españoles y los resultados se muestran en la Fig. 2. Un total de seis humedales han sido identificados como los que se encuentran en riesgo alto de daño significativo entre los humedales Ramsar españoles de acuerdo a los criterios aplicados. Corresponden a: la S'Albufera de Mallorca, L'Albufera de Valencia, Prat de Cabanes Torreblanca, Mar Menor y Marjal de Pego-Oliva.

Nivel de riesgo	Nº de humedales
Nulo	5
Bajo	34
Medio	30
Alto	5
TOTAL	74

TABLA II. *Desglose de las categorías de riesgo aplicadas a los 74 humedales Ramsar españoles.*

Los resultados indican que los humedales con más nivel de riesgo de daño significativo se encuentran situados en tres cuencas intercomunitarias mediterráneas (Cuencas internas de baleares, Júcar, Segura).

REFERENCIAS

Cowling, R.M., Rundel, P.W., Lamont, B.B., Arroyo, M.K., y Arianoutsou, M. (1996). Plant diversity in mediterranean-climate regions. *Tree,* 11(9): 362-366.

Durán, J.J., García de Domingo, A. y López-Geta, J.A. (2003). Hydrogeological characterization of the Spanish Wetlands included in Ramsar Convention. IGME. Madrid.

De la Hera. A.; Martínez-Santos, P.; Fornés, J.M., 2010. Analyzing the concept of "significant damage" and its application to groundwater-dependent wetlands in Spain. *European Groundwater Conference 2010*, Madrid. Póster.

De la Hera, A.; Fornés, J.M.; Morales, R.; Durán, J.J.; García de Domingo, A. (2014). Caracterización hidrogeológica de los humedales Ramsar designados en España entre los años 2003 y 2013. En: Bxo, A.; Oliveira, J. y Sánchez, L. (Eds). Fundación Nueva Cultura del Agua. *Libro de resúmenes del VIII Congreso Ibérico de Gestión y Planificación del Agua*. Comunicaciones 1: 110.

Heywood, (1993). *Flowering Plants of the World*. V. H. Heywood. Oxford University Press. New York.

IGME-DGA (2010a). Actividad 2. *Apoyo a la caracterización adicional de las masas de agua*

subterránea en riesgo de no cumplir los objetivos medioambientales en 2015. Memoria resumen. Centro de Documentación del IGME. IGME. Madrid.

IGME-DGA (2010b). Actividad 4. Identificación y caracterización de la interrelación que se presenta entre aguas subterráneas, cursos fluviales, descargas por manantiales, zonas húmedas, y otros ecosistemas naturales de especial interés hídrico. 56 volúmenes. Centro de Documentación del IGME. IGME. Madrid.

MEA, Millennium Ecosystem Assessment (2005). *Ecosystems and Human Well-being: Synthesis*. Washington, DC, USA: Island Press.

Myers, N., Mittermeier, R.A., Mittermeier, C.G., da Fonseca, G.A.B., Kent, J. (2000). *Biodiversity hotspots for conservation priorities*. Nature 403: 853-858. Available at: http://www.nature.com/nature/journal/v403/n6772/full/403853a0.html consulted 10-3-2016.

Sala, O.E., Chapin Ill, F.S., Armesto, J.J., Berlow, E., Bloomfield, J., Dirzo, R., Huber-Sandwald, E., Huenneke, L.F., Jackson, R.B., Kinzig, A., Leemans, R., Lodge, D.M., Mooney, H.A., Oesterheld, M., Poff, N.L., Sykes, M.T., Walker, B.H., Walker, M., Wall, D.H. (2000). Global biodiversity scenarios for the year 2010. *Science* 287: 1770-1775.

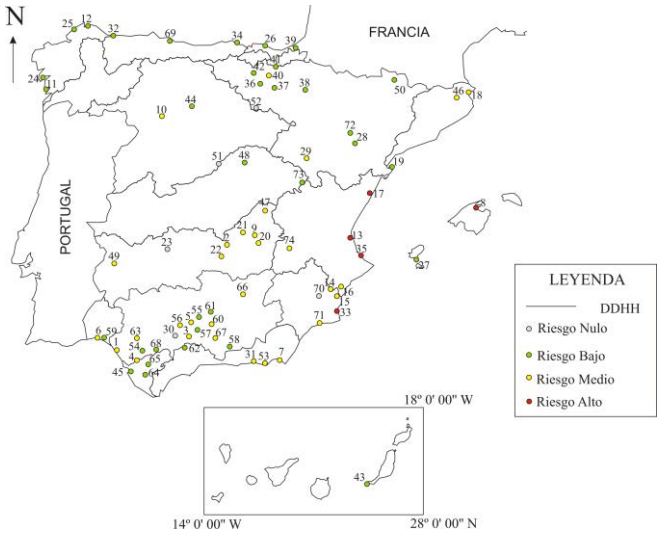


FIGURA 2. *Humedales Ramsar españoles clasificados de acuerdo con las cuatro categorías definidas en el análisis de riesgo de daño significativo. 1: Parque Nacional de Doñana; 2: Parque Nacional Tablas de Daimiel; 3: Laguna de Fuentedepiedra; 4: Lagunas de Cádiz: laguna de Medina y Laguna Salada; 5: Lagunas del Sur de Córdoba: Zóñar, Rincón y Amarga; 6: Marismas de Odiel; 7: Salinas del Cabo de Gata; 8: S'Albufera de Mallorca; 9: Laguna de la Vega o del Pueblo; 10: Lagunas de Villafáfila; 11: Complejo intermareal de Umia-Grove: La Lanzada; Punta Carreirón y Lago Bodeira; 12: Ría de Ortigueira y Ladrido; 13: L'Albufera de Valencia; 14: Pantano del Hondo; 15: Salinas de la Mata-Torrevieja; 16: Salinas de Santa Pola; 17: Prat de Cabanes-Torreblanca: 18: Aigüamolls del'Empordá; 19: Delta del Ebro; 20: Laguna de Manjavacas; 21: Lagunas de Alcázar de San Juan (Yeguas y Camino de Villafranca); 22: Laguna del Prado; 23: Embalse de Orellana; 24: Complejo de las playas, dunas y lagunas de Corrubedo; 25: Laguna y arenal de Valdoviño; 26: Ría de Mundaka-Guernika; 27: Salinas e Ibiza y Formentera; 28: Salada de Chiprana; 29: Laguna de Gallocanta; 30: Embalse de Cordobilla y Malpasillo; 31: Albufera de Adra; 32: Ría del Eo; 33: Mar Menor; 34: Marismas de Santoña, Victoria y Joyel; 35: Marjal de Pego-Oliva; 36: Lagunas de Laguardia (Carralogroño, Carravalseca, Prao de Paul y Musco); 37: Embalse de las Cañas; 38: Laguna de Pitillas; 39: Txindugi; 40: Salburúa; 41: Colas del Embalse de Ulibarri; 42: Lago de Caicedo-Yuso y Salinas de Añana; 43: Saladar de Jandía o Playa del Matorral; 44: Laguna de la Nava de Fuentes; 45: Bahía de Cádiz; 46: Lago de Banyoles; 47: Laguna del Hito; 48: Lagunas de Puebla de Beleña; 49: Complejo lagunar de La Albuera; 50: Aigüestortes i Estany de Sant Maurici; 51: Humedales del Macizo de Peñalara; 52: Humedales de la Sierra de Urbión; 53: Paraje Natural de Punta Entinas-Sabinar; 54: Reserva Natural Complejo Endorreico de Espera; 55: Reserva Natural Laguna del Conde o Salobral; 56: Reserva Natural Laguna de Tíscar; 57: Reserva Natural Laguna de los Jarales; 58: Humedales y Turberas de Padul; 59: Paraje Natural Laguna de Palos y Las Madres; 60: Reserva Natural Laguna Honda; 61: Reserva Natural Laguna del Chinche; 62: Reserva Natural Lagunas de Campillos; 63: Paraje Natural Brazo del Este; 64: Complejo Endorreico de Chiclana; 65: Complejo Endorreico de Puerto Real; 66: Laguna Grande; 67: Laguna de Archidona; 68: Complejo Endorreico Lebrija-Las Cabezas; 69: Ría de Villaviciosa; 70: Lagunas de Campotejar; 71: Lagunas de Las Moreras; 72: Saladas de Sástago-Bujaraloz; 73: Tremedales de Orihuela; 74: Lagunas de Ruidera.*

Caracterización hidrogeoquímica del sistema acuífero kárstico de Sierra de Gádor (Almería, sureste de España)

Hydrogeochemical characterization of the karstic aquifer system of Sierra de Gádor (Almería, southeast of Spain)

J.L. Guerrero[1], A. Vallejos[2], F. Sánchez-Martos[2], J.C. Cerón[3], A. Pulido-Bosch[2] y J.P. Bolívar[1].

1. Dpto. Física Aplicada, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva 21007 Huelva. joseluis.guerrero@alu.uhu.es, bolivar@uhu.es
2. G.I. Recursos Hídricos y Geología Ambiental. C/ Sacramento s/n. Universidad de Almería 04120 Almería. avallejo@ual.es, fmartos@ual.es, apulido@ual.es
3. Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible, Escuela Técnica Superior de Ingeniería, Universidad de Huelva. Ctra. Palos de la Frontera. s/n. 21819, Palos de la Frontera, Huelva, Spain. ceron@uhu.es

Resumen: La Sierra de Gádor es un macrosistema kárstico situado en la provincia de Almería (sureste de España). En este ambiente semiárido, las dos principales actividades económicas – agricultura y turismo – son abastecidas por los recursos hídricos de la Sierra de Gádor y de ahí el interés en la comprensión de este sistema acuífero. El objetivo de este trabajo es profundizar en el conocimiento de los factores y procesos que condicionan la composición de las aguas subterráneas. El sistema acuífero estudiado presenta una gran variabilidad y heterogeneidad hidroquímica, con predominio de facies bicarbonatadas, pero también aguas de facies desde clorurada sódica a sulfatada cálcica. Los resultados han demostrado que las principales reacciones que tienen lugar son la precipitación-disolución de carbonatos y la disolución de sulfatos. Las aguas están saturadas en calcita, dolomita y aragonito, y subsaturadas en yeso/anhidrita. También se deduce, aunque con menor influencia, la disolución de sales cloruradas, estando las muestras de agua claramente subsaturadas en halita. Los iones minoritarios Sr^{2+} y Ba^{2+} juegan un cierto papel en estas aguas; la mayoría están saturadas en barita y subsaturadas en las fases minerales de Sr.

Palabras clave: Acuífero kárstico, hidrogeoquímica, índice de saturación

Abstract: *Sierra de Gádor is a karstic macrosystem located in the province of Almería (southeast of Spain). In this semiarid environment, the two main economical activities – agriculture and tourism – are supported by the water resources from Sierra de Gádor, hence the interest in understanding this aquifer system. The aim of this work is to deep into the knowledge of factors and processes that control the groundwater composition. The studied aquifer system shows a great hydrochemical variability and heterogeneity, with a predominance of bicarbonate water types, but also water types from sodium chloride to calcium sulphate. The results have shown that the main reactions that take place are carbonates precipitation-dissolution and secondly, sulphate dissolution. The waters are saturated with respect to calcite, dolomite and aragonite, and subsaturated in gypsum/anhydrite. Dissolution of chloride salts is also observed, but with a lower influence, being the water samples clearly subsaturated in halite. The minor ions* Sr^{2+} *and* Ba^{2+} *play a certain role in these waters; in most cases saturated in barite and subsaturated for Sr minerals phases.*

Key words: *Karstic aquifer, hydrogeochemistry, saturation index*

INTRODUCCIÓN

La provincia de Almería tiene una gran dependencia del agua subterránea, como queda ejemplificado por el macrosistema kárstico de Sierra de Gádor, con cerca de 700 km^2 de extensión.

Desde un punto de vista geológico, este sistema acuífero está constituido por calizas y dolomías triásicas con intercalaciones de calcoesquistos y yesos pertenecientes a dos unidades tectónicas: Gádor y Felix (Aldaya, 1969). Los materiales carbonatados pueden alcanzar espesores de hasta 1000 m en la unidad de Gádor, y reposan en ambas unidades sobre una base de filitas. Los carbonatos se encuentran fracturados y karstificados, por lo que presentan una elevada permeabilidad (Fig. 1). El clima semiárido que presenta esta área se debe a la combinación de escasas precipitaciones (400 mm para la vertiente sur), elevada insolación (en torno a 2900 h $año^{-1}$), variabilidad interanual de las precipitaciones (22-35 %) y elevada evaporación potencial (Martín-Rosales et al., 2007). La temperatura media anual es de unos 18 ºC.

Este sistema acuífero es explotado actualmente para regar más de $2.0 \cdot 10^4$ ha de invernaderos, localizados en el Campo de Dalías, el cual está hidráulicamente conectado con la Sierra de Gádor. Además, abastece de agua potable a más de $2.0 \cdot 10^5$ personas, aunque se puede duplicar este número en los meses de verano (Vallejos et al., 2015).

La intensa explotación a la que ha sido sometida la Sierra de Gádor, excediendo la recarga media anual, ha producido descensos en los niveles piezométricos, deterioro en la calidad de las aguas e intrusión marina en algunos sectores (Molina et al., 2002, 2003). El objetivo de este trabajo es profundizar en el conocimiento de los principales factores y procesos que determinan las características hidrogeoquímicas de las aguas subterráneas de la Sierra de Gádor.

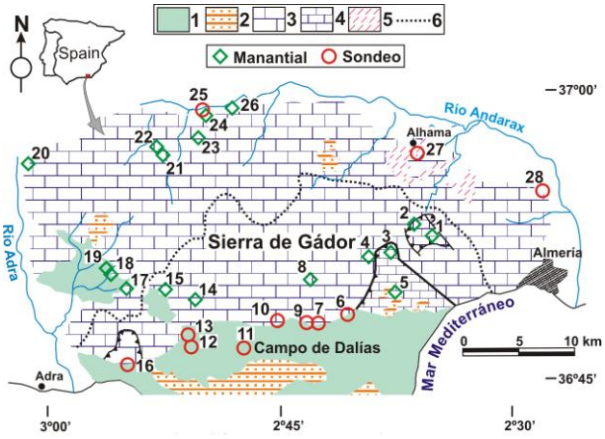


FIGURA 1. *Esquema hidrogeológico del área de estudio y localización de puntos de muestreo. 1: materiales cuaternarios, 2: calcarenitas miocenas y pliocenas; 3: carbonatos de Gádor; 4: carbonatos de Felix, 5. Micasquistos y filitas, 6: divisoria hidrográfica.*

METODOLOGÍA

Para caracterizar la química de las aguas subterráneas, en junio de 2012, se tomaron 28 muestras repartidas por toda el área de estudio, incluyendo tanto manantiales como sondeos. Se determinaron *in situ* la temperatura (T), conductividad eléctrica (CE), pH, potencial redox (Eh) y concentración de bicarbonatos (HCO_3^-). Las muestras se filtraron con un filtro Millipore de 0.45 µm y se almacenaron en botellas de polietileno a 4 ºC.

La composición de las aguas se determinó mediante ICP-MS en el laboratorio ACME (Vancouver, Canadá). Para la realización del análisis estadístico se empleó el software XLSTAT (versión 2015), mientras que para el cálculo de los índices de saturación (IS) de las diferentes fases minerales se aplicó el código PHREEQC, versión 3 (Parkhurst y Appelo, 2013).

RESULTADOS

En la Tabla I se recoge un resumen estadístico de los parámetros fisicoquímicos medidos y los iones de interés estudiados. Los valores de pH son alcalinos en todas las muestras, con un valor medio de 7.9, muy próximo a la mediana, debido probablemente a la disolución de carbonatos. El potencial redox presenta un valor medio de 470 mV, corregido para obtener el potencial relativo al electrodo de hidrógeno; es positivo en todos los casos, lo cual favorece la presencia de especies químicas oxidadas. El análisis de la temperatura pone de manifiesto las anomalías termales positivas que existen en la zona de estudio y afectan a la mayoría de sondeos, con temperaturas superiores a 22 ºC. Destaca el área de Alhama donde se han tomado muestras termales que superan los 30 ºC. La conductividad eléctrica, indicativa de la salinidad de las aguas, presenta una gran dispersión de valores (CV = 76 %). Cabe señalar la alta salinidad de las muestras 6 y 28 (> 2000 µS cm^{-1}), aunque en la mayor parte de las muestras los valores son inferiores a 600 µS cm^{-1}.

Parámetro	Unidad	Media	Mediana	Mín.	Máx.	CV (%)
pH	-	7.9	7.8	7.2	9	5
Eh	mV	470	471	398	555	9
T	ºC	19.5	18.3	11.2	30.1	23
CE	µS cm^{-1}	648	515	154	2390	76
HCO_3^-	mg L^{-1}	269	250	146	409	21
SO_4^{2-}	mg L^{-1}	85	50	6	495	132
Cl^-	mg L^{-1}	57	15	2	610	210
Ca^{2+}	mg L^{-1}	67	61	31	180	52
Mg^{2+}	mg L^{-1}	34	31	18	62	38
Na^+	mg L^{-1}	35	12.6	1.3	262	169
K^+	mg L^{-1}	1.5	0.9	0.3	12	146
Sr^{2+}	µg L^{-1}	829	424	35	4331	121
Ba^{2+}	µg L^{-1}	162	84	6	1328	164

TABLA I. *Resumen estadístico de los parámetros fisicoquímicos e iones estudiados. CV: coeficiente de variación. N = 28 muestras.*

Los resultados del test de normalidad de Shapiro-Wilk (no incluidos) indican que, con excepción del contenido en HCO_3^-, los iones no presentan una distribución normal. Esto se debe a que la función de distribución es asimétrica con elevados valores extremos de algunas muestras y, por tanto, con valores medios mucho más elevados que los de la mediana. Esta gran dispersión de valores se ratifica por los altos coeficientes de variación obtenidos (Tabla I), indicativo de la gran variabilidad y heterogeneidad hidroquímica espacial del sistema.

Considerando los valores de la mediana como representativos de la población, los iones mayoritarios se pueden ordenar de mayor a menor concentración como sigue: $HCO_3^- > Ca^{2+} > SO_4^{2-} > Mg^{2+} > Cl^- > Na^+ > K^+$. La elevada concentración de HCO^{3-}, Ca^{2+} y SO_4^{2-} en las aguas está relacionada con la disolución tanto de carbonatos como de yesos (Vallejos et al., 2015). Entre los iones minoritarios se han estudiado por su interés Sr^{2+} y Ba^{2+}, los cuales presentan un valor de la mediana de 424 y 84 µg L^{-1} respectivamente.

DISCUSIÓN

Se han determinado las facies de las aguas mediante el diagrama de Piper (Fig. 2). Desde el punto de vista catiónico, las muestras varían desde cálcico-magnésicas hasta sódicas. En el caso de los aniones se observan dos tendencias significativas: una de ellas,

alinea las muestras según el eje cloruro-bicarbonato, con un bajo contenido en sulfatos, mientras que en la otra tendencia existe una mayor dispersión en relación con un aumento del contenido de sulfatos. Existe un claro predominio, con más del 75 %, de facies bicarbonatadas, tanto cálcicas como mixtas. El resto de muestras presentan facies desde clorurada sódica (muestra 6) hasta sulfatada cálcica (muestra 25) y numerosas facies mixtas.

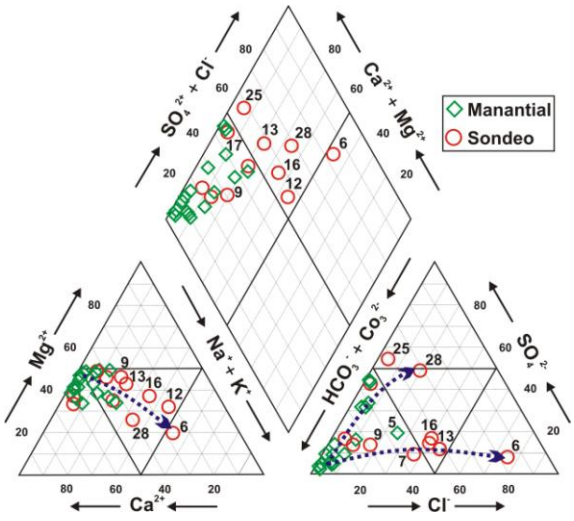


FIGURA 2. *Diagrama de Piper.*

Con objeto de profundizar en el conocimiento de los procesos hidrogeoquímicos que influencian las características fisicoquímicas de las aguas se estudiaron las principales relaciones iónicas.

En sistemas kársticos carbonatados los productos de disolución de la roca almacén son Ca^{2+}, Mg^{2+} y HCO_3^- y la relación teórica $[Ca^{2+} + Mg^{2+}] / [HCO_3^-]$ es 1:1. En la Fig. 3A, se observa que la mayoría de las muestras se sitúan por encima de la línea 1:1 debido a un exceso de $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ con respecto a HCO_3^-. Cuando se añade SO_4^{2-} a $[HCO_3^-]$, la mayoría de las muestras se sitúan sobre la línea 1:1 (Fig. 3B), mostrando que el ión SO_4^{2-} controla el balance iónico del sistema acuífero. Por tanto, las evaporitas sulfatadas (principalmente yeso) que hay intercaladas en la serie carbonatada parecen ejercer una fuerte influencia en la composición química de las aguas.

Las muestras 13 y 6, que se caracterizan por su mayor salinidad y contenidos en cloruro (Fig. 2), se desplazan de forma significativa de la línea 1:1 porque presentan un exceso de $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ (Fig. 3B). Este exceso es consecuente con el déficit de Na^+ observado en la Fig. 3C, la cual muestra la relación entre Cl^- y Na^+. Probablemente procesos de intercambio iónico justifican la distribución de estas muestras. En la Fig. 3C se observa que en general y especialmente a bajas concentraciones, las muestras se ajustan muy bien a la línea 1:1, lo cual es indicativo de la disolución de minerales clorurados.

La elevada correlación lineal ($R^2 = 0.89$) entre Sr^{2+} y SO_4^{2-} (Fig. 3D), indica que su origen más probable es la disolución de sales sulfatadas, presentes como celestina ($SrSO_4$) o yeso/anhidrita con concentraciones trazas en este elemento, como sugieren por otros autores en contextos geológicos similares (Kamel et al., 2005; Giménez-Forcada y Vega-Alegre, 2015). Por su parte, la concentración de bario en las aguas está regulada por la baja solubilidad de la barita ($BaSO_4$); la concentración de sulfato es el principal factor que controla el bario en las aguas subterráneas.

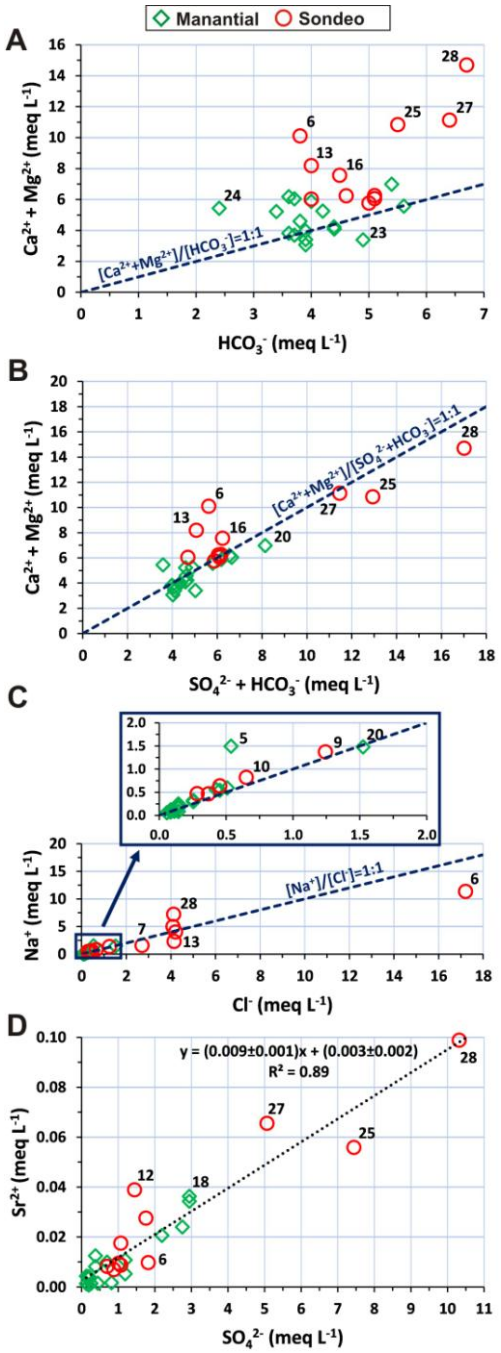


FIGURA 3. *Relaciones iónicas. A: $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ vs HCO_3^-, B: $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ vs $SO_4^{2-} + HCO_3^-$, C: Cl^- vs Na^{2+}, D: Sr^{2+} vs SO_4^{2-}.*

En la Fig. 4 se presentan mediante diagramas de caja los índices de saturación (IS) de las principales fases minerales de interés. Se observa como la totalidad de las muestras presentan índices de saturación (IS) positivos para la calcita y dolomita, y prácticamente todas para el aragonito. Este hecho indica que existe una elevada disolución de la roca almacén, y posible precipitación de fases minerales carbonatadas. Respecto a los IS de yeso y anhidrita, se observa que son negativos en todos los casos y las muestras están subsaturadas en estos minerales. Por tanto, el proceso dominante que afecta a las aguas es la disolución de rocas carbonatadas.

El IS en halita muestra que la disolución de evaporitas cloruradas no es un proceso significativo; todas las muestras están claramente subsaturadas en esta fase mineral. La baja solubilidad de la barita hace que la mayoría de muestras (57 %) presenten IS positivos para este mineral, mientras que los IS en estroncianita ($SrCO_3$) y celestina son negativos en todos los casos, aunque próximos a la saturación en algunas muestras.

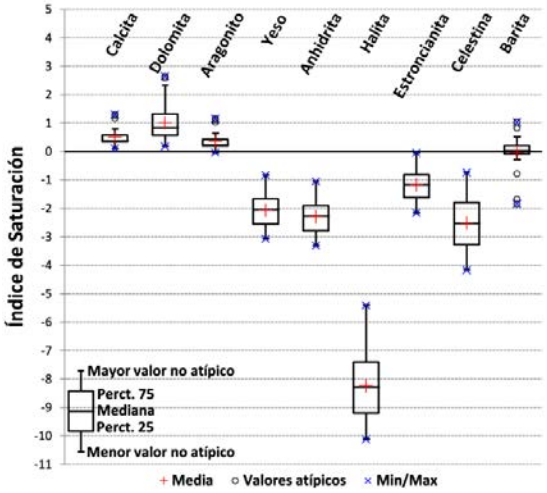


FIGURA 4. *Diagramas de caja de los índices de saturación (IS) de las diferentes fases minerales estudiadas.*

CONCLUSIONES

El sistema acuífero de Sierra de Gádor presenta una enorme variabilidad y heterogeneidad hidroquímica como se deduce del análisis de las diferentes variables, con valores muy diferentes de unos puntos a otros e incluso elevados valores extremos en algunos de ellos. Existe un claro predominio de facies bicarbonatadas, aunque también aparecen facies desde clorurada sódica a sulfatada cálcica y numerosas facies mixtas.

Los principales factores que condicionan la composición química de las aguas son, en este orden, la precipitación-disolución de carbonatos y la disolución de sulfatos. Las aguas aparecen saturadas en calcita, dolomita y aragonito, y subsaturadas en yeso/anhidrita aunque su disolución presenta una importante influencia en la composición química de las aguas. También se deduce, con menor importancia, la disolución de sales cloruradas, aunque las muestras están claramente subsaturadas en halita.

Los iones minoritarios Sr^{2+} y Ba^{2+} juegan un cierto papel en la composición química de las aguas. La mayoría de las muestras están saturadas en barita, debido a su baja solubilidad, mientras que las principales fases minerales de Sr presentan índices de saturación negativos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente llevado a cabo en el marco de CeiMAR y CeiA3 y de los proyectos CTM2015-68628-R (MINECO), y P11-RNM-8115 (Junta de Andalucía).

REFERENCIAS

Aldaya, F. (1969). *Los mantos alpujárrides al sur de Sierra Nevada.* Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 527 p.

Giménez-Forcada, E. y Vega-Alegre, M. (2015). Arsenic, barium, strontium and uranium geochemistry and their utility as tracers to characterize groundwaters from the Espadán–Calderona Triassic Domain, Spain. *Sci. Total Environ*. 512: 599-612.

Kamel, S., Dassi, L., Zouari, K. y Abidi, B. (2005). Geochemical and isotopic investigation of the aquifer system in the Djerid–Nefzaoua Basin, southern Tunisia. *Environ. Geol*. 49: 159-170.

Martín-Rosales, W., Gisbert, J., Pulido-Bosch, A., Vallejos, A. y Fernández-Cortés, A. (2007). Estimating groundwater recharge induced by engineering systems in a semiarid area (southeastern Spain). *Environ. Geol*. 52: 985-995.

Molina, L., Vallejos, A., Pulido-Bosch, A. y Sánchez-Martos, F. (2002). Water temperature and conductivity variability as indicators of groundwater behaviour in complex aquifer systems in the south-east of Spain. *Hydrol. Process.* 16: 3365-3378.

Molina, L., Sánchez-Martos, F., Pulido-Bosch, A. y Vallejos, A. (2003). Origin of boron from a complex aquifer in Southeast of Spain. *Environ. Geol*. 44: 301-307.

Parkhurst, D.L. y Appelo, C.A.J. (2013). Description of input and examples for PHREEQC version 3. A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations: U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 6, chap. A43, 497 p.

Vallejos A., Díaz-Puga, M.A., Sola, F., Daniele, L. y Pulido-Bosch, A. (2015). Using ion and isotope characterization to delimitate a hydrogeological macrosystem. Sierra de Gádor (SE, Spain). *J. Geochem. Explor.* 155: 14-25.

Inundaciones fluviales en Santiago del Molinillo y alrededores (León)

River floodings in Santiago del Molinillo and its surrounding (León)

R. Martínez-Cantó[1] y A. Hidalgo[1]

1 Dpto. Ingeniería Geológica, ETSI Minas y Energía, Universidad Politécnica de Madrid. 28003 Madrid. raquel.martinez.canto@alumnos.upm.es arturo.higaldo@upm.es

Resumen: El norte de la provincia de León, históricamente, ha sufrido muchos episodios de inundaciones; ejemplo de ello es la zona de Santiago del Molinillo. En estos terrenos confluyen los ríos Omaña y Luna, dos ríos de cabecera con carácter nivopluvial, para formar el río Órbigo, un río que recorre grandes llanuras. Se han estudiado los datos de los últimos treinta años y se han registrado quince episodios de inundaciones. Comparando estos episodios con los datos registrados en las estaciones de aforo de las redes SAIH y ROEA, disponibles en la Confederación Hidrográfica del Duero (CHD), se obtiene cierta correlación entre inundaciones y años húmedos (con unos registros de caudales y niveles mucho más altos de la media). Aunque esta correlación no es exacta, ya que una inundación es fruto de una tormenta puntual. En la zona está declarado el alto riesgo de inundación por la CHD, lo que entra en conflicto con la dejadez con la que se trata la misma. En el Plan Hidrológico de Cuenca indica que desde el año 2009 la zona está en mal estado y la previsión de mejora es para el periodo 2022-2027, algo demasiado lejano y débil para los frecuentes episodios de inundaciones.

Palabras clave: inundaciones, Santiago del Molinillo, río Luna, río Omaña, riesgos geológicos.

Abstract: *Historically, the north of Leon's province has had many episodes of flooding; example of this is the area of Santiago del Molinillo. In these areas converge Omaña and Luna rivers, two header rivers with snow-rain character, to form the Órbigoriver, that runs in great plains. We have studied last thirty years' data and there have been fifteen episodes. Comparing these episodes with data recorded in gauging stations of the SAIH and ROEA networks, available in Hidrographic Confederation of Duero (CHD), is obtained certain correlation between flooding and wet years (with a flow records and much higher levels than average). This correlation is not exact, because flooding is the result of a point storm. The area is declared a high risk of flooding by CHD, which conflicts with the carelessness with which it comes. In the River Basin Management Plan indicates that since 2009 the area is in a very bad situation and the improvement is forecast for 2022 to 2027, something distant and too weak to frequent episodes of flooding state.*

Key words: *floods, Santiago del Molinillo, Luna river, Omaña river, geological risks.*

INTRODUCCIÓN

Tal y como indica el Real Decreto 903/2010, de 9 de julio, de evaluación y gestión de riesgos de inundación, "las inundaciones en España constituyen el riesgo natural que a lo largo del tiempo ha producido los mayores daños tanto materiales como en pérdidas de vida humanas". Las inundaciones responden a la ocupación de agua de zonas que habitualmente se encuentran secasy son "fenómenos naturales que no pueden evitarse" (Directiva 2007/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2007, relativa a la evaluación y gestión de los riesgos de inundación). La causa más común por la que se producen es la aportación inusual y repentina de una cantidad de agua mayor a la que el cauce soporta, aunque también se puede producir por rotura de presas, deshielo, o una combinación de éstas.

El río Órbigo nace de la confluencia de los ríos Luna (dirección N-S) y Omaña (dirección NO-SE) en las cercanías de la población de Santiago del Molinillo (Fig.1), en el noroeste de la provincia de León, a 900ms.n.m.

Los ríos Omaña y Luna tienen un comportamiento nivopluvial en su cabecera, que pasa a ser pluvionival cuando forman el río Órbigo (Morales y Ortega, 2002). El río Luna atraviesa estrechos valles excavados en materiales paleozoicos, formando una red propia de un sistema de montaña, que discurre aprovechando la disposición de fallas, pizarras y esquistos (Martín y Martín, 1995). También el río Omaña sufre un camino similar, ya que las litologías que atraviesa son las mismas que el río Luna.Sin embargo, el río Órbigo recorre 108km por una topografía llana, atravesando materiales blandos (margas, arcillas) que favorecen el desarrollo de valles muy amplios, con fondo plano y

suaves. Esto evidencia la existencia de fuertes desniveles entre las montañas y las llanuras.

En cabecera, los niveles de precipitaciones están por encima de los 1.000 – 1.500mm, mientras que en las llanuras, el régimen pluviométrico es moderado (400 – 600 mm). Esta distribución tan heterogénea de las lluvias también afecta a la zona y al comportamiento de los ríos frente a las inundaciones.

FIGURA 1. *Situación de la confluencia de los ríos Omaña (NO) y Luna (N) para dar el río Órbigo, junto con estaciones de aforo en ambos ríos.*

DATOS Y RESULTADOS

En muchas ocasiones, el paso de montaña a llanura, es decir, de fuertes pendientes a una cuenca llana y abierta, favorece las inundaciones sucedidas en las franjas de contacto de ambas unidades (Morales y Ortega, 2002), como es el caso de Santiago del Molinillo, Las Omañas, Mataluenga, etc.

En la zona estudiada, las inundaciones se producen principalmente en los meses de enero a marzo (tabla I). En estos meses se concentran las principales tormentas de lluvia que, si son tardías, se unen a los deshielos y provocan grandes problemas.

Para este trabajo se han revisado los caudales medios anuales obtenidos en las estaciones de aforo de la zona de estudio (Las Omañas, La Magdalena y Santa Marina del Rey) y registrados durante los últimos 30 años (tabla II). Estos datos se extraen del Sistema Automático de Información Hidrográfica (SAIH) y la Red Oficial de Estaciones de Aforo (ROEA), disponibles tanto en la web del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (MAGRAMA) y en la página de la Confederación Hidrográfica del Duero - CHD (a la que pertenece la subcuenca del Órbigo).

FECHA	CAUSA	RÍOS
11/13-2-1985	Temporal de lluvias y deshielo.	Órbigo
15/26-12-1989	Temporal de lluvias y viento.	Órbigo
24/31-12-1995	Temporal de lluvias y deshielo.	Órbigo
3/16-1-1996	Temporal de lluvias, viento y deshielo.	Órbigo
20/30-1-1996	Temporal de nieve y viento. Lluvias.	Órbigo
8/9-11-2000	Temporal de lluvias.	Órbigo
6/12-12-2000	Temporal de lluvias y viento.	Órbigo
2/16-1-2001	Temporal de nieve y lluvias. Fuertes vientos y deshielo.	Órbigo
25/31-1-2001	Temporal de nieve y lluvias. Fuertes vientos. Desembalse Barrios de Luna.	Órbigo, Luna
6/11-2-2001	Temporal de lluvias.	Órbigo
28-2/8-3-2001	Temporal de nieve y lluvias. Deshielo. Desembalse Barrios de Luna.	Órbigo, Luna
03-07	Temporal de lluvias.	Órbigo
03-13	Temporal de lluvias.	Omaña, Órbigo
04-14	Temporal de lluvias y deshielo.	Omaña, Órbigo
01-16	Temporal de lluvias.	Omaña

TABLA I. *Registro de inundaciones ocurridas en los ríos que conforman la zona de estudio. Modificado de Morales y Ortega, 2002.*

AÑO	Las Omañas	La Magdalena	Santa Marina del Rey
	OMAÑA	LUNA	ÓRBIGO
1985-86	6.10	10.20	-
1986-87	4.31	9.08	-
1987-88	14.66	19.51	-
1988-89	11.94	8.67	-
1989-90	10.49	11.71	-
1990-91	-	15.05	-
1991-92	10.34	11.78	-
1992-93	7.86	9.82	-
1993-94	10.57	13.32	-
1994-95	7.05	9.09	-
1995-96	19.44	20.47	30.21
1996-97	9.59	12.39	9.79
1997-98	20.66	17.49	18.07
1998-99	5.37	9.49	4.35
1999-00	6.93	12.67	13.08
2000-01	21.10	25	37.80
2001-02	-	10.20	7.61
2002-03	8.90	15.60	22.30
2003-04	6.97	13.70	14.80
2004-05	7.14	14.60	11.90
2005-06	6.19	11.60	7.76
2006-07	-	16.90	22
2007-08	-	11.30	7.91
2008-09	-	12.20	10.10
2009-10	7.38	18.40	27.10
2010-11	6.12	-	16.50
2011-12	2.32	-	5.97
2012-13	6.59	-	18.99
2013-14	13.05	17.81	26.93
2014-15	-	16.7	16.93
Q MEDIO	8.30	14.58	16.61

TABLA II. *Caudal máximo (m^3/s) registrado en las diferentes estaciones de aforo en los últimos años hidrológicos (datos extraídos de MAGRAMA). En rojo se señala el año seco y en azul el año húmedo.*

Como se ve en el registro, los caudales de los años húmedos siempre sonsuperiores al doble de la de los años considerados secos. Aun así, hay casos excepcionales donde un año húmedo es casi el doble que un año "normal", es decir, los que tienen un caudal aproximado al caudal medio de los registrados en la estación en cuestión. Esto se puede ver en el año 2000-2001, principalmente.

A modo resumen, podemos citar años hidrológicos secos de los últimos 30 años los siguientes: 1986-1987, 1992-1993, 1994-1995, 1998-1999, 2005-2006 y 2011-2012. Así mismo, los años hidrológicos húmedos acontecidos han sido: 1987-1988, 1995-1996, 2000-2001, 2006-2007, 2009-2010 y 2013-2014.

Basándonos en los datos de Morales y Ortega (2002), el periodo de retorno para esta zona es de 2.5 a 3 años. Aunque estos datos están basados en el periodo estudiado por estos autores (de 1959 a 2001), puede extenderse muy bien al periodo estudiado en el presente trabajo.

Además de lo expuesto, se tienen los datos de la caracterización del subtramo nº03-1800031-05 (Área de Riesgo Potencial Significativo de Inundación, ARPSI, de Santiago del Molinillo), extraídos del Plan Hidrológico de Cuenca 2015-2021 (PHC). Estos datos reflejan que el estado de las masas de agua es malo y el objetivo fijado es que esté en buen estado para el periodo 2022-2027. Se considera que la zona tiene una peligrosidad global ponderando la regulación de 1.1 y un riesgo global de 0.8, es decir, que no es un riesgo muy alto, ya que la población afectada es mínima (1119 personas) y los daños en actividades económicas tampoco son muy altos. Algunos de los datos más significativos es que el calado medio estimado en las zonas inundables sin considerar el cauce, para un periodo de retorno de 10 años, es de 0.17 m. Sin embargo, en el mapa de riesgos de inundaciones del PHC la zona se halla entre las zonas de alto riesgo (Fig. 2).

DISCUSIÓN

Si se comparan las tablas I y II, se obtiene que los principales episodios de inundaciones no se corresponden exactamente con los años húmedos. Esto es así ya que un año húmedo se considera según el cómputo total del año y las inundaciones se producen, principalmente, por un episodio de lluvias puntual e intenso, de manera que los cauces no dan salida a toda el agua. Es decir, para que se produzca una inundación sólo necesitamos un caudal más alto de lo normal en un mes dado (ejemplos: episodio año 1989-1990 o episodio año 2012-2013). Sin embargo, hay años húmedos que se relacionan con distintos episodios en un mismo año, como el año extremadamente húmedo de 2000-2001, en el que se registraron 6 episodios.

Por su parte, en la caracterización de la ARPSI, se lee que el estado de las aguas ya era el mismo en el plan anterior (2009-2015), lo que indica que las administraciones competentes no han trabajado para que el estado de estas aguas sea mejor y la zona tenga más valor. El objetivo es a muy largo plazo, lo que no parece muy normal, dado que la zona está considerada como de "alto riesgo de inundación", tanto en el mapa de peligrosidad como en el de riesgo realizados por la Confederación Hidrográfica del Duero en 2014-2015.

En estos informes, además, se indica que el número de inundaciones históricas es de 3, que comparado con los datos recogidos en la tabla I de los últimos 30 años, no es correcto.

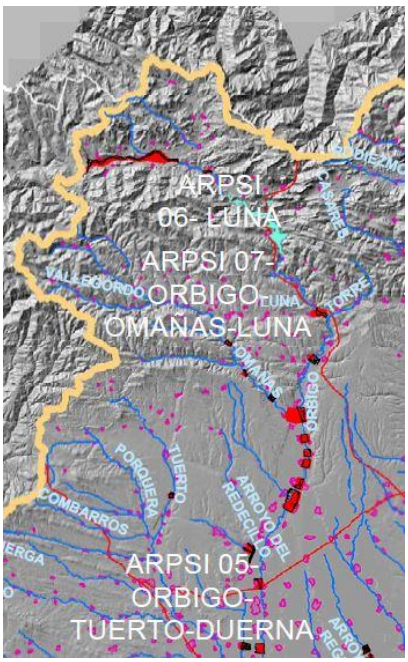


FIGURA 2. *Situación de la ARPSI que afecta a la zona de estudio, señalado en color rojo las zonas de alto riesgo de inundaciones; extraído del Plan Hidrológico de Cuenca, anejo 13.2 Plan de Gestión del Riesgo de Inundación 2015-2021.*

CONCLUSIONES

La zona estudiada sufre inundaciones periódicas significativas, por lo que está considerada una zona de alto riesgo de inundación por los organismos pertinentes. Aun así, no se hace lo suficiente para proteger a la población y evitarlas, ya que entre el anterior Plan Hidrológico de Cuenca y el actual no ha cambiado el estado de las aguas ni de las actuaciones al respecto.

Además, la zona es un claro ejemplo de que no es necesario estrictamente que un año sea húmedo para que haya inundaciones. Éstas pueden producirse en

cualquier tipo de año hidrológico, ya que dependen de unas características determinadas de tormenta (lluvias puntuales y con valores muy altos en cabecera, incluso unidas al deshielo).

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer la inestimable ayuda del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, y a la Confederación Hidrográfica del Duero por su colaboración a la hora de aportar los datos necesarios para la realización de este estudio.

REFERENCIAS

Directiva 2007/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2007, relativa a la evaluación y gestión de los riesgos de inundación. (DOUE L, núm. 288, 6-11-2007, pág. 27-34).

España. Real Decreto 903/2010, de 9 de julio, de evaluación y gestión de riesgos de inundación. (BOE, núm. 171, 15-7-2010, pág. 61954-61967).

Martín, J.I. y Martín, J.C. (1995): Aproximación al Paleolítico Inferior en los valles de Benavente: El Valle del Órbigo. *Brigencio, revista de estudios de Benavente y sus tierras,* 4-5:17-49.

Morales, C.G. y Ortega, M.T. (2002): Las inundaciones en Castilla y León. *Ería,* 59:305-332.

Modelado de la red de filtración para el diseño de una mota fluvial

Seepage flow network modelling for the layout of a river levee

J. Mateo-Lázaro[1], J. A. Sánchez-Navarro[1], A. García-Gil[1], V. Edo-Romero[1], J. Castillo-Mateo[2].

1 Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50.009 Zaragoza, España. jesmateo@unizar.es
2 Departamento de Matemáticas. Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50.009 Zaragoza, España.

Resumen: Se presenta el diseño y modelización de una mota o defensa fluvial frente a crecidas, que tiene la finalidad de proteger un área de llanura de inundación con instalaciones piscícolas y de producción de energía eléctrica, en un río pirenaico en situación de avenida. El problema a resolver consiste en mantener seca una plataforma de 0,16 km^2 cuando el nivel del agua en el río adyacente está casi 4 m por encima de ésta, siendo la naturaleza del terreno de tipo granular grueso muy permeable. El diseño consiste en la implantación de una mota en disposición longitudinal, construida con materiales sueltos hasta cota de coronación por encima del nivel de crecidas. Un dren interior mantiene el nivel piezométrico de la plataforma por debajo de la superficie del terreno y a cierta profundidad, la suficiente para evitar afecciones en depósitos y reservorios vacíos provocadas por las filtraciones y subpresiones. El diseño se ha llevado a cabo con distintos modelos de hidráulica fluvial y programas informáticos de elaboración propia, que permiten el cálculo de curvas de remanso en el río y en el dren, modelos de hidráulica subterránea del cálculo de la red de flujo, y modelos de estabilidad hidráulica y mecánica.

Palabras clave: Hidrología superficial, Filtraciones de agua subterránea, Red de flujo, Diferencias finitas, Inundaciones y motas.

Abstract: *The design and modelling of a river levee against floods, which aims to protect an area of floodplain with fish farms and production of electricity in a Pyrenean river in flooding state, are presented. The question to be solved is to keep dry a platform of 0.16 km^2 when the water level in the adjacent river is above about 4 m, in coarse granular highly permeable terrain. The design involves the implantation of a levee in longitudinal arrangement, built with loose materials until crest elevation above the flood level. An interior drain keeps the groundwater level of the platform below the ground surface and at an enough depth to avoid alteration to deposits and reservoirs in empty state caused by seepage and sub-pressure. The design has been carried out with different models and software developed by our self, on river hydraulics, such as calculation of backwater curves in the river and into the drain, groundwater flow models to calculate the flow network, and models of hydraulic and mechanical stability.*

Key words: *Surface hydrology, Groundwater seepage, Flow network, Finite difference, Floods and levees*

INTRODUCCIÓN

En este trabajo se presenta el diseño y modelización de una mota o defensa fluvial que palía los efectos de las crecidas frecuentes en un área inundable con instalaciones piscícolas y de producción eléctrica. Se trata de una mota construida con el material granular disponible en el entorno, muy permeable, por lo que surge otro problema a resolver, las filtraciones cuando la crecida del río persiste en el tiempo. Para abordarlo, se ha diseñado un sistema drenaje-mota cuyo funcionamiento teórico se presenta en este artículo, y cuyo buen funcionamiento real ha sido comprobado en los últimos años desde que la mota se puso en servicio. Durante una crecida el nivel del agua en el río puede estar 4 m por encima del nivel del terreno en la zona de instalaciones, por lo cual el canal de drenaje tiene dos finalidades, una evitar el anegamiento del terreno con acumulación de agua superficial procedente de la filtración, y otra mantener el nivel freático por debajo de los depósitos de peces para evitar interacciones con el agua subterránea y sus consecuencias ambientales.

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza en la margen derecha del río Cinca donde se han implantado instalaciones piscícolas y de producción eléctrica. Se trata de un río de la cordillera pirenaica, muy bravo, que presenta un marcado régimen mediterráneo con gran fluctuación de caudal, de 10 a 3000 m^3/s en grandes crecidas. Este río presenta morfología trenzada, y tiene una pendiente longitudinal muy elevada, en el área de estudio se ha medido el 0,5% en una longitud de 17 km. Esta elevada pendiente (para un río) permite que el drenaje vierta al río a 1,5 km más abajo, cuando hay cota suficiente.

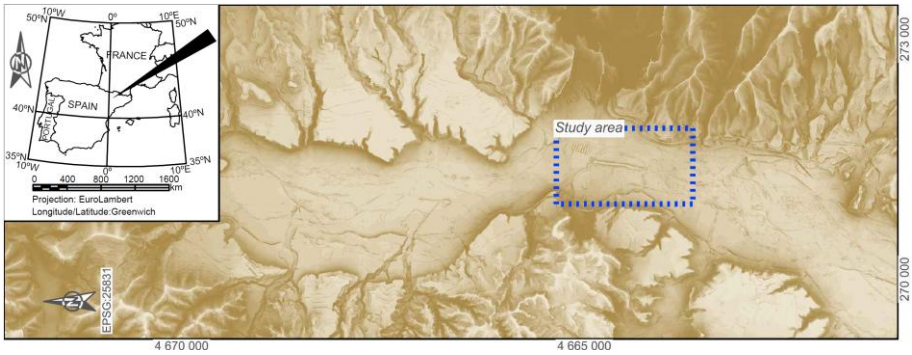


FIGURA 1. *Modelo digital del terreno Lidar del área de estudio, procesado con la ecuación de Sky View Factor.*

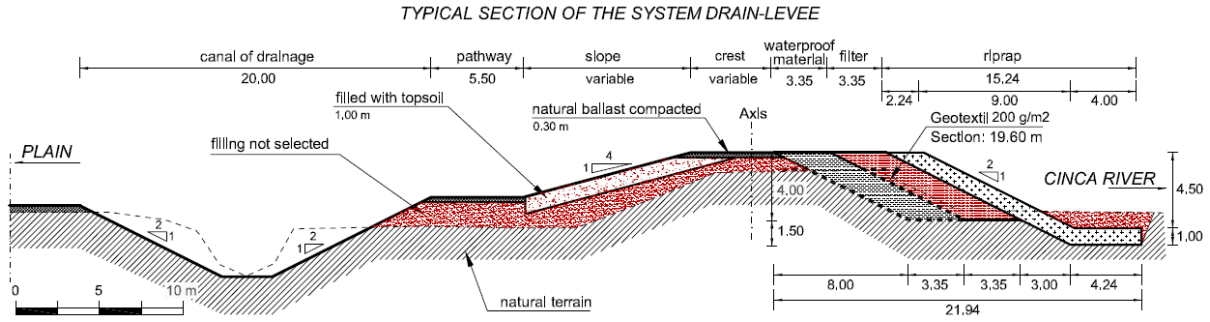


FIGURA 2. *Sección tipo del dispositivo drenaje-mota construido con el material granular del entorno.*

La figura 1 muestra la zona de estudio en la confluencia de los ríos Cinca y Esera. En estado natural, la llanura aluvial se inundaba con frecuencia por lo que se optó por construir una mota con un canal de drenaje interior para rebajar el nivel freático. La figura 2 muestra la sección tipo del dispositivo mota-dren, con una protección mecánica de escollera por la cara del río, una capa de filtro tipo Terzaghi y otra capa impermeable que rebaja el nivel piezométrico.

ESTUDIO DE LA RED DE FILTRACIONES

Para analizar el sistema río-mota-dren-plataforma, se ha realizado un modelo bidimensional de filtraciones en régimen permanente con un software desarrollado por los autores (Mateo-Lázaro y Sánchez-Navarro, 2011, 2012, Mateo-Lázaro et al., 2013a, 2013b, 2014a, 2014b, 2015). Este programa divide automáticamente el dominio con malla estructurada, realiza el cálculo por diferencias finitas, y se combina con métodos de análisis espacial que simplifican considerablemente la introducción de datos de la zona de estudio. Se realiza automáticamente el análisis topológico del problema y se optimiza el tiempo de análisis porque los algoritmos del kernel se procesan en paralelo, en concreto en CUDA (Compute Unified Device Architecture). Las hipótesis de partida son las siguientes:

- Se ha considerado una crecida de 500 años de periodo de retorno, que tiene un caudal de 3000 m^3/s deducido de estudios del embalse de El Grado.
- El sustrato impermeable está a la cota 320 (unos 16 m por debajo del fondo del dren). Son capas de arenisca y lutita de la formación Sariñena del Mioceno.
- El aluvial es isótropo y con permeabilidad constante.

Se analizan tres situaciones con el nivel del agua en el río Cinca a 344 msnm para tres casos: (I) Dren casi vacío a 335,6 msnm, (II) Dren con un nivel intermedio, a 338,5 msnm y (III) Dren casi lleno a 336,75 msnm. Para cada caso se establece la red de filtraciones en el dominio bidimensional planteado. Las funciones potencial (Φ) y de corriente (Ψ) son armónicas, es decir, satisfacen la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2\Phi = \frac{\partial^2\Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\Phi}{\partial y^2} = 0 \quad [1]$$

$$\nabla^2\Psi = \frac{\partial^2\Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\Psi}{\partial y^2} = 0 \quad [2]$$

Para calcular la red de flujo hay que resolver las ecuaciones 1 y 2 en el dominio de cálculo, una sección de la mota, de modo que se ajuste a las condiciones de contorno del problema que son las siguientes:

- Equipotenciales: Son el lecho del Cinca y el del dren. Su valor es el de la cota de lámina de agua.
- Líneas de corriente: Son el bedrock y la superficie freática. Esta última ha de resolverse por iteraciones sucesivas. Como a priori se desconoce el caudal que circula, el dominio se ha dividido de 0 a 100, 0 en el bedrock y 100 para el nivel freático.

En la figura 3 está la red de filtraciones durante una crecida en el río para los tres casos. El caudal filtrado se ha calculado siguiendo a Jiménez Salas (1980). En la tabla 1 están las características de la red de filtraciones modelizada, con una notable diferencia de carga total (ΔH) entre río y dren, de 5,50 a 8,40 m, y se da la estimación de los caudales específicos q_i y q_s. Del caudal que circula por una sección, el 87% entra en el dren y el resto percola en dirección a la piscifactoría.

	Setting I	Setting II	Setting III
Φ (msnm)	335.60-344.00	336.75-344.00	338.50-344.00
Ψ (s/ud)	0 - 100	0 - 100	0 - 100
ΔH (m)	8.40	7.25	5.50
Δh (m)	0.20	0.20	0.20
a (m)	1.90	1.93	2.31
b (m)	1.00	1.00	1.06
k (m/s)	$1.00 \cdot 10^{-2}$	$1.00 \cdot 10^{-2}$	$1.00 \cdot 10^{-2}$
q_i (m^3/s)	$1.05 \cdot 10^{-3}$	$1.04 \cdot 10^{-3}$	$9.18 \cdot 10^{-4}$
q_S (m^3/s)	$2.11 \cdot 10^{-2}$	$2.07 \cdot 10^{-2}$	$1.84 \cdot 10^{-2}$

TABLA 1. *Características de la red de filtraciones para los tres casos estudiados. Se dan los caudales específicos en un tubo de corriente (qi) y para toda la sección (qs).*

En la tabla 3, están las condiciones hidráulicas obtenidas en el modelo para distintas alturas de agua del canal (H), el caudal de filtración (Q) disponible en esas condiciones, velocidad (v), Froude (F) que indica subcrítico (F<1), y gradiente hidráulico (j) a lo largo del canal. Una observación interesante es que, a mayor profundidad de agua en el canal de drenaje, menor es el caudal circulante. Esto se debe a que el nivel freático está más alto y por lo tanto el gradiente hidráulico en el medio poroso disminuye consecuentemente y el caudal filtrado será menor.

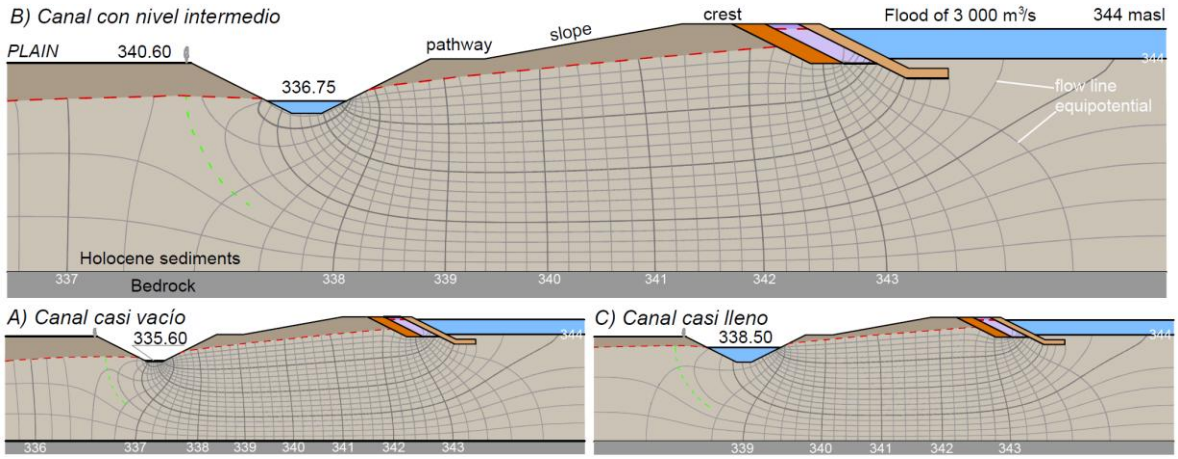


FIGURA 3. *Red de filtraciones entre el río a máxima crecida y el canal de drenaje con los tres niveles estudiados.*

El canal de drenaje tiene 840 m de longitud, y en su sección inicial desemboca una tubería que drena la cara norte, con un caudal de 4 a 5 m^3/s. En la tabla 2 están los caudales obtenidos en las modelizaciones para tres secciones situadas al inicio (S1), en la parte media (S2) y en el punto final (S3) del canal de drenaje, y para distintas profundidades (H) de agua en el canal.

ESTUDIO HIDRÁULICO DEL CANAL DE DRENAJE

Se ha calculado el perfil hidráulico (figura 4) del dren según un modelo estacionario gradualmente variado que resuelve las ecuaciones 1D de Saint Venant (1871), continuidad y cantidad de movimiento. Para evitar el vaciado rápido del drenaje que desestabilizaría los taludes del canal hay un sistema de control de niveles mediante compuertas.

De ello se desprende que las maniobras con las compuertas requieren de una optimización entre caudal, profundidad del canal, y profundidad del nivel freático (WTD) en relación a la plataforma de instalaciones.

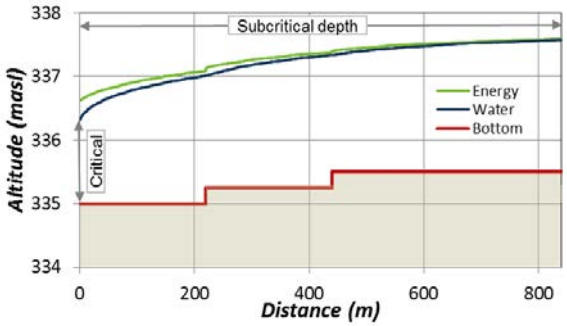


FIGURA 4. Perfil hidráulico del canal de drenaje con dos saltos en el fondo del canal. En la sección inicial se produce calado crítico, (mínima energía, F=1) y subcrítico (F<1) en el resto.

H	0.50	0.75	1.00	1.25	1.50	1.75	2.00	2.25	2.50	2.75	3.00	3.25	3.50
S1	5.13	5.12	5.10	5.07	5.02	4.97	4.90	4.82	4.73	4.63	4.52	4.40	4.26
S2	12.83	12.80	12.75	12.66	12.55	12.41	12.25	12.05	11.83	11.58	11.30	10.99	10.66
S3	20.52	20.48	20.39	20.26	20.08	19.86	19.59	19.28	18.93	18.52	18.08	17.58	17.05

TABLA 2. *Caudales de filtración (m^3/s) obtenidos del modelo para tres puntos, inicial (S1), medio (S2) y final (S3), con lámina de agua en el canal (H) variable.*

STARTING POINT (S1)						MIDDLE POINT (S2)						FINAL POINT (S3)					
H	Q_{S1}	v	F	j	WTD	H	Q_{S2}	v	F	j	WTD	H	Q_{S3}	v	F	j	WTD
m	m^3/s	m/s		%	m	m	m^3/s	m/s		%	m	m	m^3/s	m/s		%	m
1.00	5.10	1.02	0.39	0.111	4.10	1.25	12.66	1.84	0.63	0.285	3.85	1.50	20.08	2.23	0.71	0.344	3.60
1.25	5.07	0.74	0.25	0.046	3.85	1.50	12.55	1.39	0.45	0.134	3.60	1.75	19.86	1.75	0.52	0.178	3.35
1.50	5.02	0.56	0.18	0.022	3.60	1.75	12.41	1.09	0.33	0.070	3.35	2.00	19.59	1.40	0.40	0.099	3.10
1.75	4.97	0.44	0.13	0.011	3.35	2.00	12.25	0.87	0.25	0.039	3.10	2.25	19.28	1.14	0.31	0.058	2.85
2.00	4.90	0.35	0.10	0.006	3.10	2.25	12.05	0.71	0.19	0.023	2.85	2.50	18.93	0.95	0.24	0.035	2.60
2.25	4.82	0.29	0.08	0.004	2.85	2.50	11.83	0.59	0.15	0.014	2.60	2.75	18.52	0.79	0.20	0.022	2.35
2.50	4.73	0.24	0.06	0.002	2.60	2.75	11.58	0.50	0.12	0.009	2.35	3.00	18.08	0.67	0.16	0.014	2.10
2.75	4.63	0.20	0.05	0.001	2.35	3.00	11.30	0.42	0.10	0.006	2.10	3.25	17.58	0.57	0.13	0.010	1.85
3.00	4.52	0.17	0.04	0.001	2.10	3.25	10.99	0.36	0.08	0.004	1.85	3.50	17.05	0.49	0.11	0.006	1.60
3.25	4.40	0.14	0.03	0.001	1.85	3.50	10.66	0.30	0.07	0.003	1.60	3.75	16.47	0.42	0.09	0.004	1.35

TABLA 3. *Resultados del análisis hidráulico del dispositivo dren-mota para la gestión del canal mediante compuertas. Los resultados son para tres puntos, al inicio, en la parte media y al final del canal de drenaje. WTD: water table depth.*

CONCLUSIONES

El dispositivo drenaje-mota presentado en este artículo puede mejorar las condiciones de riesgo de inundación y de fracasos ambientales en instalaciones situadas cerca de ríos. La modelización del sistema mota-dren ha permitido un diseño compatible con el entorno para las instalaciones piscícolas y de energía eléctrica durante las crecidas de los ríos Cinca y Esera.

La construcción de una mota sin el canal de drenaje es una protección frente a las aguas superficiales de las crecidas de los ríos. Cuando las crecidas se prolongan en el tiempo, y en presencia de un material aluvial muy permeable, el agua fluye a través de los poros y termina por inundar las zonas que se pretende proteger con las motas. La instalación de un canal de drenaje disminuye este efecto, eliminando la aparición de agua en la superficie y manteniendo el nivel freático por debajo de los niveles requeridos por las instalaciones. El modelo no da una cuantificación, el 87% del caudal total que circula por filtración entra en el dren y se devuelve al río.

La capa de material impermeable es capaz de rebajar el nivel freático entre sus dos caras hasta 2 metros de altura, lo cual contribuye positivamente a mantener el nivel freático general en la plataforma de las instalaciones por debajo de los niveles requeridos.

Se ha modelizado la estabilidad de la mota para tres escenarios, durante la construcción, en máxima crecida y para vaciado rápido del dren, y se ha comprobado que el sistema es estable para los dos primeros casos, pero que en caso de vaciado rápido puede haber inestabilidades importantes. Por ello se recomienda la regulación del vaciado del dren mediante la instalación de compuertas.

En la regulación del canal de drenaje los modelos muestran observaciones interesantes como que, a mayor profundidad de agua en el canal, menor es el caudal circulante. De ello se deduce que las maniobras con las compuertas requieren de una optimización entre profundidad, caudal y elevación del nivel freático.

BIBLIOGRAFÍA

Mateo-Lázaro, J. y Sánchez-Navarro, J.A. (2011): Análisis de circulación de crecidas mediante el programa SHEE. Aplicación a la cuenca del río Huerva, España. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* Vol. 24 (3-4): 187-195.

Mateo-Lázaro, J. y Sánchez-Navarro, J.A. (2012): Investigación de crecidas con deshielo (I). Adaptación a modelos de depósitos lineales en paralelo. *Geo-Temas*, 13 (SC 299).

Mateo-Lázaro, J., Sánchez-Navarro, J.A., García-Gil, A., Edo-Romero, V. (2013a). Frequency analysis and classification of real hydrometeorological episodes in three basins of NE Spain. LIII Sesión Científica de la SGE. *Geogaceta* 53, 117-120.

Mateo-Lázaro, J., Sánchez-Navarro, J.A., García-Gil, A., Edo-Romero. V. (2013b): Developing and programming a watershed traversal algorithm (WTA) in GRID-DEM and adapting it to hydrological processes. *Computers & Geosciences* 51:418-429.

Mateo-Lázaro, J., Sánchez-Navarro, J.A., García-Gil, A., Edo-Romero, V. (2014a): Sensitivity analysis of main variables present on flash flood processes. Application in two Spanish catchments: Arás and Aguilón. *Environmental Earth Sciences*. 71(6), 2925-2939.

Mateo-Lázaro, J., Sánchez-Navarro, J.A., García-Gil, A., Edo-Romero, V. (2014b): 3D-geological structures with digital elevation models using GPU programming. *Computers & Geosciences*, 70, 147-153.

Mateo-Lázaro, J., Sánchez-Navarro, J.A., García-Gil, A., Edo-Romero, V. (2015): A new adaptation of linear reservoir models in parallel sets to assess actual hydrological events. *Journal of Hydrology* 524, 507–521.

Saint Venant, A.J.C.B. (1871): *Théorie du mouvement non-permanent des eaux, avec application aux crues des rivières et à l'introduction des mares dans leur lit*. Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris, 73:147-154.

Cambios en la hidrología del río Corbones y de su aluvial tras la puesta en funcionamiento del embalse de La Puebla de Cazalla (Andalucía)

Changes in the hydrology of the Corbones River and its alluvial aquifer after the startup of the La Puebla de Cazalla reservoir (Andalusia)

F. Moral[1] y A. García-Marco[2]

1 Dpto. Sistemas Físicos, Químicos y Naturales. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad Pablo de Olavide, Ctra. de Utrera, km 1, 41013 Sevilla. fmormar@upo.es
2 Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad Pablo de Olavide, Ctra. de Utrera, km 1, 41013 Sevilla. gmalvaro@live.com

Resumen: El río Corbones drena una cuenca de 1800 km^2 que se sitúa mayoritariamente en la Depresión del Guadalquivir. La cuenca se caracteriza por la abundancia de materiales detríticos de grano fino (arcillas, margas, arenitas y sedimentos aluviales) sobre los que se desarrolla un relieve llano o de cerros con bajas pendientes. Las tasas de escorrentía, mayoritariamente superficial, son inferiores a 100 mm/año. La climatología y geología de la zona determinan que el régimen natural de caudales del río Corbones se caracterice por crecidas de invierno y fuertes estiajes. En el tramo medio del río Corbones, sus depósitos aluviales forman un acuífero que tradicionalmente ha sido explotado para el regadío. La puesta en funcionamiento del embalse de La Puebla de Cazalla, en la cabecera de la cuenca, ha mejorado la cantidad y calidad del agua de riego. No obstante, el embalse parece haber favorecido el abandono de los pozos y la limitación de las inundaciones, lo que podría estar provocando un deterioro de la calidad de las aguas del acuífero aluvial a causa del aumento de la concentración de sales disueltas.

Palabras clave: régimen de caudales, salinidad del agua, usos del agua, relación río-acuífero

Abstract: *The Corbones River drains a basin of 1800 km^2 which is situated mainly in the Guadalquivir Depression. The basin is characterized by extensive outcrops of fine-grained detrital materials (clays, marls, alluvial sediments) which favor the development of a relief of plains and hills of gentle slope. Flow rates, mostly runoff, are less than 100 mm/year. Climatology and geology of the area determine the natural flow regime of the Corbones River, characterized by winter flooding and severe droughts. In the middle course of the Corbones River, alluvial deposits form an aquifer that has traditionally been exploited for irrigation. The startup of the La Puebla de Cazalla reservoir, at the head of the basin, has improved the quantity and quality of irrigation water. However, the dam seems to have favored the abandonment of wells and limiting flooding, which could be causing a deterioration of the quality of the alluvial groundwater because of the increase of dissolved salts.*

Key words: *river regime, salinity, water use, river-aquifer relations*

INTRODUCCIÓN

La Depresión del Guadalquivir se extiende en dirección OSO-ENE a lo largo de 325 km, entre el Golfo de Cádiz y la Sierra de Cazorla, y ocupa una superficie aproximada de 22000 km^2. De oeste a este, el relieve cambia gradualmente desde las llanuras del Bajo Guadalquivir a los terrenos frecuentemente alomados de la parte oriental y meridional, que llegan a situarse a cotas superiores a 800 m s.n.m. en la Loma de Úbeda. Desde los sectores más próximos a la Cordillera Bética hasta el río Guadalquivir predominan sucesivamente los afloramientos de arcillas con yesos triásicas, las margas y calcarenitas miocenas y los depósitos aluviales cuaternarios. La erosión de los extensos afloramientos de arcillas y margas ha dado lugar al relieve alomado característico de la Campiña Andaluza. La mayor parte de su límite septentrional se encuentra recorrido por el río Guadalquivir, por lo que los cauces principales de la Depresión la atraviesan en dirección norte o noroeste. Las precipitaciones medias, comprendidas entre 400 y 600 mm/año, se concentran entre los meses de octubre y abril.

El predominio de los afloramientos de materiales detríticos de textura fina y las bajas pendientes del terreno determinan una alta capacidad de retención de agua de los suelos, por lo que las tasas de escorrentía son bajas, generalmente inferiores a 100 mm/año. La fracción de la escorrentía que se infiltra en profundidad es escasa dada la limitada extensión de los afloramientos de arenitas y de aluviones de textura media o gruesa. Por otra parte, la abundancia de yesos y otras sales en el sustrato geológico condicionan una salinidad relativamente alta de las aguas. Así, hasta hace pocos años, eran frecuentes las explotaciones salineras asociadas a pequeñas surgencias de aguas hipersalinas. Por otro lado, en la Campiña Andaluza es muy frecuente el uso del término "salado" como

sustantivo para hacer referencia a los numerosos arroyos salados que la recorren.

En este trabajo se plantea la caracterización hidrológica del río Corbones, un afluente de la margen izquierda del Guadalquivir que atraviesa el sector centro-occidental de la Depresión del Guadalquivir. En concreto, se aborda la descripción del régimen de caudales y de la salinidad del agua en el río y en su aluvial y se discuten los posibles efectos sobre estas características hidrológicas de la puesta en funcionamiento del embalse de La Puebla de Cazalla.

CARACTERIZACIÓN HIDROLÓGICA DEL RÍO CORBONES Y SU CUENCA VERTIENTE

El río Corbones nace en la zona limítrofe septentrional de las provincias de Cádiz y de Málaga (sierras Blanquilla, del Borbollón, de Cañete) y tras un recorrido de unos 177 km desemboca en el río Guadalquivir, frente a Alcolea del Río. Su principal afluente, por la margen derecha, es el arroyo Salado de la Jarda. Su cuenca vertiente, con una extensión aproximada de 1800 km^2, se localiza en la Depresión del Guadalquivir, salvo su cabecera que abarca un pequeño sector de la vertiente septentrional de la Cordillera Bética (Fig. 1).

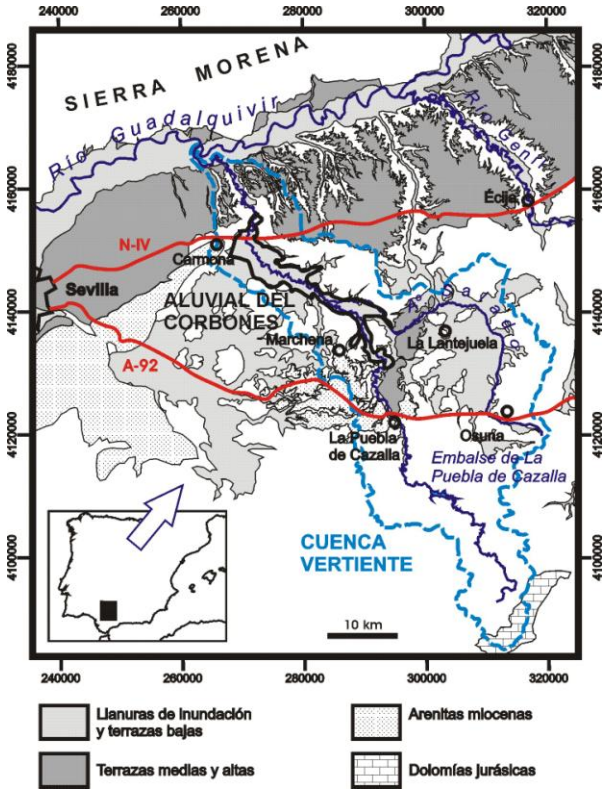


FIGURA 1. *Localización de la cuenca y del aluvial del río Corbones. Asimismo, se indica la ubicación de las principales formaciones acuíferas.*

La cuenca alta, con alturas comprendidas entre 400 y 1000 m s.n.m., presenta el relieve más accidentado, con cerros y elevaciones montañosas cuyas laderas suelen presentar pendientes superiores al 20%. En la cuenca media y baja predominan los relieves tabulares, las colinas de suaves pendientes y las llanuras aluviales. Las precipitaciones, muy variables de unos años a otros, fueron especialmente cuantiosas entre 1960 y 1980. Desde 1990 predominan los años de carácter seco, aunque 1996 y 1997 fueron años muy lluviosos.

Los manantiales que drenan los acuíferos calizo-dolomíticos de las sierras de Cañete y del Borbollón constituyen los primeros aportes hídricos permanentes, aunque de escasa cuantía. Los restantes acuíferos presentes en la cuenca, de naturaleza detrítica (calcarenitas de Marchena, La Puebla de Cazalla y Carmona y aluviones de los Llanos de Osuna y de las terrazas y llanura de inundación del Corbones), también aportan caudales pequeños al río Corbones (IGME-DS, 2003).

Los registros de caudales de la estación de aforos 5125-Carmona-Lora, con una cuenca vertiente de 1377 km^2, permiten estimar un caudal medio de 2,15 m^3/s y una escorrentía media de 49 mm/año. El régimen de caudales del río Corbones, antes de la puesta en servicio del embalse de La Puebla de Cazalla, presentaba un carácter marcadamente pluvial, con crecidas de invierno (caudal medio próximo a 7 m^3/s en febrero) y estiajes muy acusados en los que el río llega a secarse (caudal medio inferior a 0,1 m^3/s entre julio y septiembre). Como se observa en la figura 2, las lluvias de otoño solo producían un ligero incremento de los caudales, puesto que mayoritariamente quedan retenidas en el suelo. Una vez saturado el suelo, ocurren las crecidas de invierno. Durante la primavera, a medida que los suelos se van desecando, disminuyen paulatinamente la escorrentía que llega a la red fluvial. Los bajos caudales de verano ponen de relieve que los aportes de escorrentía subterránea al río Corbones son muy limitados.

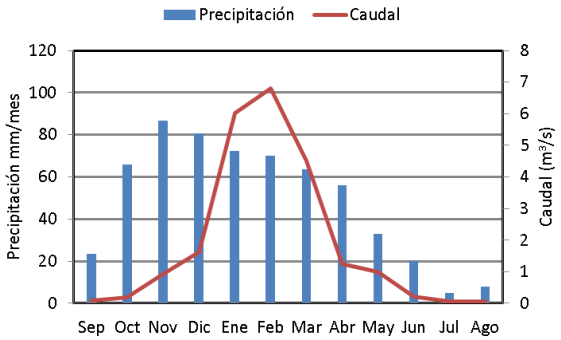


FIGURA 2. *Caudales mensuales medios del río Corbones en la estación 5125-Carmona-Lora durante el periodo 1945-1993.*

Sin embargo, el régimen de caudales de río Corbones ha sido modificado tras la puesta en funcionamiento en el año 1993 del embalse de La Puebla de Cazalla (Fig. 3). La presa permanece cerrada durante los meses de lluvias y abre sus compuertas

desde finales del mes de mayo hasta el mes de noviembre. De esta manera, los caudales de invierno han disminuido significativamente (3,6 m^3/s en febrero) y, por el contrario, son más elevados durante los meses de verano y otoño (García-Marco, 2015).

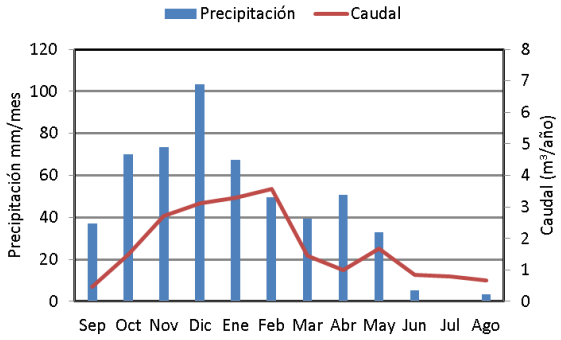


FIGURA 3. *Caudales mensuales medios del río Corbones en la estación 5125 Carmona-Lora durante el periodo 1993-2012, tras la puesta en funcionamiento del embalse de La Puebla de Cazalla.*

Por norma general, la relación entre el caudal y la salinidad del agua en los cauces fluviales es inversamente proporcional, de tal modo que durante los meses de caudales máximos la conductividad eléctrica del agua presenta valores mínimos, y durante los meses de estiaje alcanza los valores máximos. En el caso del tramo bajo del río Corbones, la relación entre la cuantía de los caudales y la salinidad del agua es completamente anómala. En la figura 4 se observa que la salinidad es mínima al final del estiaje (2500 µS/cm), aumenta progresivamente a lo largo del invierno, la época más lluviosa, y alcanza valores máximos en primavera (4500 µS/cm). A partir de ahí, cuando los caudales descienden debido a la finalización de la época de lluvias, también lo hace la concentración media de sales.

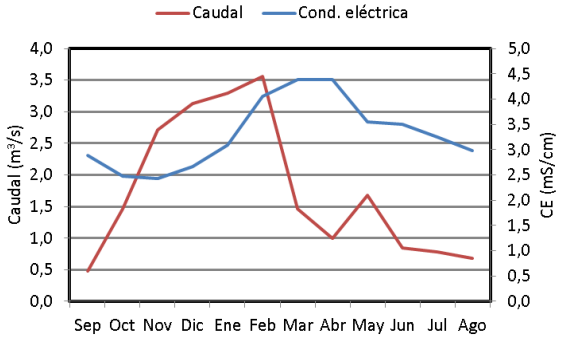


FIGURA 4. Relación entre los caudales medios (1993-2012) y la conductividad eléctrica media del agua en el tramo bajo del río Corbones.

HIDROGEOLOGÍA DEL ALUVIAL DEL RÍO CORBONES

El aluvial del río Corbones se encuentra localizado en su tramo medio, entre las cercanías de las poblaciones de Marchena y Carmona. Se extiende por una superficie aproximada de 85 km^2, de unos 35 km de longitud y 2 a 3 km de anchura. El gran desarrollo de los depósitos aluviales en este tramo del río Corbones, así como las singulares características de su trazado (dirección ESE-ONO, mínima pendiente longitudinal, máxima sinuosidad de los meandros, numerosos meandros abandonados), indican la existencia de un proceso de agradación en un sector relativamente subsidente de origen tectónico.

El aluvial del río Corbones, constituido por limos, arcillas, arenas y algunos niveles de gravas, conforma un acuífero detrítico libre que se recarga por la infiltración de agua de precipitación, por las aportaciones de las corrientes de agua superficiales y por el retorno del exceso de agua que se utiliza para regar los campos de cultivo. En el aluvial existen numerosos pozos para la captación de las aguas subterráneas con fines agrícolas. La mayoría se encuentran abandonados a causa de la elevada salinidad de las aguas. En la actualidad, la mayor parte del riego se realiza a partir de las aguas de mejor calidad del río Corbones, que son almacenadas en grandes balsas.

Durante las medidas de campo realizadas a lo largo de 2015 se ha observado que la conductividad eléctrica del agua de los pozos suele estar comprendida entre 2 y 6 mS/cm. Estos valores son significativamente más altos que los medidos en una campaña realizada en 1998. En este caso, los valores de conductividad variaban mayoritariamente entre 1 y 3,5 mS/cm (Fernández-Alonso, 1998). Como se puede observar en la figura 5, la facies hidroquímica predominante de las aguas subterráneas es de tipo clorurada-mixta, aunque hay algunos pozos en los que presentan aguas clorurado-sulfatadas-mixtas y bicarbonatadas-mixtas (García-Marco, 2015). Entre 1998 y 2015, también se observa un cambio notable en la posición de la superficie freática. En este periodo los niveles han sufrido un descenso medio cercano a 4 m.

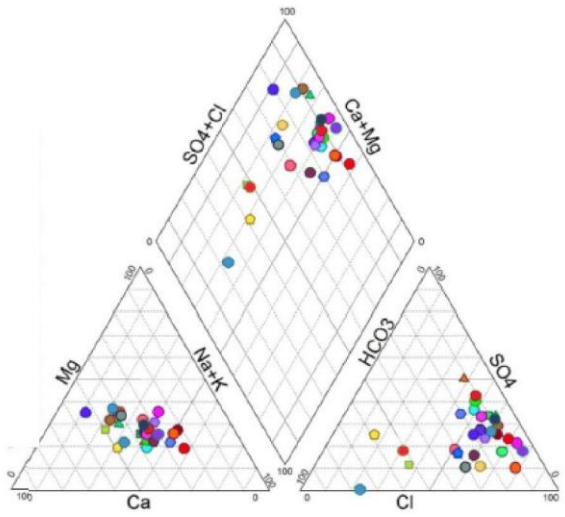


FIGURA 5. Diagrama de Piper de las aguas subterráneas del aluvial del río Corbones, muestreadas a lo largo de 2015.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El régimen de caudales del río Corbones ha sido notablemente modificado por el efecto regulador del embalse de La Puebla de Cazalla. Las crecidas de invierno han sido atenuadas y, en cambio, el río presenta mayores caudales durante el verano y el otoño. Este cambio en el régimen de caudales también ha producido una modificación de la variabilidad intraanual de la salinidad del agua del río. Cuando la presa está embalsando, entre noviembre y abril, se produce un incremento de la salinidad; en cambio, durante la época de desembalse, de mayo a noviembre, la salinidad del agua desciende. De esta manera, es en la época de estiaje en la que fluyen aguas con menor contenido de sales disueltas.

La causa de este comportamiento singular debe atribuirse a la distinta calidad del agua de la cuenca alta, que alimenta al embalse, y las del resto de la cuenca. En el sector de cabecera, más lluvioso y con mayores tasas de escorrentía, existen importantes afloramientos de rocas carbonatadas jurásicas y de margas miocenas, por lo que la escorrentía que se genera posee una salinidad relativamente baja. Entre la presa y La Puebla de Cazalla y en la cuenca del arroyo Salado abundan las margas con yesos triásicas y los sedimentos cuaternarios de origen fluvial y lacustre, lo que, unido a unas menores tasas de escorrentía, determina una mayor salinidad de las aguas. En la actualidad, a medida que avanza el estiaje disminuyen las aportaciones hídricas naturales al río Corbones, por lo que se incrementa el porcentaje de agua procedente del embalse y, en consecuencia, desciende la salinidad del agua. Cuando la presa está embalsando, en los tramos inferiores deja de circular una proporción importante de las aguas de mejor calidad, por lo que aumenta la salinidad del agua.

Estos cambios en la distribución de la cantidad y calidad del agua del río Corbones a lo largo del año han producido una sustitución de las fuentes de suministro de agua para los cultivos del aluvial del Corbones. Los pozos tradicionales que captaban las aguas subterráneas del aluvial han sido paulatinamente abandonados y, en su lugar, se captan directamente las aguas del río y se almacenan en balsas de riego.

Por otro lado, en las últimas dos décadas se ha producido una disminución de las reservas y de la calidad de las aguas subterráneas del aluvial del río Corbones a la que probablemente han contribuido diversos factores de origen natural y antrópico. La salinidad media del agua del acuífero en el año 1998 era de unos 2 mS/cm, mientras que en 2015 había aumentado hasta unos 4,5 mS/cm. Estos cambios pueden relacionarse con las distintas situaciones hidrológicas de 1998, al final de un trienio de carácter húmedo, y 2015, un año seco precedido de varios poco lluviosos. El muestreo de 1998 se realizó poco después de las crecidas de enero y febrero, en las que se registraron caudales de más de 15 m^3/s, mientras que la última crecida importante que precedió a los muestreos de 2015 ocurrió en enero de 2011.

La topografía del aluvial del río Corbones indica que las crecidas afectan a una parte importante de la llanura de inundación, lo que facilitaría la recarga del acuífero con aguas de baja salinidad. La modificación del régimen de caudales y de los usos del agua experimentados a raíz de la puesta en servicio del embalse de La Puebla de Cazalla parece haber contribuido a una disminución de los intercambios de agua entre el río y el acuífero, es decir, de la tasa de renovación de las aguas subterráneas, lo que favorecería un aumento de la salinidad del agua. Por un lado, el descenso de las extracciones en los pozos ha disminuido la recarga inducida desde el río y, por otro, se limita la frecuencia y extensión de las inundaciones.

En definitiva, el embalse de La Puebla de Cazalla ha provocado una disminución de los caudales de crecida del invierno, mientras que durante el verano y otoño se mantienen unos caudales más elevados. Por otra parte, las aguas desembalsadas tienen una menor salinidad, por lo que los agricultores disponen de unos recursos hídricos más cuantiosos y de mayor calidad. Probablemente esta sea la causa del abandono de la explotación de los pozos que captaban las aguas del aluvial y de su sustitución por tomas directas en el río Corbones. A la vez, la disminución de las extracciones de aguas subterráneas y de la intensidad y frecuencia de las inundaciones han provocado un descenso de la tasa de renovación de las aguas del acuífero y, posiblemente, un incremento de la salinidad del agua.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado a través del proyecto CGL2013-46368-P (Ministerio de Economía y Competitividad).

REFERENCIAS

Fernandez-Alonso, F. (1998): *Informe sobre la peritación del estudio hidrogeológico de la finca "Cortijo de San Ignacio"*, Marchena (Sevilla). Informe inédito.

García-Marco, A. (2015): *Caracterización hidrológica del río Corbones y de su aluvial*. Proyecto Fin de Grado, Universidad Pablo de Olavide, 76 p.

IGME-DS (2003): *Atlas Hidrogeológico de la provincia de Sevilla*. Instituto Geológico y Minero de España y Diputación de Sevilla, 192 p.

Estimación de la difusividad hidráulica en acuíferos costeros utilizando la oscilación mareal inducida extraída de los registros piezométricos.

Estimation of hydraulic diffusivity in coastal aquifers using induced tidal oscillation extracted from piezometric records.

J. P. Sánchez Úbeda[1], M. L. Calvache Quesada[1], C. Duque Calvache[2] y M. López Chicano[1]

1 Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada 18071 Granada. juampezu@ugr.es calvache@ugr.es mlopezc@ugr.es
2 Department of Geological Sciences, University of Delaware, Penny Hall, 255 Academy Street, 19716 Delaware, USA. cduque@udel.edu

Resumen: Los métodos de respuesta de marea (TRMs) han sido aplicados y evaluados para obtener la difusividad hidráulica (D) en el acuífero costero Motril-Salobreña. Los resultados fueron comparados i) aplicando los métodos de Eficiencia de Marea (TE) y Retardo (Delay), ii) utilizando directamente los niveles piezométricos medidos (GWH) afectados por la marea y estos mismos previamente filtrados de la componente no mareal, iii) utilizando los picos máximos y mínimos del nivel piezométrico comparándolos con los picos de la marea para obtener valores de retardo y iv) evaluando el impacto demedir a diferentes profundidades. La D obtenida indica que el filtrado previo de los GWH proporciona mejores resultados cuando se aplica el método TE. La aplicabilidad del método de Retardo depende de la utilización de picos máximos o mínimos, dando lugar el análisis de picos mínimos resultados más cercanos a los obtenidos con TE. La D podría ser sobreestimada en acuíferos libres cuando la componente no mareal del nivel piezométrico no es pre-filtrada. Igualmente, el uso de los picos máximos para calcular el retardo puede dar lugar a una sobreestimación de D, con lo cual se recomienda la utilización de los picos mínimos cuando se aplica el método del Retardo.

Palabras clave: influencia mareal, métodos de respuesta de marea, nivel piezométrico, acuífero costero, filtrado mareal.

Abstract: *Tidal Response Methods (TRMs) have been applied and assessed to obtain hydraulic diffusivity (D) values in Motril-Salobreña coastal aquifer. Results was compared i) using Tidal efficiency (TE) and Delay methods, ii) using directly the measured groundwater head (GWH) affected by tide and the same dataset pre-filtered, removing the non-tidal component, iii) the use of maximum and minimum groundwater peaks comparing with tide peaks to obtain delay values, and iv) assessing the impact of measuring at different depths into the aquifer. The obtained D indicates that the previous filtering of the groundwater levels provides better results when the TE method is used. The application of the Delay method depends whether maximum or minimum peaks are used. The analysis of minimum peaks yields in D values closer to values obtained by TE. Hydraulic diffusivity could be overestimated in unconfined coastal aquifers applying TRMs if the non-tidal components are not removed from the groundwater levels series. Likewise, the use of maximum peak delays can overestimate D and it is recommended to use minimum peak delays in the application of Delay method.*

Key words: *tide influence, tidal response methods, groundwater head, coastal aquifer, tidal filtering.*

INTRODUCCIÓN

El cálculo de parámetros hidrogeológicos (transmisividad, coeficiente de almacenamiento y conductividad hidráulica) mediante ensayos de bombeo en acuíferos costeros ha sido ampliamente estudiado, donde las medidas de nivel piezométrico están influenciadas por la oscilación mareal. Esto presenta una dificultad adicional, ya que los niveles piezométricos muestran una oscilación periódica debido a la influencia de las mareas. A pesar de ello, los ensayos de bombeo se han aplicado de forma extensa en este contexto, adaptando y reinterpretando las ecuaciones existentes para problemas concretos (Trefry y Johnston 1998; Zhou, 2008). Calvache et al., (2016) realiza una evaluación de los métodos clásicos con ensayos de bombeo en acuíferos costeros. Sin embargo, la metodología más utilizada para obtener parámetros hidrogeológicos a través de la influencia mareal ha sido la basada en los métodos de respuesta de mareas (Tidal Response Methods, TRMs), que emplea ecuaciones inicialmente desarrolladas por Jacob (1950) y Ferris (1951). Éstas permiten obtener valores representativos de difusividad hidráulica (D) de la franja costera. Los TRMs se basan en el cálculo previo de los factores de Eficiencia de Marea (TE) y Retardo (Delay), que relacionan la oscilación mareal con la oscilación inducida por la misma en el nivel piezométrico. La transmisión de las oscilaciones mareales será más o menos rápida o efectiva en función

de las características hidrogeológicas del acuífero en su franja costera. Sin embargo, uno de los problemas de estos métodos es la asunción de que el nivel piezométrico medido es un nivel estático, solamente afectado por la marea cuando realmente, es un nivel dinámico afectado por los cambios en los procesos de recarga y descarga, los cuales producen interferencias con las oscilaciones provocadas por la marea. Por lo tanto, se hacen necesarias alternativas capaces de obtener la parte mareal reconocible en los niveles piezométricos afectados por la marea.

El método utilizado se basa en un filtrado previo de los datos de nivel piezométrico, de modo que las oscilaciones mareales extraídas del nivel piezométrico medido son comparadas directamente con las oscilaciones mareales que las producen. Primero, se aplica una técnica llamada *Continuous Wavelet Transform* (CWT) para filtrar el nivel piezométrico extrayendo la influencia mareal. Esta herramienta se utiliza comúnmente en el estudio de la marea (Flinchem y Jay, 2000) para la descomposición de la marea en sus armónicos y predicción. Tras el filtrado, se aplican los TRMs mediante las ecuaciones fundamentales. También se evalúa la aplicación de estos métodos sobre el registro de nivel sin filtrar, con el fin de detectar la influencia del filtrado en los resultados.

CONTEXTO DE APLICACIÓN

El acuífero costero Motril-Salobreña se localiza al suroeste de la costa mediterránea de España (Fig. 1). El sistema acuífero está constituido mayoritariamente por sedimentos de naturaleza metapelítica, con una alta heterogeneidad en tamaño de grano, aunque predominan los materiales groseros.

FIGURA 1. *Localización del acuífero costero Motril-Salobreña y su contexto.*

Su espesor es también muy variable, desde los 30 a 50 m en su sector norte (ambiente sedimentario fluvial) hasta los más de 250 m en el sector cercano a la costa (ambiente sedimentario deltaico) (Duque et al., 2008). Los estudios previos indican que hay una gran variabilidad en la transmisividad (T), dependiendo del sector del acuífero que se considere. Los valores máximos se sitúan en 10000 m^2/d en la zona norte (aluvial del río Guadalfeo), mientras que en el sector suroeste de descarga se estima en 500 m^2/d. El sector oriental tiene los valores mínimos de 100 m^2/d o menores (Calvache et al., 2009). La serie de datos utilizada para este estudio ha sido medida en dos piezómetros situados en la zona de descarga del acuífero, a 300 m de la costa (Fig. 1): P1, con 132 m de profundidad y P2, con 40 m. Ambos puntos muestran en los registros tomados la afección de la oscilación mareal, con unas amplitudes inducidas de 0.3 m y 0.15 m, frente a los 0.6 m de amplitud media de la marea medida en el Puerto de Motril (datos de marea cedidos por Puertos del Estado).

METODOLOGÍA

La descomposición de los registros de nivel piezométrico en todos sus constituyentes (mareales y no-mareales) se ha llevado a cabo mediante CWT, una herramienta matemática de uso común en el análisis y predicción de la marea. Se pueden encontrar más detalles sobre este procedimiento utilizado como técnica de filtrado en Flinchem y Jay (2000), y en varios trabajos más de estos autores. Para el presente caso, se ha utilizado el paquete *Wavelet* del programa Matlab®.

La influencia de la marea extraída en cada piezómetro es posteriormente utilizada para la aplicación de los TRMs, basados en las expresiones derivadas por Jacob (1950) y Ferris (1951). Estos definieron el potencial hidráulico que cabría esperar de la conexión acuífero-mar bajo las fuerzas mareales (Zhou, 2008):

$$H(x,t) = H_0 e^{-x\sqrt{\frac{\pi S}{t_0 T}}} sin\left(\frac{2\pi t}{t_0} - x\sqrt{\frac{\pi S}{t_0 T}}\right) \quad (1)$$

donde H (L) es el potencial hidráulico a una distancia x (L) de la costa, para un tiempo t (T), H_0(L) es la amplitud media de la marea, t_0(T) es el periodo de la marea, T (L^2/T) es la transmisividad del acuífero y S (adimensional) es el coeficiente de almacenamiento. De la ecuación (1) se derivan las siguientes expresiones:

$$H_x = H_0 e^{-x\sqrt{\frac{\pi S}{t_0 T}}} \quad (2)$$

$$a)\ TE = e^{-x\sqrt{\frac{\pi S}{t_0 T}}} \ ;\ b)\ t_L = x\sqrt{\frac{t_0 S}{4\pi T}} \quad (3)$$

$$\beta = \sqrt{\frac{\pi S}{t_0 T}} = \sqrt{\frac{\pi}{t_0 D}} \quad (4)$$

donde H_x (L) es la amplitud del nivel piezométrico a una distancia x de la costa, TE (adimensional) es el factor de eficiencia de la marea, t_L(T) es el retardo o

desfase temporal entre un pico (máximo o mínimo)de la oscilación de la marea y un pico de la oscilación inducida en el nivel piezométrico, βes la constante de decaimiento de la oscilación mareal, y D es la difusividad hidráulica (L^2/T).

El retardo se obtiene en este caso mediante el análisis de picos (Fig. 2), el cual consiste en la lectura pico a pico entre la marea y el nivel piezométrico, siempre entre picos consecutivos de marea y el consecuente pico en el nivel, realizado tanto para máximos como para mínimos, lo que nos permite corroborar las diferencias existentes en los valores de retardo obtenidos y probar así la naturaleza asimétrica

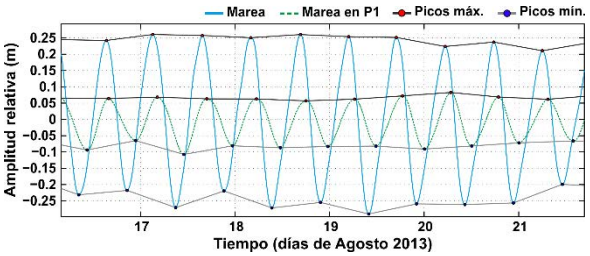


FIGURA 2. *Detalle del análisis pico a pico para calcular los valores de retardo entre todas las oscilaciones consecutivas. El análisis se ha realizado para todas las oscilaciones de un mes (agosto 2013).*

La atenuación de la oscilación mareal hacia el interior del acuífero se mide como la relación entre las desviaciones estándar (STD) de la marea y del nivel piezométrico:

$$TE = \frac{STD_n}{STD_m} \; ; \; STD = \left[\frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}(x_i - \bar{x})^2\right]^{1/2} \quad (5)$$

donde STD_n y STD_m son las desviaciones estándar de nivel piezométrico y marea, respectivamente, N es el número de datos de cada serie de registro, x_i es el valor del dato i, y $\bar{x}$ es la media aritmética de la serie de datos de la marea.

RESULTADOS

La figura 3 muestra los resultados del proceso de filtrado, con el cual se consigue la descomposición del nivel piezométrico medido en la influencia de la marea que contiene y la parte no mareal, es decir, la evolución del nivel si no estuviese afectado por la marea. Cuando se comparan las respectivas oscilaciones de marea extraídas en P1 y P2, sus similitudes pasan a ser más evidentes, debido a que las partes no mareales del registro han sido extraídas. Las oscilaciones mareales aparecen atenuadas y desfasadas respecto a la marea en ambos piezómetros, cuyas diferencias en amplitud y retardo vienen determinadas por la distancia a la costa y la profundidad. Esta parte mareal en P2 es menor que en P1 pero, contrariamente, la parte no mareal en P2 es mayor que en P1, visible una vez se realiza el filtrado.

Los valores de retardo obtenidos mediante el análisis de picos máximos en P1 y en P2 son de 82 minutos, para ambos casos, tanto si se aplica sobre el nivel medido como sobre la parte mareal extraída. Sin embargo, cuando se consideran los picos mínimos, el retardo calculado presenta un valor en todos los casos muy diferente al anterior (127-129 minutos). Por lo tanto, según se tomen los picos máximos o mínimos el valor del retardo considerado variará en unos 46 minutos. Esta diferencia da lugar a que valores de D calculados a partir de máximos y mínimos sean muy dispares.

Aplicando las ecuaciones (3a) y (3b), se obtienen los valores de D que se muestran en la Tabla I. A su vez, se ha obtenido la constante de decaimiento (β) aplicando la ecuación (4) para cada valor de D. Los resultados muestran diferentes D en función del método de respuesta de marea utilizado, pero son mucho menores las diferencias que se observan ente métodos cuando se opta por los picos mínimos para calcular los retardos.

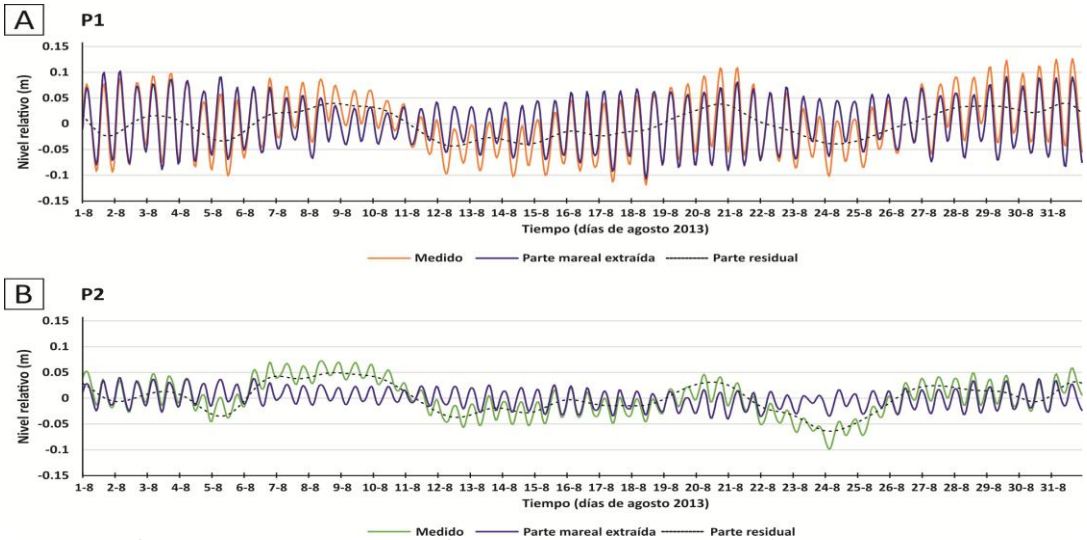


FIGURA 3. *Descomposición de los registros de nivel piezométrico medido en su parte mareal (influencia de la marea en P1 y P2) y en su parte residual (nivel piezométrico filtrado de la marea), tanto en P1 (A) como en P2 (B).*

Difusividad hidráulica, D [m²/s]			
Nivel medido		Marea extraída	
P1	P2	P1	P2
Delay (Max)		Delay (Max)	
13.04	12.81	13.11	12.68
Delay (Min)		Delay (Min)	
5.42	5.09	5.49	5.19
TE		TE	
6.48	3.02	4.79	1.40

Constante decaimiento, β [m^{-1}] en P1 y P2			
Nivel medido		Marea extraída	
P1	P2	P1	P2
Delay (Max)		Delay (Max)	
2.32E-03	2.34E-03	2.31E-03	2.35E-03
Delay (Min)		Delay (Min)	
3.60E-03	3.71E-03	3.58E-03	3.68E-03
TE		TE	
3.29E-03	4.82E-03	3.83E-03	7.08E-03

Transmisividad, T [m²/d] con S = 0.001			
Nivel medido		Marea extraída	
P1	P2	P1	P2
Delay (Max)		Delay (Max)	
1126.24	1106.72	1133.00	1095.42
Delay (Min)		Delay (Min)	
468.39	440.14	468.39	440.14
TE		TE	
560.12	260.79	413.66	120.94

TABLA I. *Resultados obtenidos de difusividad hidráulica (D) (izquierda), aplicando los métodos de retardo (máximos y mínimos) y eficiencia de marea, constantes de decaimiento (β) para cada valor de D (centro), y transmisividad (T) suponiendo S=0.001 (derecha).*

Los valores de β sugieren que la atenuación de la señal mareal es mayor en P2 en todos los casos considerados, de modo que la influencia de la marea es mayor y llega más lejos a mayor profundidad. Los valores de T se han estimado presumiendo un valor de *S=0.001*, y los resultados son cercanos para P1 y P2, independientemente del filtrado previo para la obtención de la oscilación mareal en dichos piezómetros. No obstante, los valores obtenidos mediante el retardo con análisis de picos máximos son el doble de los obtenidos a partir de los mínimos.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados indican que el filtrado de nivel previo es significante en el caso de que el método de eficiencia de marea (TE) se aplique, mientras que aplicando el método del retardo (Delay), las diferencias entre utilizar el nivel medido o la oscilación mareal extraída no son importantes. Por otra parte, los valores obtenidos por TE y por el retardo mediante el uso de los picos mínimos resultan muy cercanos, mientras que utilizando los picos máximos las diferencias son muy significativas. Por tanto, la aplicación del método de retardo con los picos máximos puede implicar una sobreestimación de la D. Comparando los resultados para un mismo método pero aplicado a diferentes profundidades, la D solamente cambia en la aplicación de TE. Además, los valores de β indican una mayor atenuación de la influencia de la marea en P2 respecto a P1 en todos los casos de aplicación, pero especialmente cuando el método TE es aplicado sobre la oscilación mareal extraída. Según esto, la extracción previa de las oscilaciones mareales es muy aconsejable. Así mismo, también es necesario cuando el método de retardo es aplicado con análisis de picos mínimos, aunque los valores de retardo no parecen estar afectados por la diferencia en profundidad, para una misma distancia a la costa. Finalmente, la T estimada muestra discrepancias importantes cuando se realiza o no el filtrado previo de oscilaciones no mareales.

Como conclusión, es más seguro utilizar el método de retardo con el análisis de picos mínimos, ya que el método TE se presenta más susceptible a las variaciones causadas por la profundidad de medida, así como por la presencia de importantes oscilaciones no mareales, es decir, la parte no mareal del mismo.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se ha realizado bajo el marco del proyecto CGL2012-32892 financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación y el grupo de investigación de la Junta de Andalucía RNM-369. Gracias a Puertos del Estado por proporcionar los datos de mareas. Gracias al editor y a los revisores por sus comentarios y correcciones, que sin duda han mejorado el trabajo.

REFERENCIAS

Calvache, M.L., Sánchez-Úbeda, J.P., Duque, C., López-Chicano, M. y de la Torre, B. (2016): Evaluation of Analytical Methods to Study Aquifer Properties with Pumping Tests in Coastal Aquifers with Numerical Modelling (Motril-Salobreña Aquifer). *Water Resources Management,* 30 (2): 559-575.

Calvache, M.L., Ibáñez, S., Duque, C., Martín-Rosales, W., López-Chicano, M., Rubio, J. C., González, A. y Viseras, C. (2009): Numerical modelling of the potential effects of a dam on a coastal aquifer in S. Spain. *Hydrological Processes,* 23 (9): 1268-1281.

Duque, C., Calvache, M.L., Pedrera, A., Martín-Rosales, W. y López-Chicano, M. (2008): Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (Southern Spain). *Journal of Hydrology,* 349 (3-4): 536-547.

Ferris, J. G. (1951): Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility. *Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, 33: 148-155.

Flinchem, E. P. y Jay, D. A. (2000): An Introduction to Wavelet Transform Tidal Analysis Methods. *Estuarine, Coastal and Shelf Science,* 51 (2): 177-200.

Jacob, C. E. (1950): *Flow of groundwater*. Rouse H (ed.) Engineering hydraulics. Wiley, New York, 321-386.

Trefry, M. y Johnston, C. (1998): Pumping test analysis for a tidally forced aquifer. *Ground Water,* 36(3): 427-433.

Zhou, X. (2008): Determination of aquifer parameters based on measurements of tidal effects on a coastal aquifer near Beihai, China. *Hydrological Processes,* 22(16): 3176-3180.

Acuífero aluvial contaminado por hidrocarburos en la Comunidad de Madrid. Efectos de oxidantes para remediación in situ

Alluvial aquifer contaminated by hydrocarbons in Madrid Community. In situ remediation oxidants effects

V. Rodríguez[1], E. Montero[1], A. Santos[2], F. Villarroya[1]y A. Romero[2]

1 Grupo HidroYmab. Departamento de Geodinámica. Fac. CC. Geológicas. UCM 28040 Madrid. vanesrod@ucm.es
2 Grupo Inproquima. Departamento de Ingeniería Química. Facultad de CC. Químicas. UCM 28040 Madrid. aursan@quim.ucm.es

Resumen: En 1992 tuvo lugar un derrame de gasolina en una estación de servicio en San Fernando de Henares (Madrid), contaminando el suelo y el agua subterránea del acuífero aluvial detrítico del río Jarama. Pese a que en la actualidad la zona no presenta signos evidentes de contaminación, se eligió como área piloto para su caracterización y la realización de ensayos con el fin de seleccionar los sistemas de oxidación química más adecuados en los tipos de suelo presentes.La caracterización hidrogeológica del área muestra que el flujo de agua subterránea presenta una dirección NNE-SSW y el agua del acuífero es sulfatada magnésico-cálcica.Se realizaron ensayos de caracterización fisicoquímica de diversas muestras sólidas procedentes de la zona de estudio y se evaluó el comportamiento de dos sistemas de oxidación: Fenton y PS. En el caso del PS, se emplearon tres métodos de activación: nZVI, álcali y peróxido de hidrógeno (éste último estabilizado y sin estabilizar). Los resultados indican que se daría un consumo improductivo del reactivo Fenton; sin embargo, el empleo de PS como oxidante muestra resultados satisfactorios. Si bien, la elección del método de activación más adecuado requiere comparar también su eficacia en la eliminación de los contaminantes orgánicos.

Palabras clave: acuífero aluvial, contaminación, hidrocarburos, río Jarama, remediación de suelos

Abstract:*In 1992, a gasoline spill occurred at a petrol station in San Fernando de Henares (Madrid), contaminating the soil and groundwater of the detrital alluvial aquifer of the JaramaRiver. Despitethatcurrentlythere is no sign of contamination, the case was chosen as a pilot area for characterization and testing in order to select the most suitable processfor chemical oxidation on the soil types present at the area. The hydrogeological characterization shows that the groundwater flow presents a NNE-SSW direction and water is magnesium-calcium sulfate. Physicochemical tests of solid samples were made and two oxidation processes were analyzed: Fenton and PS. In the case of PS, three methods of activationwereemployed: nZVI, alkali and hydrogen peroxide -this last stabilized or not-. The results indicate that an unproductive consumption of Fenton reactive would occur butthe use of PS as an oxidant shows satisfactory results. Choosing the most suitable activation process requires also compare its effectiveness in removing organic contaminants.*

Key words: *alluvial aquifer, contamination, hydrocarbons, Jaramariver, soil remediation*

INTRODUCCIÓN

Los derrames y/o las fugas de hidrocarburos suponen un porcentaje elevado de los episodios de contaminación de suelos en zonas industrializadas y un riesgo importante para los acuíferos. Para dar una solución a estos problemas es necesario conocer y caracterizar el foco y la dispersión de la contaminación en el emplazamiento.

En 1992 se produjo un derrame de gasolina en una estación de servicio en San Fernando de Henares (Madrid), contaminando el suelo y el agua subterránea del acuífero aluvial detrítico del río Jarama.Pese a que en la actualidad la zona no presenta signos evidentes de contaminación, se eligió como área piloto para la realización de ensayos con el fin de seleccionar los sistemas de oxidación química más adecuados en los tipos de suelo presentes.

El estudio consistió en: (1) la caracterización del área desde un punto de vista hidrogeológico,para determinar la evolución de la contaminación; (2) la caracterización química del agua y el estudio de la posible existencia de fases líquidas no acuosas; (3) la caracterización física y química de las muestras de suelo para evaluar la existencia de contaminantes residuales y las propiedades de las muestras; y (4) la selección del sistema oxidante más adecuado que habría que aplicar en el tipo de suelo estudiado, para la posible descontaminación delhidrocarburo vertido mediante oxidación química "*in situ*" (ISCO).

MARCO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

El río Jarama y su acuífero aluvial asociado se encuentran integrados en el conjunto sedimentario que rellena la fosa del Tajo compuesta por materiales de origen continental, distinguiéndose diferentes facies según bandas concéntricas hacia el interior de la cuenca (Junco y Calvo, 1983; Villarroya, 1983). La edad de los materiales comprende desde el Cretácico hasta el Cuaternario. En la zona concreta de estudio, aparecen representados materiales neógenos (Mioceno) y cuaternarios.

El acuífero principal está constituido por los sedimentos cuaternarios correspondientes a las terrazas bajas yel aluvial reciente del río Jarama. Se trata, por tanto, de un acuífero aluvial de importancia local. En general, el espesor saturado del acuífero es menor de 5 m, con una media de 3 – 3,5 m. El nivel freático se encuentra a una profundidad de entre 3 y 4 m, con oscilaciones asociadas a las condiciones de pluviosidad. El acuífero pertenece a la masa de agua subterránea 030024, aluvial del Jarama.

MATERIALES Y MÉTODOS

Recopilación bibliográfica y de datos previos

La búsqueda bibliográfica se enfocó inicialmente hacia el conocimiento del accidente que provocó el caso de contaminación. Para ello, se contó con los informes de Ecogest (1993), TPA (1994 y 1996) y Llamas (1997). La información recopilada permitió establecer los límites de la zona de estudio y conocer la geología, hidrogeología e hidroquímica de la zona. Asimismo, se ha recopilado bibliografía sobre diferentes técnicas de descontaminación de suelos.

Trabajo de campo

En el mes de marzo de 2015 se realizó el inventario de puntos de agua en la zona de estudio (siete pozos y un manantial) y se midieron *in situ* pH y conductividad.Para la determinación del tipo de agua y la posible presencia de hidrocarburos residuales, se tomaron dos muestras en el pozo más cercano a la zona de vertido y dónde se detectó fase libre en 1992 (P1), en las que se analizaron los componentes mayoritarios y los hidrocarburos.

Con el fin de determinar las características físicas y químicas del terreno, se tomaron dos conjuntos de muestras de material representativo: (1) en el suelo de la parcela donde se encuentra el pozo P1 (SJ) (arenas y arcillas), y (2) cinco muestras representativas de los materiales más comunes de la terraza (arenas, arcillas, costras calcáreas y conglomerados).

Trabajo de laboratorio y gabinete

A partir de los datos hidrogeológicos tomados en el campo, se realizó un mapa de isopiezas mediante el programa *Surfer* 10. Asimismo, se realizó uncorte hidrogeológico de la zona de estudio con los datos topográficos y los puntos inventariados (Fig. 1).

Las muestras de agua, se analizaron en el Centro de Apoyo a la Investigación de Técnicas Geológicas (UCM) donde se analizaron los componentes químicos por cromatografía iónica y la alcalinidad TA y TAC mediante potenciometría con el método de cambio de pH. La determinación del contenido en compuestos volátiles se realizó en el laboratorio del Dpto. de Ingeniería Química (UCM), mediante SPME (*Solid PhaseMicroextraction*). Posteriormente, se observó lo obtenido con un GC/MS (*Gas Chromatography/ MassSpectometer*).

En cuanto a las muestras de suelos, se determinaron pH, conductividad eléctrica (CE), análisis granulométrico, materia orgánica del suelo (MOS), contenido en carbonatos y clasificación textural, en el laboratorio del Dpto. Geodinámica (Facultad de CC. Geológicas, UCM). Asimismo, en el Dpto. Ingeniería Química (Fac. CC. Químicas, UCM) se llevaron a cabo otros métodos de caracterización de las muestras sólidas: contenido en hidrocarburos, capacidad de intercambio catiónico (CIC), método de extracción de hierro libre (amorfo y cristalino) y determinación de la demanda de oxidante (NOD). Como sistemas oxidantes se han utilizado peróxido de hidrógeno (reactivo Fenton) y persulfato de sodio (PS). El peróxido de hidrógeno puede descomponerse rápidamente en el suelo por la presencia de materia orgánica, carbonatos y sustancias reductoras. Por ello, se realizó un ensayo previo para conocer el consumo improductivo de peróxido de hidrógeno en las muestras de estudio, sin adición de Fe. Para el estudio de la estabilidad del persulfato de sodio ($Na_2S_2O_8$), se realizaron una serie de ensayos con el fin de conocer la interacción de dicho compuesto con las muestras de interés: a las muestras tomadas se les añadió PS para estudiar su reacción con dichas muestras; posteriormente, se emplearon tres métodos de activación (nZVI, álcali y peróxido de hidrógeno –éste último estabilizado con fosfato de potasio monobásico (KH_2PO_4) y sin estabilizar-).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El flujo subterráneo en la zona estudiada presenta una dirección NNE-SSW, con un aporte de agua del acuífero aluvial al río Jarama, que es ganador en esta zona (Fig. 1). El corte hidrogeológico refleja el espesor reducido del acuífero y su desconexión hídrica con el acuífero correspondiente a la terraza inmediatamente superior, que es drenada por manantiales situados en el contacto entre la terraza y los materiales terciarios impermeables que afloran bajo la misma.

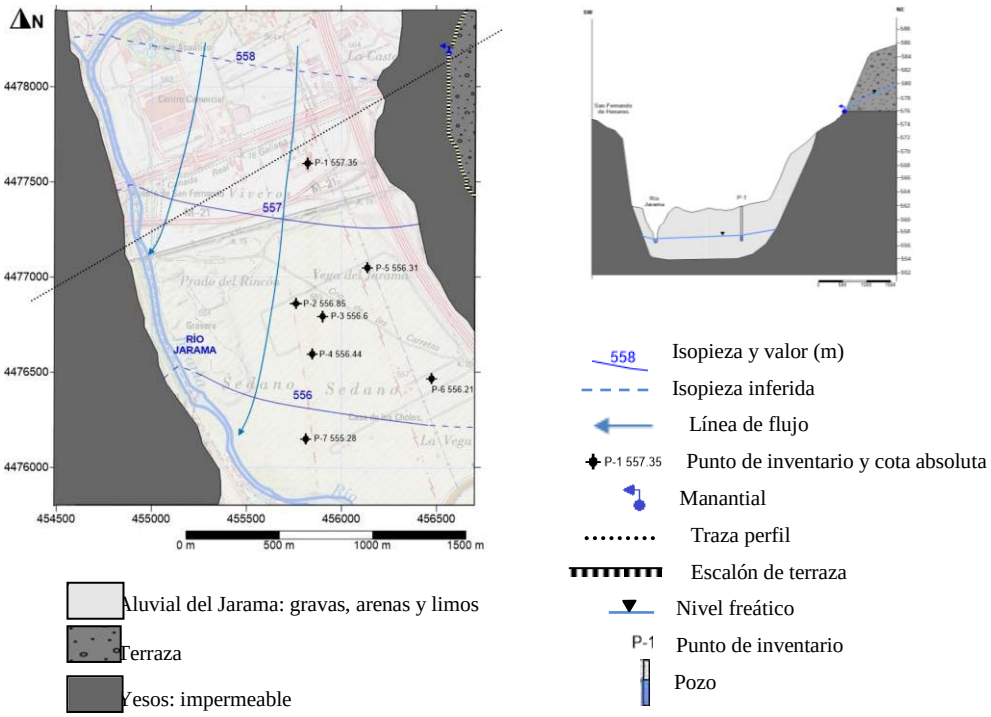


FIGURA 1. *Mapa de isopiezas y corte hidrogeológico de la zona de estudio.*

Respecto a la composición química del agua del acuífero, los valores de pH varían entre 7,29 y 7,55 y la conductividad entre 833,1 y 901,2 µS/cm, valores coherentes con un acuífero detrítico en contacto con materiales evaporíticos. Se trata de un agua sulfatada magnésico-cálcica con altas concentraciones de Cl^- y Na^+, composición condicionada por los materiales detríticos del aluvial del río Jarama en contacto con los yesos miocenos que se encuentran en su base. El contenido en amonio, nitritos y nitratos es bajo, lo que parece indicar que no hay focos de contaminación agrícola o urbana en las proximidades.

Las analíticas de los compuestos volátiles, tanto en agua como en suelo no reflejan rastros de hidrocarburos en las a muestras.

La Tabla I muestra los valores de pH, conductividad eléctrica (CE), materia orgánica del suelo (MOS), contenido en carbonatos, clasificación textural y capacidad de intercambio catiónico de las muestras de suelo. El pH obtenido es de moderadamente alcalino para las muestras 2, 3 y 5, a fuertemente alcalino para las muestras SJ, 1 y 4. Estos valores pueden producir reacciones indeseables de secuestro de radicales, especialmente del radical hidroxilo. La CE de las muestras de suelo es muy baja.

Los resultados reflejan valores muy altos de MOS, ya que todas superan el 2 % (4,14- 8,26%). Dado el tipo de suelo y la profundidad a la que se encuentra, el contenido en MOS no debería ser elevado, por lo que puede haberse incorporado C inorgánico aumentando los valores porcentuales. La alta presencia de MOS puede producir un alto consumo improductivo de oxidante, especialmente en el caso del reactivo Fenton.
Respecto al contenido en carbonatos, las muestras SJ, 3 y 4 presentan contenidos bajos (6,45 – 7,60%), mientras que las muestras 1, 2 y 5 presentan contenidos normales (12,36 – 16,28%). La presencia de carbonatos puede producir un secuestro del radical hidroxilo.

La clasificación textural, que se realizó mediante el uso del triángulo de textura (USDA), y el análisis granulométrico indican que las muestras 3 y 4 son las que presentan mayor permeabilidad, lo que facilita el desplazamiento del contaminante en la dirección del flujo subterráneo. En el resto, el contaminante se desplazaría más lentamente y podría quedar retenido en las zonas con mayor contenido en arcillas.
En cuanto a la capacidad de intercambio catiónico (CIC), SJ y 5 poseen una CIC baja, mientras que el resto de las muestras analizadas reflejan una CIC moderada.

Los ensayos con oxidantes mostraron que, pasada una hora del comienzo del tratamiento, casi todo el peróxido de hidrógeno había sido consumido, y que transcurridas 24 horas la concentración de peróxido era casi inexistente. Dado que la concentración final de oxidante es 0, la demanda natural de oxidante (NOD) de todas las muestras es de 200 g/kg. De modo general, se considera que una NOD mayor de 20 g/kg supone un coste de oxidante muy alto y la necesidad de buscar otro sistema de oxidación más estable. Por ello, se descartó el peróxido de hidrógeno como oxidante y, por tanto, la aplicación del reactivo Fenton.

Muestra	pH	C.E.	M.O.S.	Contenido en	Clasificación textural	CIC

		(µS/cm)	(%)	Carbonatos (%)	(USDA)	meq/100g = cmol (+)/kg
SJ	8,30	248	4,14	7,37	Franco Arenoso	6,96
1	9,08	282	7,85	12,36	Franco Arcilloso	18,91
2	7,83	234	7,14	16,28	Franco Arcillo-Arenoso	16,96
3	7,67	235	4,28	7,60	Franco Arcillo-Arenoso	14,78
4	9,50	229	8,26	6,45	Franco Arcillo-Arenoso	17,17
5	7,65	200	6,42	13,71	Franco Arcilloso	6,96

TABLA I. *Resultados de la caracterización fisicoquímica de las muestras sólidas.*

Debido a que los estudios con peróxido de hidrógeno dieron como resultado un alto consumo improductivo de dicho oxidante, se decidió evaluar el persulfato de sodio (PS) como oxidante para el tratamiento ISCO, empleando diversos activadores. Para los diferentes experimentos se observó que: (1) con la adición a las muestras de PS sin activar, el consumo de PS a lo largo del tiempo era muy bajo independientemente de la muestra; (2) la activación alcalina (con NaOH) generó un consumo del 20% del PS transcurridos 21 días en todas las muestras, a excepción de SJ, en la que un día después del inicio del experimento se produjo un consumo de aproximadamente el 50% del PS inicial; (3) en el PS activado por nanopartículas de hierro, no se dieron cambios significativos en la concentración de PS tras la adición de las mismas; (4) al activar PS con peróxido de hidrógeno, los resultados mostraron un consumo aproximado del 12 % y que la concentración del peróxido disminuyó de forma drástica pasadas 24 horas, llegando a ser indetectable a los 3 días; y (5) el PS activado con peróxido de hidrógeno estabilizado con fosfato de potasio monobásico (KH_2PO_4), produjo un menor consumo de PS y de peróxido.

Como síntesis de los ensayos realizados, el empleo de PS como oxidante muestra resultados satisfactorios, ya que es estable en el suelo y no tiene un consumo improductivo importante, lo que permitiría su transporte en el subsuelo a distancias suficientemente altas para alcanzar la pluma de contaminación.

CONCLUSIONES

El flujo de agua subterránea en el acuífero aluvial presenta una dirección NNE-SSW, aportando agua al río Jarama, que es ganador en esta zona. El agua del acuífero es sulfatada magnésico-cálcica, muy influenciada por la composición sulfatada cálcica de los yesos terciarios situados en la base del aluvial del río Jarama. En la actualidad, transcurridos unos 23 años del vertido, el área no muestra restos de contaminación ni en el agua ni en el suelo.

En cuanto a los oxidantes más apropiados para realizar un ensayo de ISCO en la zona, los resultados indican que se daría un consumo improductivo del reactivo Fenton.

El empleo de PS como oxidante muestra resultados satisfactorios, si bien la elección del método de activación más adecuado requiere comparar también su eficacia en la eliminación de los contaminantes orgánicos, lo que se hará en un trabajo posterior.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio ha sido realizado en el marco de los proyectos REMISCO (CTM2013-43794-R) y CARESOIL (S2013/MAE-2739).

REFERENCIAS

Ecogest (1993): *Estudio de suelos y aguas subterráneas E.S. San Fernando.* Informe 76 pp y 5 Anexos. (Inédito)

Junco, F. y Calvo, J.P. (1983): Cuenca de Madrid. Libro Jubilar J. M. Ríos, *Geología de España*, II: 534-542.

Llamas, M.R. (1997): *Informe pericial sobre la contaminación de aguas subterráneas por hidrocarburos, en San Fernando de Henares* (Diligencias previas en el Juzgado de Instrucción nº 3 de Coslada). 75 pp.

Técnicas de Protección Ambiental S.A. (TPA) (1994): *Estudio de la descontaminación en los alrededores de la E.S. de San Fernando de Henares*. Repsol Comercial de Productos Petrolíferos. Informe y anexos.

Técnicas de Protección Ambiental S.A. (TPA) (1996): *Trabajos de descontaminación en la E.S. San Fernando de Henares.* Repsol Comercial de Productos Petrolíferos. Anexo a la documentación técnica Ref: IV/96. 8 anexos.

United States Department of Agriculture (USDA): www.usda.gov

Villarroya Gil, F. (1983): *Hidrogeología regional del Neógeno detrítico y el Cuaternario de la Cuenca del río Henares.* Colección Tesis Doctorales nº 147/83, Univ. Complutense de Madrid, 745 pp.

Condiciones ambientales de la Sima del Vapor: relación con la Falla de Alhama de Murcia y su actividad tectónica reciente

Relationship between the Vapor Cave and the Alhama de Murcia Fault:environmental conditions into de cave versus recent tectonic activity

R. Pérez-López[1], S. Sánchez-Moral[2], S. Cuezva[2], J.J. Martínez-Díaz[3], L. Quiles[4], E. Bañon[5]y A. Marcos-Nuez[4]

1 Área de Peligrosidad y Riesgos Geológicos. IGME, Instituto Geológico y Minero de España, C/Ríos Rosas 23, Madrid 28003,España, r.perez@igme.es
2 Dpto. de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, C/José Gutiérrez Abascal 2, Madrid 28006, España, ssmilk@mncn.csic.es, scuezva@mncn.csic.es
3 Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas de Madrid, Avda. Complutense S/N. Madrid 28004, España, jmdiaz@ucm.es
4 GERA - Grupo Especial de Rescate en Altura, Cuerpo de Bomberos de la Comunidad de Madrid Ctra. de la Coruña, km. 22, Madrid 28232, luisqui2001@hotmail.com, simarcosnuez@gmail.com
5 Espeleoclub RESALTES Murcia. tritom_99@yahoo.es

Resumen: La Sima del Vapor, localizada en Alhama de Murcia, presenta unas características ambientales que la hacen única en su género. A su elevada temperatura, 40ºC y su escasez en oxígeno, 17%, hay que sumarle una elevada cantidad de CO_2, 10.900 ppm, en sus escasos 85 metros de desarrollo vertical. En este trabajo, hemos llevado a cabo un muestreo del aire en el interior de la sima para estudiar la traza isotópica del CO_2 y del CH_4 y poder determinar su origen. Por otro lado, al estar desarrollada a favor de la Falla de Alhama de Murcia, hemos introducido una serie de registradores en continuo de temperatura y CO_2, para analizar su variabilidad en el tiempo y su potencial relación con la sismicidad asociada a dicha falla, y registrada entre septiembre del año 2015 y enero del 2016. En concreto, la cueva se desarrolla en el segmento de Alhama - Alcantarilla, con 21 km de longitud media y apareciendo como una falla en desagarre con componente inverso. Los perfiles de temperatura en profundidad indican un gradiente geotérmico sub-superficial de 3,2ºC/100m.

Palabras clave: falla activa, cueva, alta temperatura, CO_2, Murcia.

Abstract: *The Vapor cave, located within the Murcia province (SE of Spain), exhibits a peculiar environmental parameters, high temperature (40ºC), scarce oxygen (17%) and high values of CO_2 (>10,000 ppm).The depth reaches 80 m and it is constrained by the Alhama de Murcia Fault, one of the most seismically active faults in the Iberian Peninsula.In this work, we have carried out a gas content analysis for the atmosphere inside the cave, mainly CO_2 and CH_4, and their isotopic analysis. Moreover, a set of loggers were placed at different depths with the aim to get a temporal series of temperature and carbon dioxide. The correlation between these parameters and the earthquakes recorded in the vicinity brings us an opportunity for understanding the dynamics of this fault. The trace of this fault, approximately 21 km, with geometry of oblique sinistral fault, suggests a potential earthquake of M6. The estimated vertical geothermal gradient is 3.2ºC/100m.*

Key words: *active fault, cave, high temperature, CO_2, Murcia.*

INTRODUCCION

La Sima del Vapor se localiza en el municipio de Alhama de Murcia, en la Región de Murcia, en la vertiente sur del Cerro del Castillo. Este cerro pertenece a la Sierra de la Muela (Fig. 1), la cual está directamente relacionada con la falla de Alhama de Murcia (FAM), concretamente con el segmento de falla comprendido entre las localidades de Totana y de Alcantarilla (Martínez-Díaz et al., 2012a).

La falla de Alhama de Murcia, constituye una de las fallas tectónicamente más activa de la Península Ibérica, siendo la responsable del terremoto de Lorca del año 2011, de magnitud 5,1 (Martínez-Díaz et al., 2012b).

Esta falla es un desgarre (sinestral) con componente inversa, de orientación media NE-SO, buzando hacia el NO y mostrando diferentes segmentos delimitados por su orientación y la tasa de actividad tectónica. El segmento de Alhama - Alcantarilla, constituye uno de los segmentos menos estudiados de dicha falla (Fig. 1), con una longitud total cercana a 21 km y un potencial sísmico para generar terremotos de magnitud M6 (Wells y Coppersmith, 1994).

Martínez-Díaz et al. (2003 y 2012a), establecen una tasa de deformación tectónica para los últimos 120 ka de la FAM entre 0,15 y 0,21 mm/a, siendo algo menor a partir de trincheras para los últimos 30 ka, en torno a 0,06 mm/a y siendo para el segmento de Alhama-Alcantarilla, entre 0,03 y 0,06 mm/a.

La utilización de cuevas desarrolladas en fallas activas para reconstruir la historia paleosísmica de las mismas, constituye la denominada espeleosismología (Kagan et al., 2005, Pérez-López et al., 2009). En dicha disciplina, el estudio de los efectos geológicos de los terremotos dentro de las cuevas, permite inferir actividad pasada. Además, el hecho de que los espeleotemas sean fácilmente fechables con técnicas numéricas basadas en la serie de U-Th, permite situar dichos paleoterremotos dentro del registro geológico y completar así, el registro de una falla activa. En España, aparecen multitud de terrenos karstificables en zonas de actividad sísmica, representando una magnífica oportunidad para el estudio de dichas fallas desde otro punto de vista, donde la geología y la geoquímica van de la mano junto con la geofísica.

Pérez-López et al. (2015) muestran la variación de la cantidad de CO_2 en cuevas en relación a la actividad sísmica en la Sima de Benis (-350 m), localizada en Cieza a 50 km al norte de la Sima del Vapor, así como una relación directa entre la dinámica de la cueva y de la falla que controla el desarrollo en profundidad de dicha cueva.

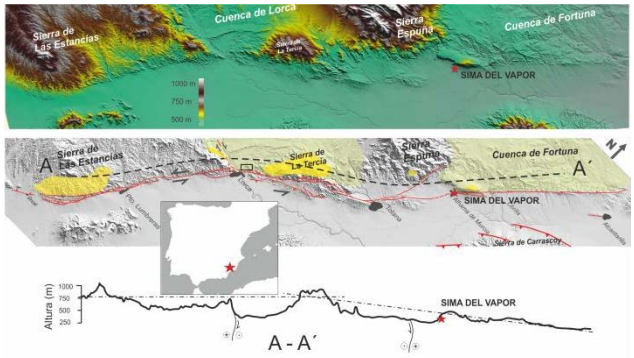


FIGURA 1. Traza de la Falla de Alhama de Murcia y localización de la Sima del Vapor en el segmento de Alhama - Alcantarilla, entre 17 y 23 km de longitud.

SIMA DEL VAPOR

La Sima del Vapor es una cavidad de dimensiones reducidas totalmente controlada por la orientación de la falla de Alhama de Murcia (NE-SO), así como de diaclasas conjugadas NO-SE (ver alzado en Fig. 2). Desarrollada sobre materiales del Triásico, afecta a unos conglomerados ocres y amarillentos, con restos de arcillas y lutitas versicolores. En la base de dicha unidad aparecen dolomías triásicas que podrían ser fuente de CO_2 por dedolomitización asociada a hidrotermalismo. Observando además la sección vertical, es el segmento de la FAM que genera el relieve de la Sierra de la Muela donde la cavidad profundiza en un pozo de sección circular, y cuyo diámetro de un par de metros se mantiene hasta el final, presentando zonas más amplias en diámetro a -50m.

Las condiciones ambientales en el interior de la cueva indican la relevancia de la actividad geodinámica e hidrotermalismo en la zona. Estudios previos habían indicado unas elevadas condiciones de temperatura y bajo contenido en oxígeno en su interior (Club Cuatro Picos, 1998), concretamente una temperatura de 43ºC y un valor de 17% de O_2 a -80 m. Estos valores y su cercanía a la falla de Alhama de Murcia nos incitaron a estudiar la relación entre dichas condiciones ambientales tan extremas con la actividad tectónica y sísmica en dicha falla.

En cuanto a la geoquímica de las aguas termales de los Baños de Alhama, localizados a escasos metros de la cavidad pero bastante más bajos en cuanto a altimetría, Cerón et al. (1998) muestran una temperatura en consonancia a los resultados obtenidos, de 41,4ºC, un pH de 6,8, con contenidos en Cl^- y HCO_3^- típicos de circulación de aguas por carbonatos. Por otro lado, la señal isotópica del CO_2 disuelto en agua oscila entre $-8<\delta^{13}C‰<-4$, lo que se interpretacomo origen profundo del CO_2, probablemente del manto superior.

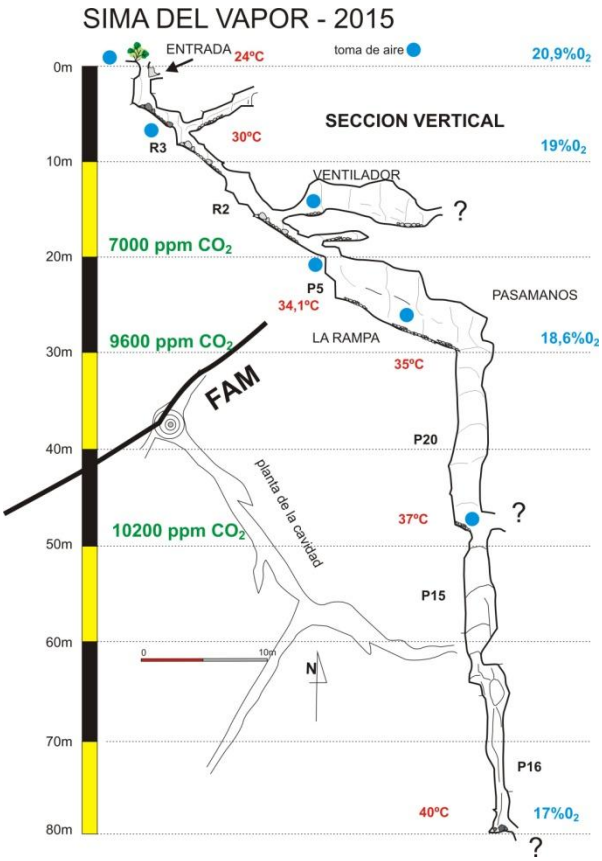


FIGURA 2. Topografía vertical de la Sima del Vapor, modificado a partir del dibujo original de Juanjo Ruiz de Almirón,Club Cuatro Picos (1998). Se observa en el desarrollo enplanta su relación con el segmento de la FAM. Los valores de CO_2, O_2 y temperatura se han obtenido en este trabajo. Los puntos azules constituyen zonas de muestreo de aire para estudio isotópico.

RESULTADOS

Como resultados preliminares, se han tomado una serie de medidas de temperatura, de contenido en CO_2

y de porcentaje de O_2 en el interior y exterior de la cavidad (ver Fig. 2 para localización). La temperatura se ha medido con un termopar de doble acoplamiento DELTAOHM con sensor tipo K, con 0,2ºC de resolución. Se han tomado durante tres días varias medidas en cada punto para un tiempo de respuesta de 5 minutos. Los datos se resumen en la figura 3. Se observa como la zona de intercambio de temperatura exterior aparece hasta 30 metros, estando por debajo un gradiente geotérmico de 3,2ºC/100m.

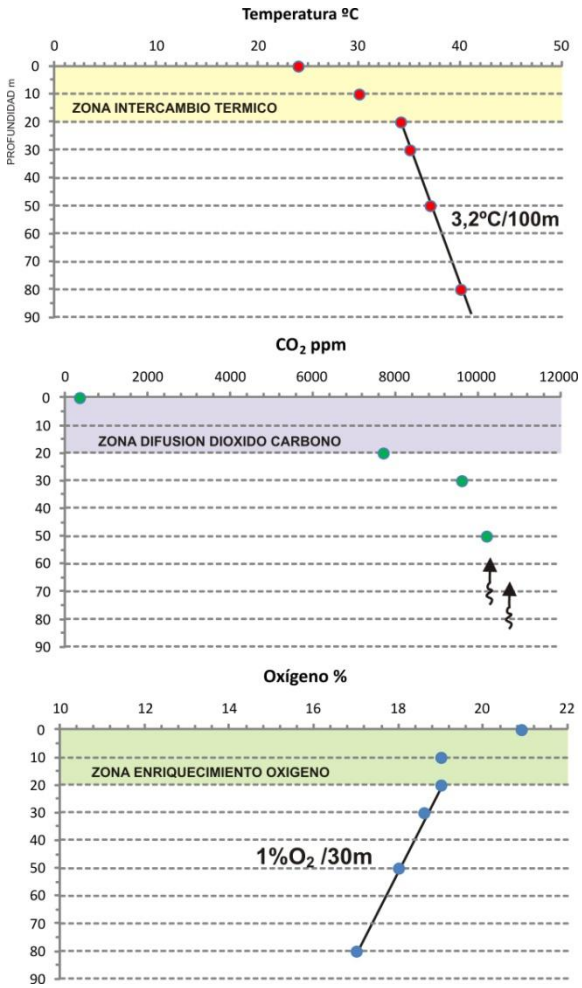


FIGURA 3. Gráfica con los valores de temperatura, cantidad de CO_2 y porcentaje de oxígeno en el interior de la Sima del Vapor, en relación a la profundidad. La zona de intercambio de estos valores con el exterior es a -20m. La intersección entre la parte superior de la cavidad con la FAM es a -30m.

El muestreo de aire en el interior de la sima se ha realizado mediante el llenado de bolsas de aire Tedlar (capacidad de 1L), provistas de un sistema de sellado que asegura la estanqueidad de la muestra hasta el momento de su análisis en el espectrómetro Picarro G2201-i, que permite el análisis de la concentración de CO_2 y CH_4 en aire así como sus señales isotópicas $\delta^{13}C$-CO_2 y $\delta^{13}C$-CH_4. Los resultados obtenidos muestran como la concentración de CO_2 aumenta progresivamente en profundidad hasta superar las 10200 ppm a -50 m, con valores del $\delta^{13}C$-CO_2 entre -4,7 y -6,4‰ y que confirman su origen endógeno. Los valores de CH_4 en la sima van de 930 a 1300 ppb, bastante por debajo de los valores atmosféricos (1900 ppb) y del suelo externo (1800 ppb), y parecen confirmar el papel de las atmósferas subterráneas como sumideros de metano (Fernández-Cortés et al., 2015).

Los valores de O_2 con la profundidad se han medido con un registrador GASMAN y un VENTIX M4. La figura 3 muestra como decrece con la profundidad, mostrando un gradiente negativo aproximado de 1% cada 30 m.

Finalmente, se han colocado una serie de sensores de temperatura y CO_2 con el fin de registrar las variaciones de estos parámetros en relación a la actividad sísmica cercana. En concreto, se han colocado dos sensores de tipo SENSAIR para CO_2 al 1%, con registro cada 30 minutos, en carcasa con atmósfera secante, varios registradores HOBO para tomar un dato de temperatura cada 20 minutos con una resolución de 0,1ºC y un registrador de temperatura SEABIRD en la parte profunda (-70 m), para registrar temperatura cada 30 minutos con una resolución de 0,01ºC.

Se han registrado varios terremotos cercanos en la zona, siendo el mayor de magnitud M3,2 a 20 km al sur de la cavidad, y el más cercano ocurrió a 2,3 km al SE, con una magnitud de M1,5 a 4 km de profundidad (www.ign.es).

CONCLUSIONES

(1) La Sima del Vapor es una cavidad desarrollada a favor de la falla de Alhama de Murcia, en el segmento Alhama-Alcantarilla, el cual presenta una longitud de 21 km y un potencial sísmico de terremotos de magnitud M6.

(2) Las condiciones ambientales de la cavidad están fuertemente afectadas por la actividad tectónica de la zona, con un gradiente sub-superficial de 3,2ºC/100m y valores de CO_2 superiores a 10000 ppm a -50 m.

(4) La zona de intercambio entre la cavidad y el exterior de la misma se produce a 20 m de profundidad.

(3) Los valores isotópicos del $^{13}\delta C$ sugieren un origen profundo del CO_2, probablemente del manto superior, lo que sugiere que la FAM rompe toda la corteza superior en este punto.

En cuanto al futuro, además de la monitorización de CO_2 y de temperatura, se va a realizar una monitorización de gas radón con un registrador CANARY PRO. Además, entre la UCM y el IGNse ha colocado una red de sismógrafos portátiles, con el fin de detectar terremotos por debajo de la magnitud de completitud de M1.5 de la Red Sísmica Nacional (IGN). Sin embargo, debido a las extremas condiciones ambientales (Fig. 4), cada entrada a esta cavidad representa un esfuerzo personal de todo el equipo, lo

que reduce la posibilidad de llevar a cabo un monitoreo de forma más sencilla.

FIGURA 4. Detalle del pasamanos de acceso al pozo del Agobio, sección vertical de la Sima del Vapor. Se observa la litología de conglomerados versicolores y los problemas respiratorios en este punto, a -30 m.

AGRADECIMIENTOS

Gracias a la Concejalía de Medio Ambiente del Ayuntamiento de Alhama de Murcia, y a Miguel Águila. Gracias también al Cuerpo de Bomberos de la Comunidad de Madrid. Este trabajo ha sido financiado parcialmente por los proyectos SISMOSIMA, CGL2013-47412-C2-2-P, INTERGEO CGL2013-47412-C2-1-P y el proyecto CGL2013-43324-R en los análisis isotópicos del C.

REFERENCIAS

Cerón, J.C., Martín-Vallejo M. y García-Rossell, L. (1998): Geoquímica de las aguas termales con CO_2 del SE de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos,*54: 199-207.

Club Cuatro Picos (1998): La Sima del Vapor de Alhama de Murcia. *Subterránea*: *Revista de Espeleología,* 9: 36-43.

Fernández-Cortés, A., Cuezva, S., Alvarez-Gallego, M., Garcia-Antón, E., Pla, C., Benavente, D., Jurado, V., Saiz-Jiménez, C. y Sanchez-Moral S. (2015): Subterranean atmospheres may act as daily methane sinks. *Nature communications,* 6, article 7003.

Kagan, E.J., Agnon, A., Bar-Matthews M. y Ayalon, A. (2005): Dating large infrequent earthquakes by damaged cave deposits. *Geology,* 33(4): 261–264.

Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L. y Santanach, P. (2003): Effects of repeated paleoearthquakes on the Alhama de Murcia Fault (Betic Cordillera, Spain) on the Quaternary evolution of an alluvial fan system. *Annals of Geophysics,* 46(5): 775-791.

Martínez-Díaz, J.J., Masana, E. Y Ortuño, M. (2012a): Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology,* 38, 269-286.

Martínez-Díaz, J. J., Bejar-Pizarro, M.,Álvarez-Gómez, J.A., Mancilla, F. de L., Stich, D., Herrera,G., Morales, J. (2012b): Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture: The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake. *Tectonophysics,* 546–547: 28–37.

Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J.L., Martínez-Díaz, J.J., Marcos-Nuez, A.,Silva, P.G., Bejar, M. y Calvo, J.P. (2009): Spelaeoseismology and palaeoseismicity of the "Benis Cave" (Murcia, SE of Spain): coseismic effects of the 1999 Mula earthquake (mb 4.8). *Geological Society of London Special Publications,* 316, 207-216.

Pérez-López, R., Patyniak, M., Sánchez-Moral, S., Bañón, E., Manzanares, A., Giner-Robles, J.L., Silva, P.G., Cuezva, S., López-Gutierrez, J. y Rodríguez-Pascua, M.A. (2015): Relationship between CO_2 content in fault caves and microseismicity. Final Proceedings. En: *Advances in ActiveTectonics and Speleotectonics*, Vienna, Austria (IvoBaroň, Kurt Decker, Esther Hintersberger, IvankaMitrovič, & Lukas Plan, eds.). 28 p.

Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America,* 84, 974–1002.

Aplicación del análisis de series temporales a la respuesta hidrodinámica del acuífero aluvial del Bajo Guadalhorce (Málaga) y de otros sistemas hidrológicos relacionados

Application of time series analysis to the hydrodynamic response of Bajo Guadalhorce alluvial aquifer (Málaga) and other related hydrological systems

J.M. Nieto[1] y B. Andreo[1]

1 Departamento de Geología y Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA), 29071, Málaga, España. nietolopezjm@uma.es

Resumen: El análisis de series temporales permite conocer y comprender los fenómenos periódicos que se producen en un sistema hidrológico y, en su caso, llevar a cabo la modelización y predicción de la señal. Se ha aplicado el análisis correlatorio y espectral a varios registros continuos de datos: nivel piezométrico en el sector costero del acuífero aluvial del Bajo Guadalhorce (Málaga), mareas, y altura de lámina de agua en el río Guadalhorce y en un humedal situado cerca de la desembocadura (laguna Escondida). Esto ha permitido constatar la inercia de los sistemas hidrológicos y la influencia que ejerce la señal de las mareas sobre las masas de agua, con fenómenos periódicos de 6, 12 y 24 horas en el río Guadalhorce, que se ven amortiguados en el acuífero aluvial y en la laguna Escondida. Se ha puesto de manifiesto la influencia que tiene el Mar Mediterráneo sobre el resto de sistemas hidrológicos y las relaciones existentes entre ellos, lo que resulta de interés para la toma de decisiones que afectan a la gestión de dichos sistemas.

Palabras clave: acuífero aluvial, análisis correlatorio y espectral, humedal, mareas, nivel piezométrico

Abstract: *Correlatory and spectral analysis allows the knowledge and understanding of periodic phenomena of a hydrological system and, in this case, modeling and prediction of the signal. Correlatory and spectral analysis was applied to various continuous data records: piezometric level in the coastal area of Bajo Guadalhorce alluvial aquifer (Málaga), tides record and water table of Guadalhorce River and of a wetland (Escondida) located close to the river mouth. This has allowed to confirm the inertia of hydrological systems and the influence of the tidal signal over all of them, with periodical phenomena of 6, 12 and 24 hours in Guadalhorce River, with less influence in the alluvial aquifer and in Escondida Wetland. These analysis probe the influence of the Mediterranean Sea over the hydrological systems and their relationships, which is interesting for decision making about their management.*

Key words: *alluvial aquifer, correlatory and spectral analysis, wetland, tides, piezometric level*

INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

El análisis de series temporales es una herramienta ampliamente utilizada en el campo de la hidrología para estudiar la variabilidad temporal de una serie de datos. Así, es posible conocer y comprender los fenómenos periódicos que se producen en un sistema hidrológico y, gracias a ello, poder llevar a cabo la modelización y predicción de la señal.

Estos análisis se han aplicado en el sector costero del acuífero aluvial del Bajo Guadalhorce, ubicado dentro de la denominada cuenca sedimentaria de Málaga (Fig. 1A). El relleno de esta cuenca está formado por materiales de edad Neógeno-Cuaternario poco deformados (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1991). Los materiales más antiguos son calcarenitas y conglomerados del Mioceno Superior. Sobre ellos, se encuentran sedimentos pliocenos: un conglomerado basal (acuífero confinado) y una potente serie margosa con intercalaciones arenosas hacia techo (Fig. 1B). Las intercalaciones arenosas del Plioceno constituyen acuíferos de carácter confinado o semiconfinado, cuya potencia no suele exceder 20 m (IGME, 1983; Linares *et al.,* 1988). Encima, se encuentran las gravas, arenas, limos y arcillas depositadas por el río Guadalhorce, que constituyen el acuífero aluvial, de carácter libre. En la zona del aeropuerto de Málaga se encuentran los mayores espesores de este acuífero (50 m, según Linares *et al*., 1995).

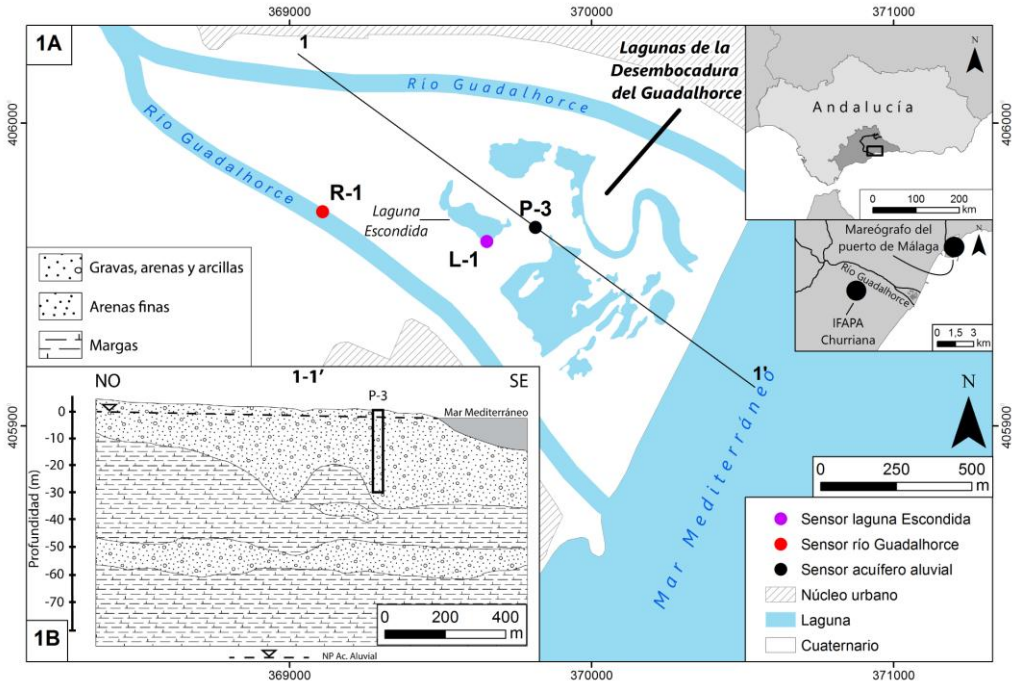


FIGURA 1. Localización del área de estudio (A), en la que se muestran los humedales y los dos brazos del río, y corte hidrogeológico 1-1' (B)

En las proximidades de la desembocadura del río Guadalhorce se encuentra un complejo lagunar de origen antrópico (Fig. 1A) que presenta una estrecha relación con las aguas subterráneas del acuífero aluvial. En el marco de unas investigaciones que se están realizando en la zona, se han instalado sensores de registro continuo de nivel del agua en el sondeo P-3, en el río Guadalhorce (R-1) y en la laguna Escondida (L-1) (Fig. 1A).

En este trabajo se lleva a cabo el análisis de series temporales de las señales hidrodinámicas obtenidas por los sensores antes mencionados, así como de las señales del nivel del mar y de las precipitaciones. Los resultados permiten caracterizar los diversos sistemas hidrológicos que se encuentran en la zona de estudio y comprender las relaciones que tienen lugar entre ellos, así como ayudar a la toma de decisiones en la gestión de los humedales del Paraje Natural de la Desembocadura del Guadalhorce.

METODOLOGÍA

Los sensores P-3, L-1 y R-1 se encuentran alejados de la línea de costa 626 m, 754 m y 1.289 m, respectivamente. El sondeo P-3 tiene una profundidad de 30 m, está ranurado en su totalidad y capta exclusivamente el acuífero cuaternario. La laguna Escondida, en la que se sitúa el sensor L-1, es el humedal de mayor profundidad (4 m), con las aguas de menor conductividad eléctrica (~15 mS/cm) de todo el complejo lagunar. El último sensor (R-1) se encuentra situado en el brazo derecho del río Guadalhorce.

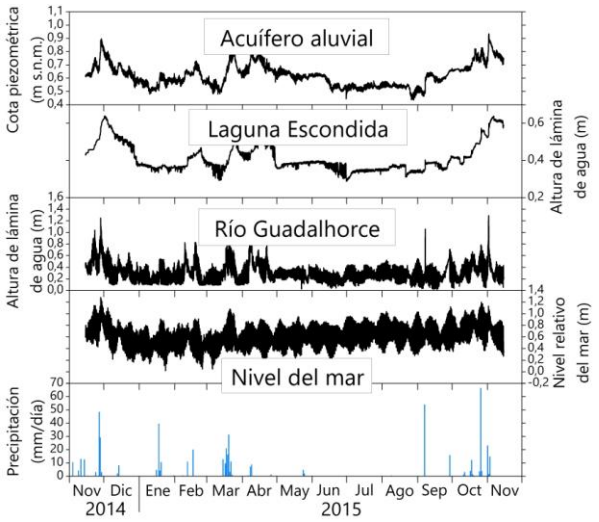


FIGURA 2. Evoluciones temporales de la altura de lámina de agua registrada, con periodicidad horaria, por los sensores instalados en la laguna Escondida, el acuífero aluvial y el río Guadalhorce, junto con los datos de nivel relativo del mar y de las precipitaciones.

Todos los registros obtenidos por los sensores (Fig. 2) corresponden a un año, entre las 00:00 horas del 14 de noviembre de 2014 y las 23:00 horas del 13 de noviembre de 2015, con periodicidad horaria. Como complemento de estos sensores se han obtenido los datos horarios de nivel relativo del mar, registrados en el mareógrafo "Málaga_3", localizado en el puerto de Málaga (Fig. 1A), y disponibles en la web de Puertos del Estado (www.puertos.es). Así mismo, se han recopilado los datos de precipitación horaria registrados en la estación meteorológica "IFAPA Churriana", perteneciente a la Consejería de Agricultura, Pesca y Desarrollo Rural de la Junta de

Andalucía y localizada a 4 km al oeste del área de estudio.

La metodología utilizada para el estudio de series temporales es el análisis correlatorio y espectral, desarrollado por Jenkins y Watts (1968). La aplicación de estos métodos en los sistemas hidrológicos fue introducida por Mangin (1984) y han sido ampliamente utilizados en acuíferos costeros (Zhou *et al*., 2006) y en humedales (Foster, 2007).

Dichas metodologías se basan en el análisis de las señales de entrada y de salida en un sistema hidrológico y permiten obtener información sobre los fenómenos periódicos que tienen lugar en él. Se pueden aplicar en el dominio temporal (análisis correlatorio) y en el dominio de las frecuencias (análisis espectral), tanto de forma simple como cruzada. En este caso, se toman como señales de entrada o causa las precipitaciones y las variaciones del nivel del mar y como señales de salida o efecto las variaciones de altura de lámina de agua en la laguna Escondida, el río Guadalhorce y el acuífero aluvial.

Las evoluciones temporales que se muestran en la figura 2 permiten observar la respuesta ascendente que presentan los niveles del agua de la laguna Escondida, del río Guadalhorce y del acuífero aluvial a las precipitaciones, con aumentos en las épocas lluviosas. Así mismo, se puede apreciar la influencia directa que ejercen las oscilaciones mareales sobre el río Guadalhorce y sobre el acuífero aluvial.

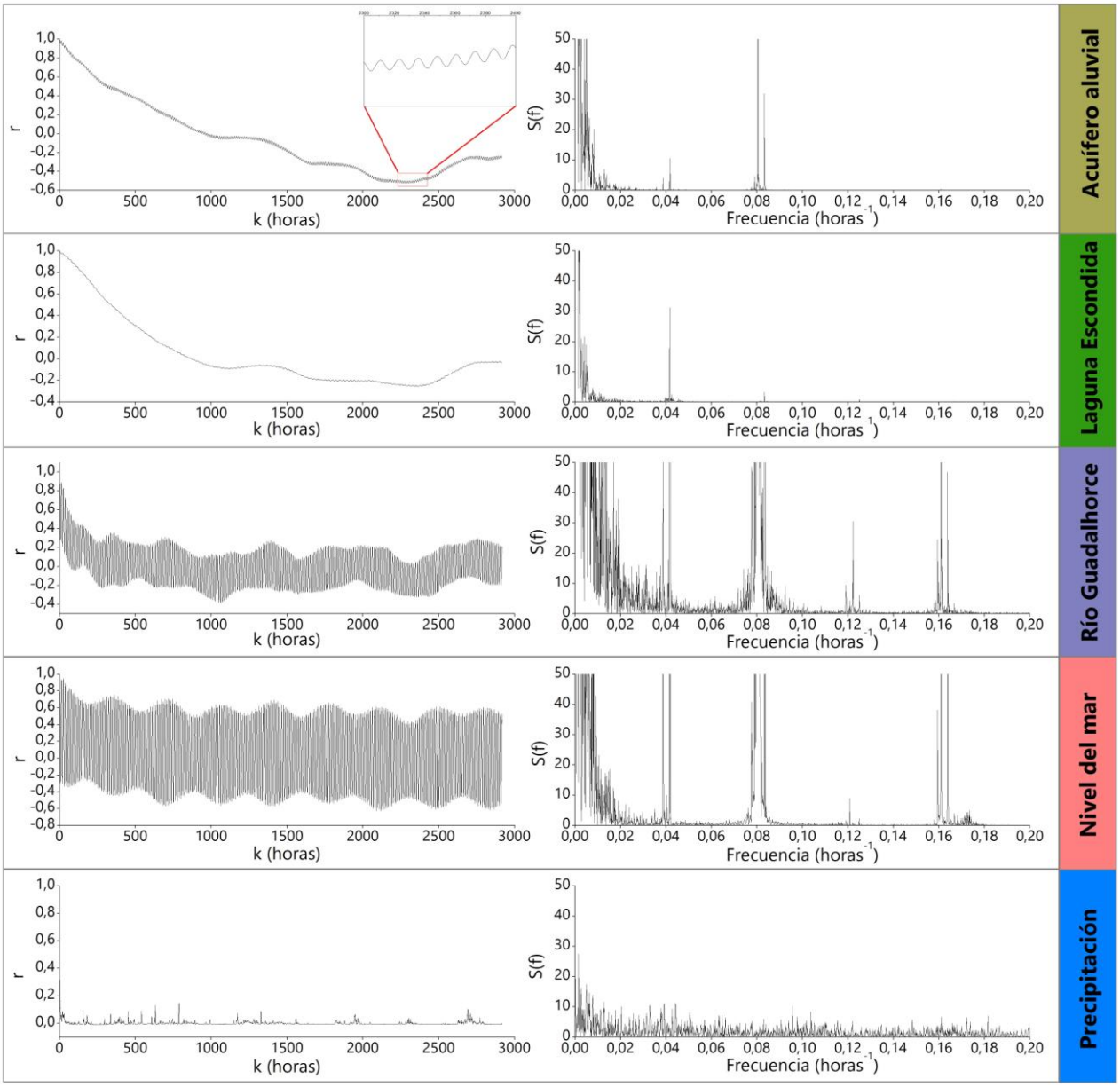


FIGURA 3. Resultados del análisis correlatorio (izquierda) y espectral simple (derecha) de las series temporales de datos de precipitación, nivel del mar, nivel piezométrico en el acuífero aluvial y altura de lámina de agua en la laguna Escondida y en el río Guadalhorce. k = paso de tiempo; r = coef. de correlación; S(f) = espectro de frecuencia.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La aplicación del análisis correlatorio a los registros de datos hidrodinámicos de acuífero, laguna y río (Fig. 3) pone de manifiesto la amortiguación que presentan con respecto a las señales de entrada o causa (precipitaciones y nivel del mar), con curvas ligeramente inclinadas. Se observa una notable influencia de la señal de nivel del mar sobre el acuífero aluvial y el río Guadalhorce, cuyos correlogramas dibujan ciclos periódicos asociados a las mareas.

Por otro lado, el análisis espectral ha permitido detectar diversos fenómenos periódicos (Fig. 3) en las señales estudiadas. En lo que respecta a las denominadas señales de entrada o causa (precipitaciones y nivel del mar) destaca el periodo de aproximadamente 12 horas en la segunda, reflejo de las mareas semidiurnas. Resaltan también fenómenos de 6 y 24 horas, mientras que en la señal de las precipitaciones no se ha identificado periodo alguno relevante.

En las señales de salida (o respuesta) se observa la influencia que ejercen las mareas sobre el río Guadalhorce, con idénticos fenómenos periódicos, aunque con menor amplitud de oscilación. Dicha influencia sufre cierta amortiguación en el acuífero aluvial (Nieto *et al*., 2016), con fenómenos de 12 y 24 horas más atenuados. La atenuación de la señal se aprecia de forma más acentuada en la transición desde el acuífero a la laguna Escondida, en la que el periodo de 24 horas (asociado a los ciclos de evaporación diarios) cobra mayor importancia.

Estos resultados demuestran la influencia que ejerce el Mar Mediterráneo (señal de entrada) sobre el resto de sistemas hidrológicos (señales de salida), aunque de forma atenuada en el acuífero aluvial y en la laguna Escondida. La influencia del mar es claramente más marcada que la de las precipitaciones y la de la evaporación.

CONCLUSIONES

Se ha llevado a cabo un análisis correlatorio y espectral sobre diversas variables hidrológicas del sector costero del Bajo Guadalhorce: precipitaciones, nivel del mar, nivel piezométrico en el acuífero aluvial y altura de lámina de agua en el río Guadalhorce y en una laguna próxima a la desembocadura.

Los resultados del análisis correlatorio ponen de manifiesto la capacidad de amortiguación que presentan los sistemas hidrológicos estudiados, ante las señales de entrada o causa, y la mayor influencia de la señal de las mareas sobre el acuífero aluvial y el río Guadalhorce en su desembocadura.

El análisis espectral, por su parte, ha permitido la identificación de varios fenómenos periódicos, entre los que destaca el constituyente semidiurno de mareas (12 horas), repetido en todas las señales (a excepción de las precipitaciones). Además, se observan periodos de 6 y 24 horas, también debidos a las mareas. No obstante, el periodo de 24 horas deducido en la laguna puede corresponder a los ciclos de evaporación día-noche, a las mareas o a ambos.

Se ha demostrado la utilidad del análisis de series temporales para evaluar las relaciones hidrodinámicas que pueden existir entre diversos sistemas hidrológicos (acuífero, laguna, río y mar), así como la posible influencia de las precipitaciones. Por tanto, se comprueba la potencialidad que poseen los análisis de respuestas hidrodinámicas para caracterizar los sistemas hidrológicos y para ayudar a la toma de decisiones a la hora de gestionarlos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución del Grupo RNM 308 de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

Foster, L.D. (2007): *Using frequency analysis to determine wetland hydroperiod*. Graduate Theses and Dissertations. University of South Florida. 120 p.

IGME (1983): *Investigación hidrogeológica de las cuencas del sur de España (sector occidental)*. Informe técnico nº 5, Sistema Acuífero nº 37 (Detrítico de Málaga), 130 p.

Jenkins, G.M. y Watts, D.G. (1968): *Spectral analysis and its applications*. Holden-Day, San Francisco, 525 p.

Linares, L., López Geta, J.A. y Parra y Alfaro, J.L. (1988): En: *TIAC '88, Tecnología de la intrusión en acuíferos costeros*, 287-315.

Linares, L., López Arechavala, G., López Geta, J.A. y Rubio, J.C. (1995): En: *VI Simposio de Hidrogeología*, Sevilla, 19, 435-447.

Mangin, A. (1984): Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrales. *Journal of Hydrology*, 67: 25-43.

Nieto, J.M.; Andreo, B. y Mudarra, M. (2016): Estimación de parámetros hidrogeológicos en los acuíferos costeros del Bajo Guadalhorce (Málaga) mediante el análisis de la influencia de las mareas. *Geogaceta*, 59. En prensa.

Sanz de Galdeano, C. y López Garrico, A.C. (1991): *Geodinamica Acta*, 5(3), 173-186.

Zhou, X., Ruan, C., Yang, Y., Fang, B. y Ou, Y. (2006): Tidal effects of groundwater levels in the coastal aquifers near Beihai, China. *Environmental Geology*, 51: 517-525.

Caracterización hidroquímica e isotópica preliminar del agua drenada por algunos manantiales de las sierras Tejeda, Almijara, Guájares y Albuñuelas (Provincias de Málaga y Granada)

Preliminary hydrochemical and isotopic characterization of spring groundwater of the carbonate aquifers in sierras Tejeda, Almijara, Guájares and Albuñuelas (Malaga and Granada provinces)

J. Prieto[1], B. Andreo[1], J.J. Durán[2], L. Fernández[2] y M. Mudarra[1]

1 Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga, 29071, Málaga, España. prieto@uma.es, andreo@uma.es, mmudarra@uma.es
2 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), C/ Ríos Rosas 23, 28003, Madrid, España. jjduran@igme.es, ml.fernandez@igme.es

Resumen: Las sierras Tejeda, Almijara, Guájares y Albuñuelas están formadas por mármoles alpujárrides que constituyen un sistema de acuíferos de cierta entidad. El objetivo del presente trabajo es contribuir a la caracterización hidroquímica e isotópica de las aguas subterráneas de estos acuíferos. Los resultados muestran que predominan las aguas de facies bicarbonatada cálcica y cálcico-magnésica, aunque algunos tienen influencia sulfatada. De hecho, el agua del manantial de Maro es de facies sulfatada cálcica. Las aguas de los manantiales con elevados contenidos en sulfatos presentan los valores menos negativos de $\delta^{13}C$, es decir, existe una relación entre la concentración de dicho anión y el tiempo de residencia del agua en el acuífero. La distribución espacial de la composición isotópica ($\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$) muestra, en general, un aumento de los valores isotópicos en las aguas de los manantiales desde el oeste hacia el este del área de estudio. Las aguas de los manantiales que drenan la sierra de Albuñuelas presentan una composición isotópica aparentemente menos influenciada por precipitaciones de procedencia mediterránea.

Palabras clave: Agua subterránea, hidroquímica, isótopos estables ($\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$-$\delta^{13}C$), mármoles alpujárrides

Abstract: *The Tejeda, Almijara and Albuñuelas sierras are a large outcrop of alpujarride marbles, which constitute a large entity aquifers system. The aim of this work is to contribute to the hydrochemical and isotopic groundwater characterization of the study area. The results show that the principal hydrochemical facies are calcium bicarbonate and calcium-magnesium bicarbonate, except the water from Maro spring, which is calcium sulphate. The groundwater with high sulphate concentration shows less negative values of $\delta^{13}C$, which proves a relationship between this anion and the residence time of the water into the aquifer. The spatial distribution of the isotopic composition ($\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$) shows an enrichment in the values from the western springs to those the eastern. The springs of sierra de Albuñuelas have an isotopic composition of water apparently less influenced by precipitation with Mediterranean origin.*

Key words: *Alpujarride marbles, groundwater, hydrochemistry, stable isotopes ($\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$- $\delta^{13}C$)*

INTRODUCCIÓN

Las sierras Tejeda, Almijara, Guájares y Albuñuelas ocupan una superficie de 750 km^2 entre las provincias de Málaga y Granada (Fig. 1). Desde el punto de vista geológico, los materiales que constituyen estos macizos montañosos forman parte del Complejo Alpujárride, dentro de la Zona Interna de la Cordillera Bética. En el área de estudio se pueden diferenciar dos unidades tectónicas (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 2003): Almijara y Guájares. La unidad de Almijara aflora extensamente y tiene una sucesión estratigráfica que, de muro a techo, presenta esquistos del Paleozoico, mármoles dolomíticos y calizos con intercalaciones de calcoesquistos del Triásico Medio y mármoles dolomíticos del Triásico Superior.

Desde el punto de vista hidrogeológico, la zona de estudio se divide en diferentes masas de agua subterránea (Diputación Provincial de Málaga-IGME-UMA, 2007). Estos acuíferos están formados por un gran afloramiento de mármoles triásicos que descansan sobre una potente serie de materiales metapelíticos.

La recarga se produce por infiltración directa de agua de lluvia y, a veces, de fusión nival. No existe un desarrollo exokárstico importante, lo que supone que no predominen los puntos de infiltración preferencial y, por tanto, prevalezca la de tipo difusa. La descarga se produce principalmente en régimen natural.

El Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1983) y el Servicio Geológico de Obras Públicas (SGOP, 1991) fueron los primeros en elaborar estudios hidrogeológicos generales de las sierras Tejeda y Almijara. Son numerosos los trabajos previos sobre la hidrogeología de esta área, aunque la mayoría de ellos se han centrado en pequeños sectores, como el entorno de la Cueva de Nerja (Andreo y Carrasco, 1993; Liñán *et al*., 2000; Vadillo *et al.,* 2016).

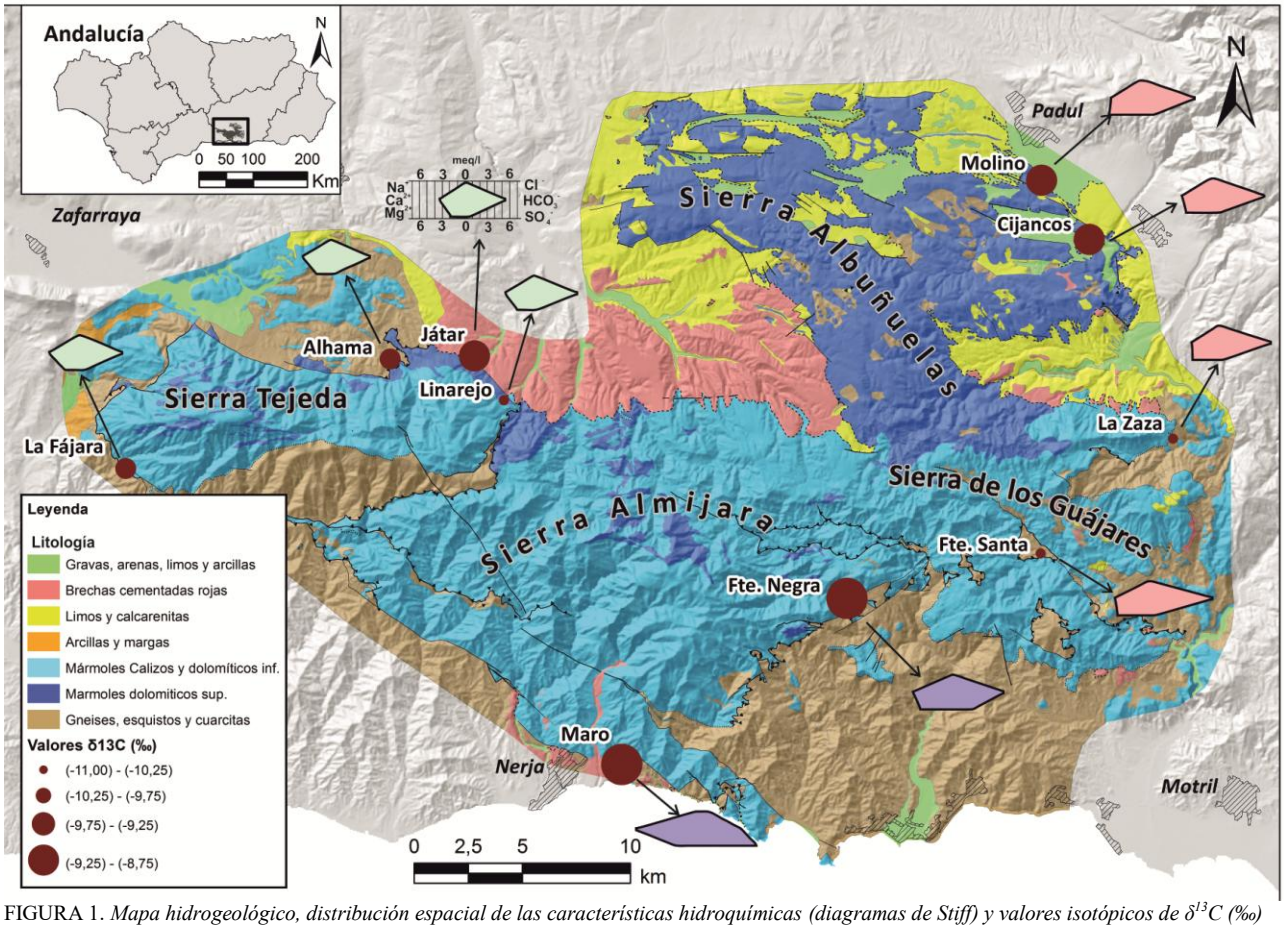


FIGURA 1. *Mapa hidrogeológico, distribución espacial de las características hidroquímicas (diagramas de Stiff) y valores isotópicos de* $\delta^{13}C$ *(‰)*

En este trabajo se presentan los resultados preliminares de un estudio regional que pretende contribuir al conocimiento de las características hidroquímicas e isotópicas de los principales manantiales de las sierras Tejeda, Almijara, Guájares y Albuñuelas.

METODOLOGÍA

Desde junio de 2015 se está realizando un control de las respuestas naturales de los manantiales que se han considerado representativos en el área de estudio (Tabla I, Fig. 1). Los manantiales de sierra Tejeda y el de Maro han sido muestreados cada dos semanas aproximadamente, mientras que en el resto se han tomado muestras cada mes.

Los parámetros físico-químicos (conductividad eléctrica -CE- y temperatura) se han medido *in situ* con un equipo *WTW* modelo *3310.* Los análisis químicos e isotópicos se han llevado a cabo en el Laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. Los componentes químicos mayoritarios de cada muestra se han analizado mediante cromatografía iónica, con un equipo *METROHM,* modelo *881 Compact IC Pro* para aniones y modelo *930 compact IC Flex* para cationes. Para los análisis isotópicos se han utilizado equipos *PICARRO Cavity Ringdown spectrometer*, para obtener $\delta^{13}C$ (*modelo G1111-i*) y $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$ (*modelo L2120-i*).

RESULTADOS

Las aguas subterráneas del área de estudio son, en general, poco mineralizadas, con valores medios de conductividad eléctrica que varían entre 315 µS/cm (nacimiento de Játar) y 737 µS/cm (manantial de Maro) (Tabla I). La temperatura ha variado entre 11,6ºC en el agua del nacimiento del río Alhama y 19,4ºC en la del manantial de Maro.

En la tabla I se presentan los principales parámetros estadísticos (número de muestras, media y coeficiente de variación) de los valores de los componentes químicos mayoritarios del agua drenada por los manantiales controlados. A partir de los datos de dicha tabla se ha llevado a cabo un diagrama de Piper (Fig. 2) que pone de manifiesto la existencia de tres facies hidroquímicas principales: bicarbonatada cálcica, bicarbonatada cálcico-magnésica y sulfatada cálcica.

El agua de los manantiales del borde norte de sierra Tejeda tiene las concentraciones más bajas de SO_4^- (<8 mg/l). Sin embargo, la de los manantiales de Maro y Fuente Negra (Tabla I) presenta elevadas concentraciones de SO_4^- (239,8 y 81,2 mg/l, respectivamente) en comparación con el resto de manantiales estudiados.

Los valores isotópicos medios de $\delta^{13}C$ (Tabla I) obtenidos de las muestras de agua, varían entre -10,84‰ en el manantial de Linarejo y -8,76 ‰ en el de Maro. En la figura 1 se muestra la distribución

espacial de los valores de $\delta^{13}C$, así como la composición química en forma de diagrama de Stiff. Se puede observar que las aguas drenadas por los manantiales más orientales son de facies bicarbonatada cálcico-magnésica, mientras que las del resto son de facies bicarbonatada cálcica, excepto el manantial de Maro que drena agua de facies sulfatada cálcica.

	Manantial Cota (m s.n.m)	CE µS/cm	T^a (ºC)	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	TAC (mg/l)	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	δ13C (‰)
n	La Fájara 420	22	22	21	21	21	21	21	21	21	20
m		349	15,6	55,5	15,6	3,3	228,8	4,5	13,4	2,8	-9,91
CV (%)		8,26	4,07	6,25	24,89	25,33	8,98	20,05	13,78	25,75	-7,78
n	Játar 990	19	19	17	17	17	17	17	17	17	17
m		315	12,1	48,5	16,6	1,4	213,9	2,6	8,0	2,6	-9,52
CV (%)		0,25	0,48	5,14	8,29	14,50	2,00	7,29	9,48	6,28	-4,41
n	Alhama 1015	19	19	18	18	18	18	18	18	18	18
m		316	11,6	50,8	16,0	1,5	215,3	2,5	7,6	2,6	-10,10
CV (%)		0,30	0,00	5,00	5,80	15,21	1,18	4,86	2,13	7,66	-5,33
n	Linarejo 1020	17	17	16	16	16	16	16	16	16	16
m		340	12,8	52,3	18,0	1,5	238,0	2,6	6,5	1,9	-10,84
CV (%)		0,41	1,63	5,11	4,88	16,21	1,45	10,64	5,04	12,63	-4,06
n	Maro 120	20	20	20	20	20	20	20	20	20	18
m		737	19,4	120,1	28,2	12,4	217,6	24,2	239,8	1,4	-8,76
CV (%)		6,55	0,18	8,24	11,63	11,95	0,99	10,36	12,44	22,37	-8,04
n	Fte. Negra 420	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
m		536	16,3	72,1	35,4	2,5	279,6	4,4	81,2	1,9	-8,90
CV (%)		0,48	3,77	4,75	3,49	2,42	4,57	2,44	1,92	1,41	-9,24
n	Fte.Santa 430	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
m		517	18,8	64,0	35,5	3,7	348,2	6,6	14,5	2,4	-10,76
CV (%)		0,47	1,01	6,55	3,97	4,08	1,36	2,86	4,88	12,43	-5,52
n	La Zaza 680	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
m		416	15,8	49,7	28,4	2,6	283,9	5,1	10,8	2,3	-10,55
CV (%)		0,80	0,61	7,80	1,91	8,88	2,14	2,42	1,89	5,54	-6,66
n	Molino 729	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
m		502	16,8	56,6	36,4	6,0	291,2	9,7	40,2	8,1	-9,34
CV (%)		0,16	0,88	4,21	2,25	2,60	0,57	1,68	3,48	4,68	-1,23
n	Cijancos 700	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
m		441	16,4	56,7	29,2	4,8	281,5	7,0	16,6	8,7	-9,22
CV (%)		0,76	0,20	4,97	2,57	6,00	1,73	5,62	3,43	3,52	-4,41

TABLA I. *Parámetros físico-químicos, componentes químicos mayoritarios y valores de $\delta^{13}C$ del agua de los manantiales controlados (n=número de muestras; m=media; CV (%)=coeficiente de variación)*

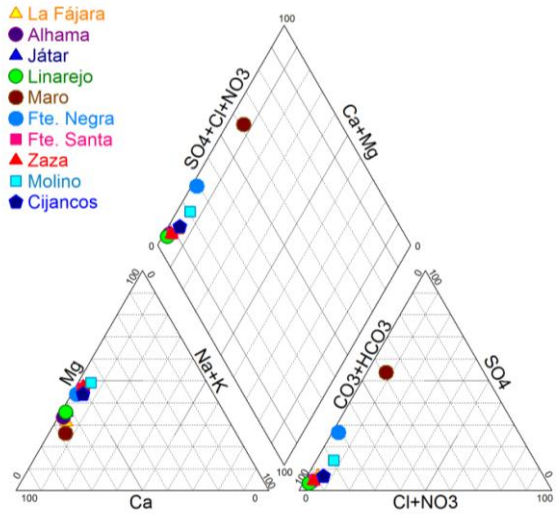


FIGURA 2. *Diagrama de Piper con los valores medios de los componentes químicos mayoritarios del agua de los manantiales*

En la tabla II se presentan los valores medios y el coeficiente de variacion de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$, así como del exceso de deuterio (d) de las aguas. El valor medio de $\delta^{18}O$ varía entre -8,26‰ (manantial de Játar) y -7,40‰ (Fuente Santa), mientras que el valor promedio de $\delta^{2}H$ está comprendido entre -43,89 ‰ en la Fuente Santa y -54,21 ‰ en la surgencia del Molino (Padul, Granada).

En la figura 3 se han representado los datos isotópicos ($\delta^{18}O$ frente a $\delta^{2}H$) de las aguas de las surgencias, la Línea Meteórica Mundial (LMM) y la Línea Meteórica del Mediterráneo Occidental (LMMo). Se puede apreciar que la mayoría de los puntos se distribuyen cerca de la LMMo, excepto los manantiales de Cijancos y Molino que se sitúan algo más próximos a la LMM.

Manantial	n	δ18O (‰)		δ2H (‰)		d (‰)	
		med	*cv*	*med*	*cv*	*med*	*cv*
Cijancos	5	-8,03	-0,89	-52,90	-0,58	11,30	3,98
Molino	4	-8,17	-1,06	-54,21	-0,21	11,15	6,98
La Zaza	4	-8,05	-0,64	-49,46	-0,17	14,94	3,05
Fte.Santa	4	-7,40	-0,92	-43,89	-0,29	15,34	3,41
Fte.Negra	2	-7,68	-0,33	-46,47	-0,17	14,93	1,88
La Fájara	21	-7,86	-1,59	-47,57	-1,68	15,29	2,94
Jatar	8	-8,26	-0,97	-51,05	-0,41	15,06	4,34
Linarejo	8	-8,18	-2,11	-50,04	-2,29	15,42	2,86
Alhama	8	-8,16	-0,70	-49,88	-0,43	15,42	2,33
Maro	19	-7,93	-2,35	-48,24	-3,09	15,20	3,50

TABLA II. *Isótopos de la molécula del agua en las muestras de agua de los manantiales (n=número de análisis; med= media; cv= coeficiente de variación en %; d= exceso de deuterio)*

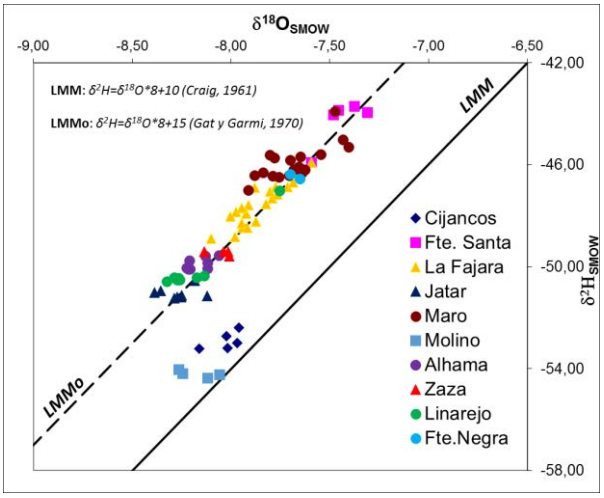


FIGURA 3. *Representación de la composición isotópica ($\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$) de las muestras de agua subterránea.* ***LMMo=*** *Línea Meteórica del Mediterráneo occidental,* ***LMM=*** *Línea Meteórica Mundial*

Los manantiales que drenan la vertiente septentrional de sierra Tejeda (Alhama, Játar y Linarejo) presentan la composición isotópica más empobrecida, mientras que los valores menos negativos se registran en el agua de la Fuente Santa. Por otro lado, las muestras de los manantiales de Maro y La Fájara tienen composiciones isotópicas intermedias y mayor dispersión que el resto de surgencias.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Sierra Tejeda está formada mayoritariamente por mármoles calizos, lo cual explica por qué sus manantiales (La Fájara, Játar, Alhama y Linarejo) drenan aguas de facies bicarbonatada cálcica. El agua del resto de surgencias del área de estudio presenta facies bicarbonatada cálcico-magnésica, debido al predominio de mármoles dolomíticos en los acuíferos que drenan. Esto es particularmente patente en las aguas de los manantiales de la sierra de Albuñuelas (Molino y Cijancos). Por otro lado, el agua de los manantiales de Maro y Fuente Negra tiene una composición química diferente al resto. La del primero

es de facies sulfatada cálcica y tiene mayor mineralización, mientras que la de Fuente Negra es bicarbonatada cálcico-magnésica (Fig. 2) pero contiene una elevada concentración de SO_4^-.

La figura 1 pone de manifiesto que las aguas de los dos manantiales que presentan mayor contenido de SO_4^- (Maro y Fuente Negra), son también las surgencias que drenan aguas con los valores isotópicos de $\delta^{13}C$ menos negativos. Es probable que estos manantiales drenen aguas con mayor tiempo de residencia en el acuífero. Andreo y Carrasco (1993) plantearon dos posibilidades para explicar el origen de los sulfatos contenidos en el agua del manantial de Maro: disolución de yesos u oxidación de sulfuros. El elevado grado de metamorfismo experimentado por los mármoles alpujárrides, con temperaturas por encima de 700ºC (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 2003), incompatible con la presencia de yeso, parece apoyar la opción de la oxidación de sulfuros. Sin embargo, Vadillo *et al.* (2016), mediante el análisis isotópico del azufre y el oxígeno ($\delta^{34}S_{SO4}$ y $\delta^{18}O_{SO4}$) en el agua del manantial de Maro, determinaron que el origen más probable de los sulfatos es la disolución de yeso ($CaSO_4$). Para precisar el origen de este componente en el agua de estos manantiales, próximamente se llevará a cabo un nuevo estudio isotópico ($\delta^{34}S_{SO4}$ y $\delta^{18}O_{SO4}$).

La composición isotópica más empobrecida de las aguas de los manantiales de la vertiente septentrional de sierra Tejeda (Alhama, Játar y Linarejo) (Fig. 3 y Tabla II) es coherente con una elevada altitud de recarga y con el hecho de que estas surgencias se localizan en la parte más occidental del área de estudio (donde la cantidad de lluvia es mayor) y en la zona de umbría de sierra Tejeda (donde la evaporación es menor). En las surgencias más orientales, donde la precipitación es menor, se observan generalmente los valores isotópicos menos negativos (Fuente Santa). Entre ambos sectores se localizan los manantiales de La Fájara y de Maro, los cuales drenan aguas con composiciones isotópicas intermedias. Esta distribución espacial de la composición isotópica del agua subterránea es coherente con un efecto *Foehn* en dirección O-E de las precipitaciones de procedencia atlántica, lo que da lugar a un enriquecimiento en los valores isotópicos desde el oeste hacia el este, como ocurre en otros macizos montañosos de la provincia de Málaga (Andreo *et al.*, 2004).

Por otro lado, los manantiales más septentrionales del área de estudio (Cijancos y Molino) presentan los valores de deuterio más negativos (Fig. 3 y Tabla II). Estas surgencias drenan aguas que se han infiltrado en la sierra de Albuñuelas y presentan una composición isotópica que no concuerda con la distribución espacial que se ha descrito previamente. Ello puede deberse a que la propia alineación montañosa de las sierras Tejeda, Almijara y Guájares, e incluso Sierra Nevada que queda inmediatamente al este, ejerzan de barrera para las precipitaciones de procedencia mediterránea y, por tanto, las aguas de recarga de los manantiales de sierra Albuñuelas tienden a alinearse más cerca de la LMM (Fig. 3). No obstante, es necesario seguir investigando las respuestas naturales de los manantiales de este acuífero, así como la composición isotópica del agua del resto de surgencias, para confirmar esta hipótesis.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido elaborado en el marco de la Unidad Asociada IGME-GHUMA “Estudios hidrogeológicos avanzados”. Es una contribución al Grupo de Investigación RMN-308 de la Junta de Andalucía, a los proyectos TEJAL del IGME y CGL2015-65858-R de la DGICYT. Se agradecen los comentarios del revisor.

REFERENCIAS

Andreo, B. y Carrasco, F. (1993): *Estudio hidrogeológico del entorno de la Cueva de Nerja.* Trabajos sobre la Cueva de Nerja, 3: 163-187

Andreo, B., Liñán, C., Carrasco F., Jiménez de Cisneros, C., Caballero, F., y Mudry, J. (2004): *Influence of rainfall quantity on the isotopic composition (18O and 2H) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (S Spain).* Applied Geochemistry, 19: 561-574

Craig, H. (1961): *isotopic variations in meteoric waters.* Science, 133:1702-1703

Diputación Provincial de Málaga-IGME-UMA (2007): *Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Málaga*. 3 Tomos. Diputación Provincial de Málaga-IGME-UMA, Málaga.

Gat, J.R., y Garmi, I. (1970): *Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area*. J. Geophys. Res., 75 (15): 3039 – 3048.

Instituto Geológico y Minero de España (1983): *Investigación hidrogeológica en las cuencas sur de España (sector occidental).* Colección Informe. Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

Liñán, C., Andreo, B. y Carrasco, F. (2000): *Caracterización hidrodinámica e hidroquímica del manantial de Maro (Sierra Almijara, provincia de Málaga).* Geogaceta, 27: 95-98

Sanz de Galdeano, C. y López Garrido, A.C. (2003): *Revisión de las unidades alpujárrides de las sierras Tejeda, Almijara y Guájares (sector central de la Zona interna Bética, Provincias de Granada y Málaga).* Rev. Soc. Geol. España, 16 (3-4): 135-149

S.G.O.P (1991): *Estudio hidrogeológico de las Sierras Tejeda, Almijara y Guájares (Málaga y Granada).* 2 Tomos. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, Madrid.

Vadillo, I., Benavente, J., Liñán, C., Carrasco, F. y Soler, A. (2016): *Nuevos datos hidroquímicos e isotópicos en el manantial kárstico de Maro (Nerja, Málaga). Consideraciones sobre el origen de los solutos y de la influencia de la ventilación en la zona vadosa.* Geogaceta, 59, en prensa.

Unidades hidroestratigráficas y contexto hidrogeológico del manantial de Playa Chorrillos (Región de Atacama, Chile)

Hydrostratigraphic units and hydrogeological context of the Playa Chorrillos coastalspring (Atacama Region, Chile)

C. Guerrero[1], T. Izquierdo [2] y M. Abad [2]

1 Alumna del Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Avenida Copayapu, 485. Copiapó (Chile). carolina.guerrero@alumnos.uda.cl
2 Departamento de Geologia, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Avenida Copayapu, 485. Copiapó (Chile). tatiana.izquierdo@uda.cl, manuel.abad@uda.cl

Resumen: Se describe el manantial costerode Playa Chorrillos, en el desierto de Atacama, caracterizado porsu bajo caudal. Los principales materiales aflorantes en la zona, y donde surge el manantial, se corresponden con la Formación Bahía Inglesa (FBI) y su basamento cristalino jurásico, intensamente fracturado. Los aforos muestran caudales del orden de a 0,12 l/s. Se han descrito cinco unidades hidroestratigráficas: 1) el sustrato ígneo jurásico fracturado, que presenta dos familias principales de diaclasasde dirección NE-SO y NO-SE, y lajamiento subhorizontal; 2) las brechas de la FBI, poco permeables; 3) y 4)los conglomerados y areniscas bioclásticas de FBI, permeables; y 5)las lutitasde techo de la FBI, poco permeables. El modelo conceptual propuesto para el manantial de Playa Chorrillos consisteen un sistema acuífero complejo, formado por un acuífero de roca cristalina fracturada,donde se produce la recarga, que estaría conectado hidráulicamente con un acuífero de materiales sedimentarios, donde tiene lugar la descarga.

Palabras clave: manantial costero, unidades hidroestratigráficas, modelo conceptual, Desierto de Atacama.

Abstract: *The low discharge coastal spring of Playa Chorrillos is described in this work. The outcropping geological materials of the area where the spring appears are those of the Formación Bahía Inglesa (FBI)and the granitoide basement, highly fractured. The discharge measurements show that the spring present no large seasonal variations with a mean value of 0.12 l/s. Five hydrostratigraphic units have been differentiated: 1) the igneous Jurassic basement highly fractured with three main join attitudes (NE-SW, NW-SE and a third one subhorizontal); 2) low permeable FBI breccia; 3) permeable FBI conglomerates; 4) permeable FBI bioclastic sandstones; and 5) low permeable shales at the top of FBI. The proposed model for the spring of Playa Chorrillos consists on a fracture crystalline rock aquifer hydraulically, where recharge occurs, connected with a sedimentary aquifer, where the spring appears.*

Key words: *coastal spring, hydroestratigraphic units, conceptual model, Atacama Desert.*

INTRODUCCIÓN

La costa del Desierto de Atacama es una de las regiones más áridas del mundo, con áreas dondela precipitación media anual es menor de 1 mm. Esta falta de precipitaciones es explicada y controlada por dos factores: 1) laubicación latitudinal entre los 15° y 30°S en el cinturón subtropical de altas presiones; y 2) la surgencia de la Corriente Fría Peruana que crea una inversión persistente yatrapa la humedad del Pacífico por debajo de los 1000 ms.n.m. (Houston, 2006).

La Cordillera de la Costa constituye el relieve más importante a lo largo de la mayor parte del litoral chileno (alturas >3000 ms.n.m.) ypresenta en la zona central de la Región de Atacama un desnivel más atenuado (Fig. 1) (Godoy et al., 2003). La mayor parte de los manantiales de bajo caudal descritos en la costa del Desierto de Atacama se encuentran localizados en la ladera occidental de dicha Cordillera, asociados a las precipitaciones y recarga, en el presente o pasado, que se producen en ella (Herrera y Custodio, 2014). Sin embargo, en Playa Chorrillos (Fig. 1) aparece un manantial costero que, aunque de bajo caudal, descarga a lo largo de todo el año. En esta zona la Cordillera de la Costa sólo alcanza los 1.200 ms.n.m. a unos 45 km de la costa por lo que no constituye un obstáculo geográfico para los vientos del Pacífico. Las precipitaciones medias anuales en el pluviómetro de Caldera,para la serie temporal 1992 – 2015,son inferiores a 10 mm,aunque existe una alta variabilidad interanual,con años en los que no existe precipitación y otros en que se alcanzan valores >30 mm debido a eventos de precipitaciones esporádicos (www.dga.cl).

En este trabajo se describen y caracterizan las unidades hidroestratigráficas relacionadas con el manantial de Playa Chorrillos como un primer paso hacia el desarrollo de un modelo conceptual de flujo para este manantial costero, en un contexto climático árido.

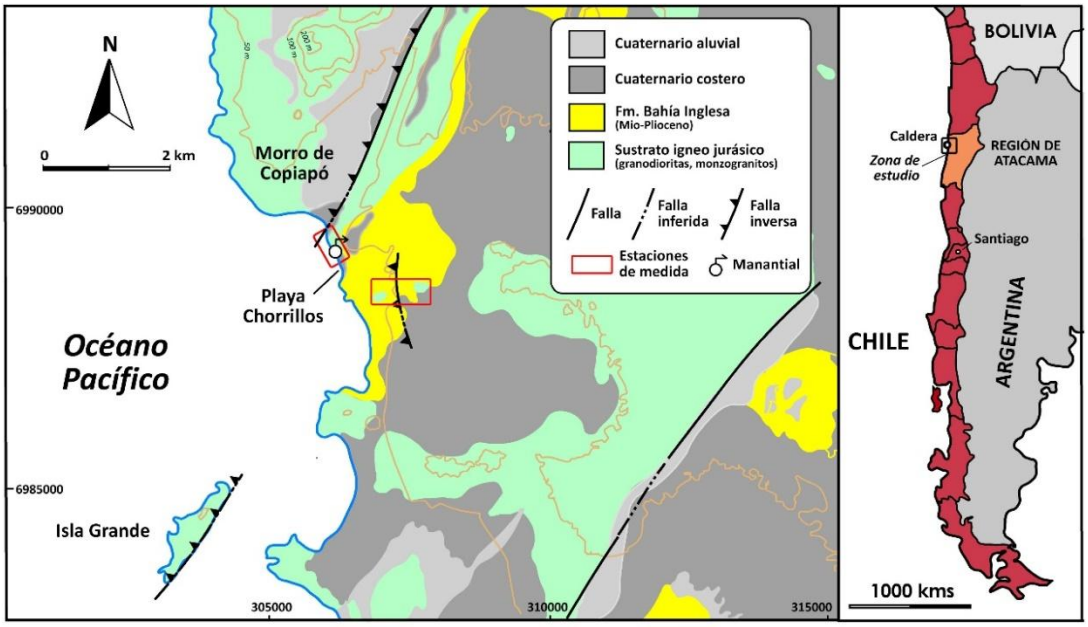


FIGURA 1. *Mapa geológico simplificado y localización de la zona de estudio.*

MARCO GEOLÓGICO

Los principales materiales aflorantes en la zona de estudio, y donde surge el manantial de Chorrillos, se corresponden con la Formación Bahía Inglesa (FBI), constituida en este punto por areniscas bioclásticas, conglomerados y lutitas de edad Mio-Plioceno. Según la descripción clásica, la FBI consiste en más de 40 metros de limolitas, arcillas, arenas finas y lumaquelas, con niveles peor representados de conglomerados y fosforitas con abundantes restos fósiles (Rojo, 1985). Aflora en pequeñas subcuencas que se extienden a lo largo de la planicie costera de Atacama (Marquardt et al., 2004). La asociación de fósiles de vertebrados e invertebrados indican que la FBI representa un medio marino somero a litoral, localizado relativamente próximo a la costa (Walsh y Hume, 2001; Marquardt et al., 2004). Esta unidad se depositó, mediante una inconformidad, sobre rocas plutónicas de edad Jurásico Inferior, principalmente granodioritas y dioritas cuarcíferas (Godoy et al., 2003). Tanto la FBI como el basamento ígneo están cubiertos, a su vez, por unidades de edad Cuaternaria de naturaleza marina. El registro Holoceno se restringe a un extenso manto eólico (Fig. 1).

Es destacable la marcada fracturación que presentan los materiales mesozoicos de naturaleza plutónica, intruidos además por abundantes diques andesíticos subverticales de dirección NO-SE. De esta forma, las granodioritas y dioritas jurásicas aparecen afectadas por diversas familias de diaclasas que producen una fracturación muy intensa. Pero la característica más importante que se observael paisaje del áreaes el levantamiento tectónico reciente. Especialmente destacable, en este sentido, es el emplazamiento tectónico del Morro de Copiapó durante el Plioceno, controlado por una falla inversa de alto ángulo, de amplia continuidad lateral y dirección NNE-SSO, que pone en contacto el basamento plutónico con las unidades neógenas (Fig. 1). En las proximidades del manantial, multitud de fallas inversas menores, subverticales, con dirección ENE-OSO y N-S, relacionadas con este sistema de falla principal, se desarrollan en los materiales de la base de la FBI (Marquardt et al., 2004).

METODOLOGIA

Con el objetivo de desarrollar el modelo conceptual de flujo del acuífero drenado por el manantial de Chorrillosse integraron metodologías clásicas geológicas e hidrogeológicas. Así, se ha realizado una campaña de aforo mensual desde el mes de noviembre de 2015. Además, con el fin de identificar las unidades hidroestratigráficas se levantaron un total de cuatro columnas estratigráficas a lo largo del contacto en el que se produce la descarga del manantial, determinando cualitativamente las diferentes características y propiedades hidrogeológicas de los materiales de la FBI. Finalmente, fueron realizadas diversas medidas de dirección, buzamiento y espaciado en las distintas familias de discontinuidades (diaclasas y fallas) en el basamento cristalino del entornode Playa Chorrillos.

RESULTADOS Y DISCUSION

El manantial de Playa Chorrillos surge,de forma difusa,a lo largo de una pared de aproximadamente 30 m de ancho. Su aforo se determinó en 3 puntos de medida en los que se concentra principalmente la descarga. Los resultados muestran que su caudal total tiene valores aproximados a 0,1 l/s siendo el punto localizado más al N el de mayor caudal. A lo largo del periodo de estudio, primavera y verano austral, el

caudal no presentó variaciones significativas (Tabla I). El análisis hidrogeoquímico del manantial indica que se trata de aguas cloruradas sódicas con alta concentración de sales (Tabla II).

Fecha	nov-15	dic-15	ene-16	mar-16
Descarga	0,14	0,1	0,11	0,14

TABLA I. *Aforos del manantial de Playa Chorrillos. Datos en l/s.*

Elbasamento cristalino presenta un alto grado de fracturación, principalmente causada por diaclasado. En las dos estaciones de medida (Fig. 1), se han diferenciadotres familias principales de diaclasas (Fig. 2). Las dos primeras son perpendiculares entre sí, con direcciones NE-SO y NO-SE. La tercerafamilia, que presenta buzamientos muy bajos yprácticamente todas las direcciones, estaría asociada al proceso de lajamiento por exhumación del basamento cristalino. Este diaclasado muestra valores de espaciado diferentes según el sector considerado, con una marcada disminución de este parámetro en las proximidades del manantial, donde alcanza valores entre 0,1 y 1 cm. En posiciones más alejadas,los valores promedios son mayores, entre 0,5 y 6 cm, lo que favorece una mayor permeabilidad de estos materiales.

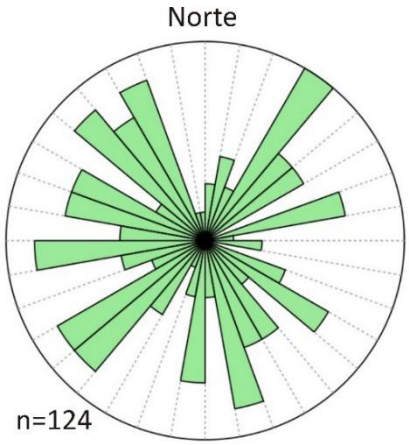


FIGURA 2. Diagramas de rosa con las direcciones de fracturación del basamento cristalino medidas en las dos estaciones del área de estudio

Desde un punto de vista lito-estratigráfico, los depósitos que conforman la FBI en Chorrillos son muy heterogéneos. La elaboración de 4 columnas estratigráficas ha permitido diferenciar varias unidades hidroestratigráficas (Fig. 3A). En la base de la serie se observa un nivel de brechas que recubre las rocas plutónicas, sobre las que se desarrolla un paleosuelo arcilloso. Las brechas son matriz-soportadas y están bien consolidadas, formadas por clastos de granitoides muy heterométricos. Presentan intercalaciones de limolitas. Los granitoides y la brecha se interpretan como unidades hidrogeológicamente poco permeables. Sobre la brecha aparece un paquete de conglomerados masivos, polimíctico, clasto-soportado y de matriz arenosa. Por encima, y hacia el S del manantial por cambio lateral de facies, afloran potentes bancos de areniscas bioclásticas con laminación horizontal, que se alternan con niveles de escaso espesor de conglomerados y lutitas rojas. En múltiples ocasiones los niveles de lutitas aparecen completamente erosionados y formando filas de cantos blandos en la base de las areniscas suprayacentes. Tanto la unidad conglomerática como la areniscosa evidencian la circulación de agua y el nivel piezométrico actual se localiza en ambas (Fig. 3A), por lo que pueden clasificarse como unidades permeables. Los materiales de la FBI por encima del nivel del manantial se encuentran formados por argilitas y areniscas, de menor permeabilidad, que dificultan considerablemente la circulación del agua en el caso de una posible recarga vertical.

A partir de las unidades lito-estratigráficas anteriormente descritas, se pueden diferenciar 5 unidades hidroestratigráficas: 1) Sustrato ígneo jurásico fracturado de baja permeabilidad; 2) Brechas del muro de la FBI con baja permeabilidad; 3) Conglomerados de matriz arenosa de la FBI permeables; 4) Areniscas bioclásticas permeables; y 5) Lutitas poco permeables. Puesto que el área que ocupa la FBI no es extensa y los materiales suprayacentes al manantial son poco permeables, la recarga debe producirse desde el sustrato ígneo jurásicoque aflora al E de la zona de estudio y que se encuentra intensamente fracturado (Fig. 1). Desde esta zona, el agua subterránea circularía varios kilómetros hacia el O a través de fracturas hasta la costa, donde aflora con mayor potencia la FBI, en conexión hidráulica con el granitoide. En Playa Chorrillos, el agua aflora sobre todo a favor de las unidades más permeables, los conglomerados y las areniscas bioclásticas (Fig. 3B). El manantial se desarrolla en el sector donde estos depósitos están mejor representados, principalmente favorecido tanto por su proximidad con el sustrato ígneo como por los cambios laterales de facies y las fallas inversas que lo sellan hacia el N.

A diferencia del modelo conceptual propuesto por Herrera y Custodio (2014) para los manantiales costeros de la Región de Antofagasta, dónde el acuífero sóloestá formado por los materiales de la Cordillera de la Costa, el modelo conceptual propuesto para el manantial de Playa Chorrillos estaría configurado por

T (ºC)	pH	CE	Na	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3	rNa/rCl	rSO_4/rCl
23,4	8,1	7,3	1342	238,4	163,6	2070	745	158,6	1	0,27

TABLA II. Datos analíticos para el manantial de Playa Chorrillos en mg/l. CE es conductividad eléctrica a 20 ºC en mS/cm.Relaciones iónicas en meq/L

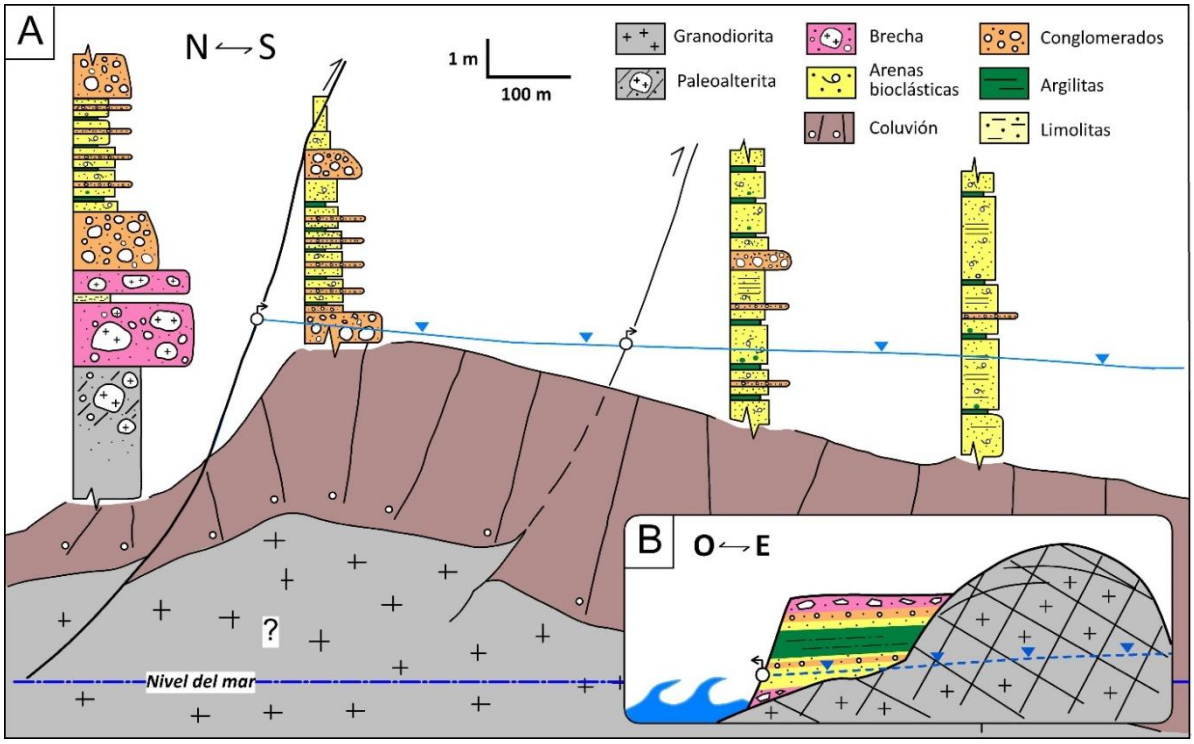


FIGURA 3. A) *Columnas estratigráficas sintéticas y posición del nivel piezométrico en el manantial de Playa Chorrillos; B) Corte hidrogeológico esquemático que sintetiza el modelo hidrogeológico propuesto para el manantial de Playa Chorrillos (no a escala).*

dos acuíferos en conexión hidráulica, pero con diferente comportamiento. Hacia el E existe un acuífero formado por rocas cristalinas fracturadas en el que se produce, oprodujo en tiempos geológicos recientes, la recarga. Endirección O, ya en el litoral, un acuífero en rocas sedimentarias dónde tiene lugar la descarga. Para verificar esta propuesta se continuará aforando la descarga del manantial, además de realizar estudios isotópicos que permitan caracterizar y determinar la composición del agua subterránea, la zona de recarga, o su tiempo de residencia en el acuífero.

CONCLUSIONES

El manantial costero de Playa Chorrillos presentó un caudal prácticamente constante de 1,2 l/sdurante la primavera-verano de 2015/16. Se han descrito 5unidades hidroestratigráficas: 1) Sustrato ígneo jurásico, altamente fracturado, con direcciones principales NE-SO y NO-SE y espaciados que permiten la circulación del agua subterránea; 2) Brechas del muro de la FBI con baja permeabilidad; 3) Conglomerados de matriz arenosa de la FBI permeables; 4) Areniscas bioclásticas permeables; y 5) Lutitas poco permeables. El manantial descargaría, por tanto, el agua procedente de un sistema acuífero complejo formado por un acuífero de roca cristalina fracturada conectado hidráulicamente con un acuífero de materiales sedimentarios.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto DIUDA 10/2015.

REFERENCIAS

Godoy, E., Marquardt, C. y Blanco, N. (2003): *Carta geológica de Chile 1:100.000, hoja nº 76 (Caldera)*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.

Herrera, C. y Custodio, E. (2014): Origin of waters from small springs located at the northern coast of Chile, in the vicinity of Antofagasta. *Andean Geology,* 41:314-341.

Houston, J. (2006): Variability of precipitation in the Atacama Desert: its caused and hydrological impact. En: *International Journal of Climatology,* 26: 2181-2198.

Marquardt, C., Lavenu, A.,Ortlieb, L., Godoy, E., Comte, D. (2004): Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). *Tectonophysics,* 394: 193-219.

Rojo, M. (1985): Un aporte al conocimiento del Terciario marino: Formación Bahía Inglesa. En: *IV Congreso Geológico Chileno,* 20-24 de Agosto, 1985, Antofagasta, (Chile).

Walsh, S.A. y Hume, J.P. (2001): A new neogene marine avian assemblage from north-central Chile. En: *Journal of Vertebrate Paleontology*, 21: 484-49

Depósitos epitermales encajados en rocas volcánicas del SE de España: ¿Azufre siempre derivado de una fuente magmática?

Epithermal volcanic-hosted deposits from SE Spain: ¿always derived from a magmatic sulfur source?

J. Carrillo-Rosúa[1,2], I. Estaban-Arispe[3], S. Morales-Ruano[2,3], A. J. Boyce[4] y F. Velasco[5].

1 Dpt. de Didáctica de las Ciencias Experimentales, Fac. de Ciencias de la Educación, Campus Universitario de Cartuja, Universidad de Granada, 18071 Granada (Granada, España). fjcarril@ugr.es
2 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (UGR-CSIC). Avda. de las Palmeras Nº 4, 18100 Armilla (Granada, Spain). fjcarril@ugr.es, smorales@ugr.es
3 Dpt. de Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencias, Campus Fuentenueva, Universidad de Granada, 18002 Granada (Granada, España). iesteban@ugr.es, smorales@ugr.es
4 Scottish Universities Environmental Research Centre (SUERC). Rankine Avenue, Scottish Enterprise Technology Park, East Kilbride G75 0QF (Scotland, Reino Unido). Adrian.Boyce@glasgow.ac.uk
5 Dpt. de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, 48940 (Leioa, Vizcaya, España). francisco.velasco@ehu.es

Resumen: La región metalogénica del SE de España está constituida por depósitos de metales base y Au-Ag encajados en rocas volcánicas del Mioceno (San José, Rodalquilar, Carboneras, Mazarrón –y Cartagena en parte-), algunas veces también por metasedimentos del basamento metamórfico (Sierra Almagrera, Águilas y Cartagena). El análisis de los datos mineralógicos, microtermométricos y geoquímicos de estos depósitos señala un origen para los fluidos relacionado con el magmatismo Mioceno. Sin embargo, los valores de $\delta^{34}S$ de los sulfuros indican, sorprendentemente, la existencia de azufre reducido de procedencia no magmática. Esta propuesta se apoya principalmente en el amplio rango de valores de $\delta^{34}S$ encontrado: enriquecidos hasta +12‰ en San José y hasta +28‰ en Mazarrón, empobrecidos hasta el -8‰ en Carboneras, y hasta -3‰ en Mazarrón. Esta diversidad sugiere la implicación de fenómenos atípicos de sulfato reducción en la génesis de este tipo de mineralizaciones epitermales.

Palabras clave: SE de España, yacimientos epitermales, isótopos de azufre, sulfato-reducción, metales base y metales nobles.

Abstract: *The metallogenic region of southern Spain comprise epithermal, base metals- and Au-Ag- bearing deposits hosted by Miocene volcanic rocks (San Jose, Rodalquilar, Carboneras, Mazarrón and Cartagena in parte). In occasions hosted by metasediments belonging to the metamorphic basement (Sierra Almagrera, Águilas and Cartagena). The analysis of the mineralogical, microthermometric and geochemical data of these deposits, indicate a magmatic related origin of the hydrothermal fluids. However, $\delta^{34}S_{sulfides}$ values show, surprisingly, a non magmatic, reduced sulfur component in theses hydrothermal fluids. This hypothesis is mainly supported by the great $\delta^{34}S_{sulfide}$ range, enriched up to +12‰ -San José- and + 28‰ – Mazarron-, and depleted down to -8‰ –Carboneras-, and -3‰ – Mazarrón-. This diversity suggests sulfate reduction process in the genesis of this kind of epithermal mineralizations.*

Key words: *SE of Spain, epithermal deposits, sulfur isotopes, sulfate-reduction, base metals and noble metals.*

INTRODUCCIÓN

El sureste de España ha constituido, desde la antigüedad, una zona minera relevante y diversa, destacando en ciertos momentos históricos (comienzo del siglo XX) como uno de los núcleos productores de metales base más importantes de Europa. Asociada a este papel como fuente de recursos geológicos, ha sido objeto de numerosos estudios científicos (Friedrich et al., 1964; Morales-Ruano, 1994; Arribas et al., 1995; Carrillo-Rosúa 2005; Andreazini Sabaté et al 2015, Esteban et al., 2016 y referencias contenidas en ellos). Los yacimientos epitermales de metales base y preciosos más destacables de esta región son, de suroeste a noreste: San José, Rodalquilar, Carboneras, Sierra Almagrera, Águilas, Mazarrón y Cartagena (Fig. 1). Dichos depósitos están mayoritariamente encajados en rocas volcánicas, han sido clasificados tradicionalmente dentro del grupo de "depósitos epitermales asociados rocas volcánicas", respondiendo muchos de ellos a estilos híbridos de alta sulfuración (alunita-caolinita) y baja sulfuración (adularia-sericita); uno de los más importantes, el depósito de Rodalquilar es considerado en la literatura especializada como un modelo clásico del subtipo alta sulfuración (Arribas et al., 1995). Estos depósitos (a veces pequeños distritos) están formados por sulfuros cuyo azufre se supone que debe ser, originalmente, de naturaleza magmática,

aunque los mecanismos de precipitación y las condiciones redox en el ambiente de depósito pueden ser diversas (Ohmoto y Goldhaber, 1997). Sin embargo, algunos tipos encajados en rocas volcánicas, como es el caso del depósito de Zn-Pb-Cu-Ag-Fe de Mazarrón, podrían estar constituidos, al menos en parte, por azufre de origen no magmático (Esteban et al. 2016). Estos autores sugieren que una parte importante del azufre reducido necesario para la precipitación de los sulfuros, se habría originado por procesos de reducción térmica de sulfatos provenientes de la cuenca. Nuestro objetivo en este trabajo es poner de manifiesto esta fuente de azufre, de difícil encaje en modelos tradicionales de depósitos epitermales de metales base y preciosos relacionados con rocas volcánicas. Esta característica puede representar una peculiaridad geológica del contexto metalogenético del sureste español.

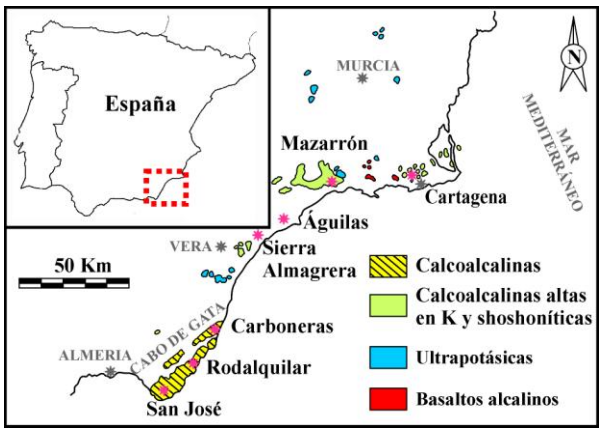


FIGURA 1. *Localización de los principales yacimientos (y pequeños distritos) epitermales de metales base y metales preciosos del SE de España, en relación con distintos tipos de rocas volcánicas (adaptado de López-Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980).*

MARCO GEOLÓGICO

El sureste de España se caracteriza geológicamente por la evolución del orógeno Bético-Rifeño, encontrándose una serie de rocas volcánicas de diferente afinidad geoquímica, zonadas espacialmente en un estrecho corredor orientado hacia el NE (Fig. 1): rocas toleíticas, calcoalcalinas, calcoalcalinas altas en potasio y shoshoníticas, ultrapotásicas y basaltos alcalinos (de SW a NE), si bien bajo el mar su distribución es mucho mayor (López Ruiz y Rodríguez Badiola 1980; Turner et al., 1999). Entre esta diversidad, son las rocas calcoalcalinas y puntualmente las calcoalcalinas "altas" en potasio y shoshoníticas (relacionadas con los depósitos de Mazarrón y en parte de Cartagena) las que tienen encajados depósitos epitermales de metales base y Au-Ag. La edad de este magmatismo, originado en un contexto de descompresión por colapso gravitacional de la pila orogénica fruto de la convergencia entre la placa Europea y Africana, oscila entre los 14Ma y los 6Ma, coincidiendo con la máxima intensidad del magmatismo en la región (Turner et al., 1999).

En cuanto a los yacimientos no directamente encajados en rocas volcánicas (Sierra Almagrera, Aguilas y Cartagena, en parte), los materiales en los que encajan corresponden a metapelitas del basamento Palezoico y Permotriásico de las complejos Nevado-Filábride y Alpujárride (e.g. Friedrich et al.; 1964; Morales-Ruano 1994).

MINERALIZACIONES

Los depósitos epitermales del SE no responden a un patrón único, si no que por el contrario, presentan una gran variedad en cuanto a estructuras, asociaciones minerales, tipos de alteración y secuencias paragenéticas. No obstante, comparten características comunes, tales como el predominio de sistemas de venas, generalmente rellenas de cuarzo con cantidades variables de carbonatos y barita, sulfuros de metales base (Pb, Zn, Cu) y metales preciosos. Unos son ricos en Au, como Rodalquilar, en menor medida Carboneras y algún indicio en el sector de San José (como oro nativo, electrum y telururos; estos últimos en Rodalquilar). Mientras que la Ag está presente en cantidades variables en todos los depósitos, siendo más abundante en los que predomina la esfalerita y galena. La Ag aparece como sulfosales de Bi-Ag-Pb, en cobres grises, pero también en electrum, argentita y telururos y seleniuros de Ag y como elemento menor en galena y pirita coloforme (Arribas et al., 1995; Carrillo-Rosúa, 2005; Esteban et al., 2016).

Todos los yacimientos encajados en rocas volcánicas presentan intensas alteraciones hidrotermales argílicas, con aparición de silicificaciones. Hay que destacar el desarrollo local de alteración argílica avanzada con abundancia de sulfatos de Al-Fe (alunita-jarosita), formando incluso densos entramados de venas a modo de stockwork. Estas asociaciones generalmente presentan signaturas supergénicas, probablemente fruto de la sobreimposición de etapas tardías de alteración ácida sobre los sistemas hidrotermales primarios (Arribas et al., 1995; Carrillo-Rosúa, 2005; Esteban et al., 2016).

Las características de los fluidos hidrotermales a partir de los estudios de inclusiones fluidas (IF), indican el predominio de un amplio rango de temperaturas, comprendidas fundamentalmente entre 100º y <400ºC, con la mayoría alrededor de 250ºC (en Mazarrón y San José, no se superan los 300ºC). Por otra parte, las salinidades de los fluidos son muy variables, oscilando entre el 1 y el 55% eq. NaCl, observándose ciertas diferencias entre depósitos. En los casos de San José, Rodalquilar y Carboneras, la mayor parte de los datos se encuentra entre el 2 y el 9% eq. NaCl, mientras que en Mazarrón se sitúan entre el 10 y el 20% eq. NaCl (Morales-Ruano, 1994; Arribas et al., 1995; Carrillo-Rosúa, 2005; Esteban et al., 2015; presente estudio).

Desde un punto de vista regional, los depósitos situados al noreste son los que presentan salinidades más homogéneas y relativamente elevadas (Mazarrón: entre el 10 y 20% eq. NaCl, Esteban et al., 2016; Sierra Almagrera y Águilas: entre 2 y 23% eq. NaCl, siendo también más frecuente el intervalo entre 5 y 23% eq. NaCl). En cualquier caso, son escasos los valores de salinidad menor de 3,2% eq. NaCl (aprox. el valor característico del agua marina). De los yacimientos del distrito minero de Cartagena no hay datos disponibles.

Finalmente, en lo que se refiere a la edad de las mineralizaciones, los depósitos de San José, Rodalquilar (Arribas et al., 1995), Carboneras (Carrillo-Rosúa, 2005) y Mazarrón presentan edades similares a los de la rocas volcánicas que los encajan. En el caso de Sierra Almagrera y Águilas, depósitos que no están encajados en rocas volcánicas, se les asocia a los mismos eventos magmáticos neógenos (Morales-Ruano, 1994) si bien no existen datos radiométricos. Finalmente, para el caso del distrito de Cartagena, con estilos metalogénicos que divergen del resto, pero que también, en parte, encajan en vulcanitas miocenas, existe más controversia. Así hay autores que relacionan estas mineralizaciones exclusivamente con el evento neógeno, mientras que otros hablan de una etapa metalogenética previa de edad Triásica (Andreazini Sabaté et al., 2015).

GEOQUIMICA DE ISÓTOPOS DE AZUFRE

El rango de valores de $\delta^{34}S$ y el valor modal de los sulfuros de las mineralizaciones del SE se encuentran recogidos en la figura 2 (base de datos a partir de valores publicados y aportados en este estudio; i.e., valores correspondientes a los depósitos de San José y Carboneras). En dicho gráfico también se representa el valor de las rocas magmáticas sin alterar que oscila entre -0,6 y 7,3‰ (Arribas et al., 1995) y que es apreciablemente mayor que el típico magmático de 0 ± 2‰ (Ohmoto y Goldhaber, 1997). Cabe señalar que las modas de todos los depósitos se encuentran entre 2 y 10‰, y entre 6 y 10‰ los depósitos encajados solo por rocas volcánicas. Entre ellos destacan Carboneras, Mazarrón y sobre todo San José que presentan valores modales por encima del máximo determinado para el S magmático (7,3‰).

En el caso de Cartagena y Mazarrón, los valores $\delta^{34}S$ mínimos y máximos encontrados, son muy dispares, con razones isotópicas extremadamente enriquecidos (hasta +37‰ y +28‰, respectivamente, Friedrich et al., 1964 y Esteban et al., 2016). Por el contrario, el caso de Cartagena muestra valores $\delta^{34}S$ extremadamente empobrecidos (hasta -42‰ según Friedrich et al., 1964). Valores empobrecidos de similares características también se han detectado en el caso de Carboneras (hasta -8‰, si bien sólo los suministra la asociación mineral de grano muy fino analizable únicamente mediante ablación láser; valores $\delta^{34}S$ entre -8,3 y 1,4‰).

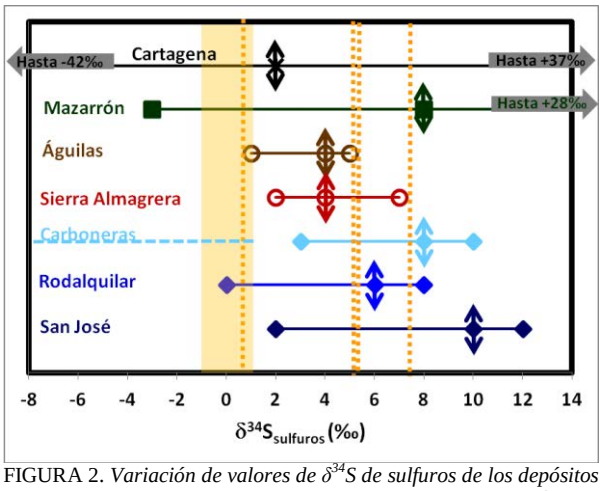


FIGURA 2. *Variación de valores de $\delta^{34}S$ de sulfuros de los depósitos (o pequeños distritos mineros) del SE de España. Rombos y círculos marcan el valor mínimo, el máximo y la moda (flecha vertical). Se incluye también la signatura típica magmática (Ohmoto y Goldhaber, 1997) y los valores de $\delta^{34}S$ de rocas volcánicas calcoalcalinas sin alterar del entorno de Rodalquilar (Arribas et al., 1995). De sureste a noreste los depósitos considerados son: San José (n= 48, presente estudio), Rodalquilar (n= 59, Arribas et al., 1995), Carboneras (n= 53+18, el rango principal en trazo continuo y el obtenido por análisis láser en asociación de grano fino en trazo discontinuo-, este estudio), Sierra Almagrera y Águilas (n= 15 y n= 35, Morales-Ruano, 1994), Mazarrón (n= 50, Esteban-Arispe et al., 2016) y Cartagena (n= 266, Friedrich et al., 1964; Andreazini Sabaté et al., 2015).*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis de las características de los depósitos del SE de la península Ibérica, especialmente San José, Rodalquilar, Carboneras y Mazarrón muestra (teniendo en cuenta tipo de roca encajante, estructuras, asociaciones minerales y metales que presentan, alteraciones hidrotermales asociadas y edad) que presentan características propias de los yacimientos típicamente epitermales asociados a rocas volcánicas.

Los datos de temperatura de las IF también avalan esta opinión, si bien en la mayoría de los depósitos presentan valores que superan el típico rango epitermal (hasta los 300-350ºC, Wilkinson, 2001), indicando quizás una transición a un contexto más profundo de clara derivación magmática. En cuanto a las salinidades, todos los datos se sitúan en el intervalo más salino de los depósitos epitermales (Wilkinson, 2001), salvo Mazarrón (y en parte Águilas) que presentan valores aún más elevados. Esta característica no incluye los valores hipersalinos producto de procesos de ebullición documentados en Rodalquilar (Arribas et al., 1995) que obviamente aumentan de manera notable las salinidades originales de los fluidos hidrotermales. En cualquier caso, la información disponible permite descartar la incorporación a los fluidos de un aporte significativo de aguas meteóricas. Esto es coherente con los datos de isotópos de oxígeno disponibles, en Arribas et al. (1995) y Carrillo-Rosúa

(2005) para alguno de los depósitos. Globalmente los datos de IF parecen compatibles con fluidos de derivación magmática, marinos (compatibles con un contexto mioceno costero), si bien los de mayor salinidad sugieren la presencia de salmueras de cuenca y/ mezcla de ambos. En algunos casos la elevada salinidad de los fluidos (e.g., Mazarrón) podría explicarse atendiendo a la importante participación de fluidos de cuenca capaces de lixiviar materiales del basamento, incluidas las evaporitas triásicas (Esteban et al., 2015).

Según Ohmoto y Goldhaber (1997) una de las características de los yacimientos epitermales asociados a rocas volcánicas es la fuente magmática del azufre. Ésta fue la hipótesis asumida para Rodalquilar (Arribas et al., 1995). Sin embargo, el conjunto de los datos isotópicos para los depósitos epitermales del SE no apuntan a un origen del azufre exclusivamente magmático. Existen evidencias que avalan el desarrollo de procesos de termo sulfato reducción (TSR) de azufre sedimentario como es el caso de Mazarrón (Esteban el al. 2016), sin excluir la posibilidad de un menor aporte de S magmático (apuntado en la moda de $\delta^{34}S$). Para San José, no encontramos un margen tan amplio en los valores $\delta^{34}S$, pero la existencia de valores extremos de hasta 12‰ y una moda situada en 10‰ (no atribuible a azufre magmático), refuerza la hipótesis de la existencia de procesos TSR en la formación del depósito. También en Carboneras, con valor modal de 8‰ y máximo de 10‰, esta hipótesis podría ser adoptada, aunque la extensión de los procesos de TSR serían mucho menores. En cualquier caso, en este mismo yacimiento, la población de sulfuros con valores empobrecidos de $\delta^{34}S$ parece un producto de procesos de reducción bacteriana (BSR) compatibles con su rango de temperaturas más bajas. En Cartagena, los valores isotópicos son más extremos y complejos, aunque parecen también compatibles con la propuesta de TSR, tal como han señalado Andreazini Sabaté et al. (2015), interviniendo incluso la BSR si tenemos en cuenta los valores más empobrecidos detectados por Friedrich et al. (1964). Andreazini Sabaté et al. (2015) claramente apuntan a este tipo de procesos en un contexto de mineralización triásica e hipotéticamente miocena. Por el contrario, son los depósitos de Sierra Almagrera y Águilas, no encajados en rocas magmáticas, los que paradójicamente presentan unas signaturas isotópicas más fácilmente explicables con un esquema de derivación del azufre únicamente magmática.

Se puede concluir que en el SE de España, durante el Mioceno, la actividad magmática originó sistemas hidrotermales que dieron lugar a mineralizaciones ricas en metales base y oro-plata, formando yacimientos epitermales encajados en rocas volcánicas. Aunque estos sistemas hidrotermales parecen bastante complejos, presentan caracteres que evidencian la participación de fluidos marinos y de cuenca capaces de lixiviar sedimentos evaporíticos del basamento. Esto explica el predominio local de los procesos de TSR para la obtención del S reducido que ha contribuido a la génesis y pueden también ayudar a dilucidar el problema del origen del importante input de Pb, Zn y Ag que contienen estas mineralizaciones.

AGRADECIMIENTOS

A los proyectos/grupos de investigación P05-RNM-0736, RNM 0131 y HUM 613 (Junta de Andalucía), CGL-2006-02594-BTE (MEC y FEDER) y NERC.

REFERENCIAS

Andreazini Sabaté, A., Melgarejo, J.C., Tauler, E., Torró, L., Manteca, J.I. y Arnold, M. (2015): Ore Deposits in La Unión-Portmán District: Mineralogical and Geochemical Characterization. En: *Mineral resources in a sustainable world. 13th SGA Biennial Meeting* (A.S. André-Meyer et al. eds.). SGA, Nancy, 355-358.

Arribas, A. Jr., Cunningham, C.G., Rytuba, J.J., Rye, R.O., Kelly, W.C., Podwysocki, M.H., McKee, E.H. y Tosdal, R.M. (1995): Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain. *Economic Geology*, 90: 795-822.

Carrillo-Rosúa, J. (2005): *El depósito epitermal de oro-cobre de Palai-Islica (Carboneras, Almeria). Mineralogía, geoquímica y metalogenia*. Tesis Doctoral, U. Granada, 421 p.

Esteban-Arispe, I., Velasco, F., Boyce, A. J., Morales-Ruano, S., Yusta, I. y Carrillo-Rosúa, J. (2016): Unconventional non-magmatic sulfur source for the Mazarrón Zn-Pb-Cu-Ag-Fe epithermal deposit (SE Spain). *Ore Geology Review*, 72: 1102-1115.

Friedrich, G., Schachner, D. y Nielsen, H. (1964): Schwefelisotopen-untersuchungen an sulfiden aus den erzvorkommen der sierra de cartagena in Spanien. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28: 683–698.

López Ruiz, J. y Rodriguez Badiola, E. (1980): La región volcánica del sureste de España. *Estudios Geológicos*, 36: 5-63.

Morales-Ruano, S. (1994): *Mineralogía, geoquímica y metalogenia de los yacimientos hidrotermales del SE de España*. Tesis Doctoral, U. Granada, 254 p.

Ohmoto, H. y Goldhaber, M.B. (1997): Sulfur and carbon isotopes. En: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 3rd ed. Wiley, New York, p. 517– 611.

Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G. y Nowell, G.M. (1999): Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic-Alboran domain, SE Spain. *Journal of Petrology*, 40: 1011-1036.

Wilkinson, J.J. (2001): Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos,* 55: 229–272.

Formación de fosfatos en suelos en ambiente antártico: Estudio de un perfil en la Isla Media Luna (archipiélago de las Shetland del Sur)

Formation of phosphates in soils of the Antarctic environment: Study of a profile on Half Moon Island (South Shetland Islands)

M. Pelayo[1], J. López-Martínez[2], T. Schmid[1], J. Díaz-Puente[1], M. Rodríguez-Rastrero[1] y M.J. Sierra[1]

1 Dpto. de Medio Ambiente, CIEMAT, Avda. Complutense 40, 28040 Madrid. m.pelayo @ ciemat.es
2 Dpto. de Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid.

Resumen: La actividad generada por las aves durante el verano antártico en zonas libres de hielo da lugar a la acumulación de excrementos en determinadas localizaciones. Las soluciones, ricas en H_3PO_4, reaccionan con las fases silicatadas y dan lugar a la precipitación de fosfatos, característicos de los suelos ornitogénicos. En este trabajo se presentan las características texturales y mineralógicas de un perfil edáfico correspondiente a un suelo de este tipo en la Isla Media Luna (Islas Shetland del Sur). Se han determinado cuatro horizontes, que se caracterizan por tener una textura franco arenosa y unos valores de pH ácidos. El análisis mineralógico indica que el suelo está constituido por plagioclasas, cuarzo, fosfatos neoformados del tipo esfeniscidita, leucofosfita, fluorapatito y minyulita, así como menores proporciones de piroxenos. Además, presenta unos contenidos elevados en Sr, Zn y Cu. Los resultados indican que se trata de un suelo afectado por un proceso de fosfatización. Sin embargo, el suelo se encuentra en una zona en la que actualmente no hay evidencias de actividad animal, por lo que se trataría de un área rocosa que en el pasado estuvo sometida a la acumulación de excrementos de aves, lo que ha dado lugar a un suelo ornitogénico relicto.

Palabras clave: Antártida, esfeniscidita, fosfatización, suelos ornitogénicos

Abstract: *Bird activity during the Antarctic summer on ice-free areas leads to the accumulation of excrements in nesting locations. The H_3PO_4 rich solutions react with the silicate phases and lead to the precipitation of phosphates, which are characteristic of ornithogenic soils. In this work, textural and mineralogical characteristics of a soil profile from Halfmoon Island (South Shetland Islands) are presented. The profile has four horizons, generally characterized by a sandy loam texture and acidic conditions. The mineralogical analysis indicate that the soil is constituted by plagioclases, quartz, secondary phosphates minerals such as spheniscidite, leucophosphite, fluorapatite and minyulite, as well as with a minor proportion of pyroxenes. Furthermore, it presents high contents in Sr, Zn and Cu. The results indicate that this has been affected by a phosphatization process. However, the soil is in an area where nowadays there is no evidence of animal activity, so it was a location that was under the influence of past bird activities with an accumulation of excrements which has resulted in a ornithogenic relict soil.*

Key words: *Antarctica, ornithogenic soils, phosphatization, spheniscidite*

INTRODUCCIÓN

Durante el periodo del verano antártico un gran número de aves están presentes en zonas libres de hielo de la región de la Península Antártica y las islas adyacentes. Ello da lugar a la acumulación de guano, en ciertos casos en cantidades considerables. Las soluciones producidas por estos materiales, ricas en fosfato de amonio, percolan a través del suelo y reaccionan con el Fe, Al, K y Ca de las fases silicatadas, dando lugar a la precipitación de distintos fosfatos, que son característicos de los denominados suelos ornitogénicos, que han sido objeto de muchos estudios (ej. Tatur y Keck, 1990, Simas *et al*., 2007; Pereira *et al*., 2013). Estos suelos pueden ser tanto actuales como relictos, que son los que se encuentran en áreas abandonadas por aves, y se generan en condiciones climáticas antárticas marinas.

En este trabajo se presentan las características texturales y mineralógicas de un perfil edáfico de un suelo en la Isla Media Luna. El objetivo es describir la paragénesis mineral y caracterizar los procesos de formación dentro de un perfil edáfico desarrollado en un área influenciada por la presencia de aves marinas, todo ello con el fin de contribuir a la caracterización de los suelos y los procesos que les afectan en las áreas libres de hielo de la región norte de la Península Antártica.

La zona de estudio se sitúa en la Isla Media Luna. Es una pequeña isla situada en el archipiélago de las

Shetland del Sur, entre las islas Livingston y Greenwich. El área de la isla es de 152 ha, estando en su mayor parte libre de hielo. La geomorfología de la isla se caracteriza por la predominancia de formas de origen marino, con restos de plataformas erosivas hasta los 90 m de altitud y una serie de playas levantadas holocenas por debajo de 18 m s.n.m. Se aprecia la acción glaciar en las zonas más elevadas, así como la actuación de procesos periglaciares que han dejado numerosas formas de este origen. La forma de la isla proviene de la formación de tómbolos que, desde hace unos 5000-6000 años enlazan tres resaltes más prominentes constituidos por rocas volcánicas y volcanoclásticas (Serrano y López-Martínez, 1997).

MATERIALES Y MÉTODOS

Las muestras estudiadas corresponden a un perfil de suelo, de aproximadamente 30 cm de potencia, originado sobre rocas volcánicas. Se encuentra en un área elevada en el NE de la isla, a 98 m de altitud y a unos 100 m de la línea de costa. Se han tomado cuatro muestras correspondientes a cuatro horizontes y se han caracterizado desde el punto de vista mineralógico y fisicoquímico.

La caracterización mineralógica se ha llevado a cabo mediante difracción de rayos X (DRX), Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) equipado con un sistema analítico por Dispersión de Energía de rayos X (EDX), habiéndose hecho análisis químicos puntuales de algunos minerales, y Espectroscopia Infrarroja por Transformadas de Fourier (IRTF). Por último, se ha realizado el análisis químico por ICP-MS de los elementos traza debido a su importancia en este tipo de suelos (Tatur and Keck, 1990).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El suelo estudiado presenta, en general, una textura franco arenosa, con un contenido en arenas entre 51 y 71%, y una estructura poliédrica subangular. Los datos del pH indican que es un suelo ácido, con valores que varían entre 4.9 y 5.7 (Tabla 1), similares a los de suelos ornitogénicos estudiados por otros autores en la región de la Península Antártica (Pereira *et al*., 2013).

Muestra	Profundidad (cm)	Horizonte	pH	Clase textural
HMI-1	0-2/4	A	4.94	Franco arenosa
HMI-2	2/4-12/14	AB	5.42	Franco arenosa
HMI-3	12/14-20	C	5.70	Franco arenosa
HMI-4	>20	CR	5.39	Franca

TABLA I. *Relación de muestras estudiadas, profundidad, horizonte, pH y clase textural.*

El análisis mineralógico por DRX indica que las muestras están constituidas principalmente por plagioclasas, cuarzo, minerales del grupo de los fosfatos y menores proporciones de piroxenos.

Los fosfatos identificados son la leucofosfita o su análogo con NH_4, esfeniscidita, así como fluorapatito, y minyulita. Todos ellos son minerales neoformados, típicos en suelos ornitogénicos de la Antártida (Wilson and Bain, 1986; Tatur and Keck, 1990; Pereira *et al*., 2013). Hay que destacar la presencia de la leucofosfita-esfeniscidita, que es predominante en todas las muestras. La esfeniscidita, presenta unos espaciados en el difractograma de RX muy similares a los de la leucofosfita, por lo que resulta difícil distinguirlos mediante DRX. En la Figura 1 se representa un difractograma representativo de las muestras, en el que se observa la buena coincidencia de los espaciados de la esfeniscidita, obtenidos de la base de datos ICDD, con los que presenta la muestra. Por lo que parece que, aunque estén presentes los dos minerales, la esfeniscidita es predominante. Este mineral fue identificado y caracterizado como una nueva especie a partir de muestras procedentes de la Isla Elefante (Antártida) por Wilson and Bain (1986). Se trata de un hidroxifosfato hidratado de hierro y amonio ($(NH_4)\ Fe_2\ (PO_4)_2\ (OH)\cdot 2H_2O$) formado, según los anteriores autores, por la interacción de soluciones de fosfato de amonio procedentes del guano de los pingüinos con minerales micáceos y cloríticos presentes en el suelo. Sin embargo, en un artículo reciente, la esfeniscidita ha sido identificada en depósitos de guano de distintas cuevas estudiadas en Malasia Oriental (Wurster *et al*., 2015), lo que indica que este mineral puede formarse en distintos ambientes y tener diferentes orígenes.

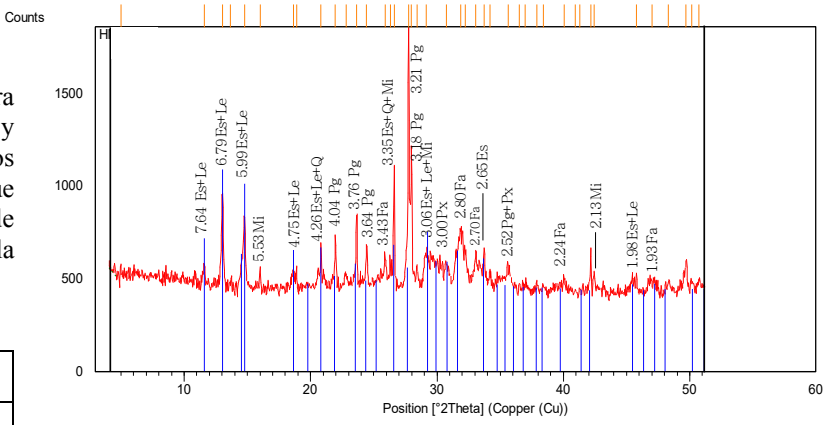


FIGURA 1. *Diagrama de DRX de la muestra HMI-1, donde se muestra la posición de los espaciados de la esfeniscidita (Es); Le: leucofosfita; Mi: minyulita; Q: cuarzo; Pg: plagioclasa; Fa: fluorapatito; Px:Piroxeno.*

Mediante MEB se observa que la probable esfeniscidita presenta una morfología en partículas muy finas que tienden a formar agregados esféricos de un tamaño de ≈ 5µm (Figura 2a). El análisis químico mediante EDX muestra un alto contenido en P_2O_5 (≈

47 %) y FeO (≈ 21 %), y menores contenidos en Al_2O_3, Na_2O, K_2O, CaO y MgO (Figura 2b). La SiO_2 y TiO_2 se consideran impurezas procedentes de las arcillas. El NH_4 no se ha identificado, probablemente por estar el N por debajo de los límites de detección de la técnica. Estos análisis son similares a los obtenidos por Wilson and Bain (1986).

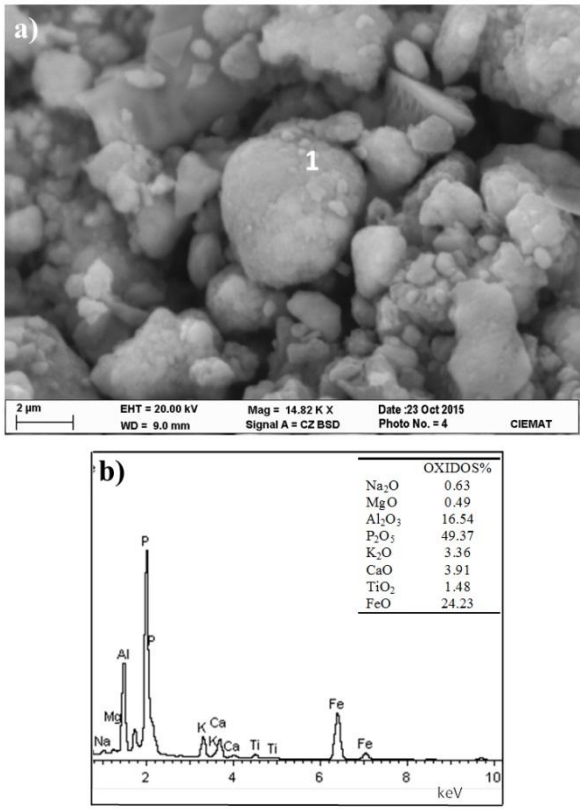


FIGURA 2. *(a) Imagen de MEB en la que se observa un agregado microcristalino de una probable esfeniscidita (b) Espectro EDX de la esfeniscidita (punto 1).*

El fluorapatito presenta una morfología en agregados de microcristales subidiomorfos (Figura 3), tal y como ha sido observado por Tatur y Keck (1990) en suelos de la Antártida y como cristales idiomorfos prismáticos, probablemente procedente de huesos de aves.

La minyulita ($KAl_2(PO_4)_2OH.4H_2O$) solamente está presente en el horizonte superior y en bajos contenidos.

Por otro lado, el análisis químico de los elementos traza muestra unos contenidos relativamente altos en Sr (0.05-0.17%), Zn (0.03-0.13%) y Cu (0.01-0.04%), siendo el contenido mayor en el horizonte inferior. Los valores altos en estos elementos son normales en muestras de guano ricas en apatito, sustituyendo al Ca (Tatur and Keck, 1990), y se encuentran asimismo en el kril, que contiene también alto contenido en flúor.

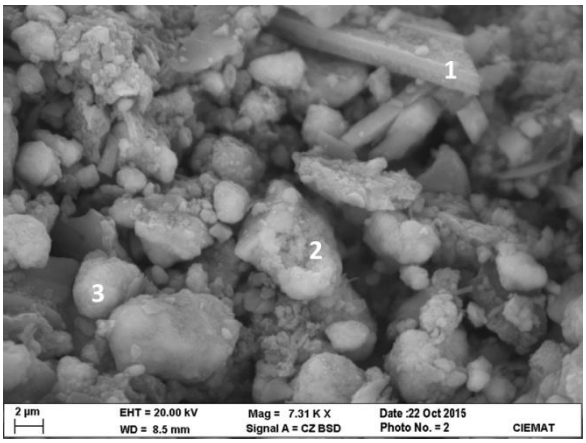


FIGURA 3. *Imagen de MEB en el que se observa una plagioclasa (1), agregado de cristales de apatito (2) y probable esfeniscidita (3)*

Con objeto de confirmar la existencia de esfeniscidita y poder caracterizarla más en detalle, se ha llevado a cabo el análisis mediante IRTF en las cuatro muestras (Figura 4). Los espectros muestran en la región de tensión de los grupos OH una amplia banda a ≈ 3370 cm^{-1} formada por la superposición de tres bandas, que se atribuyen a las vibraciones de los grupos OH de las moléculas de agua asociadas a los fosfatos, las cuales son similares a las que presenta la leucofosfita (Frost *et al*., 2013). En la región de deformación de los grupos OH, se observa, por un lado en la zona central del espectro, una banda a ≈1430 cm^{-1} que puede ser asignada a la vibración del grupo NH_4 (Marincea *et al*., 2002). La presencia de NH4 parece confirmar la existencia de esfeniscidita en las muestras. Por otro lado, presenta una intensa banda a ≈ 1044 cm^{-1}, que corresponde a la vibración del grupo PO_4^{3-} de la probable esfeniscidita y del fluorapatito (Russell and Fraser, 1994). La existencia de fluorapatito se confirma con la presencia de las bandas a 594 y 571 cm^{-1} en todos los espectros, aunque con distinta intensidad, siendo la muestra del horizonte inferior la que presenta un mayor contenido en este mineral (ver Figura 4). Por último, aparecen unas bandas a ≈ 464 y 430 cm^{-1} que son debidas a la vibración de deformación del grupo PO_4^{3-}, que podrían corresponder a la esfeniscidita.

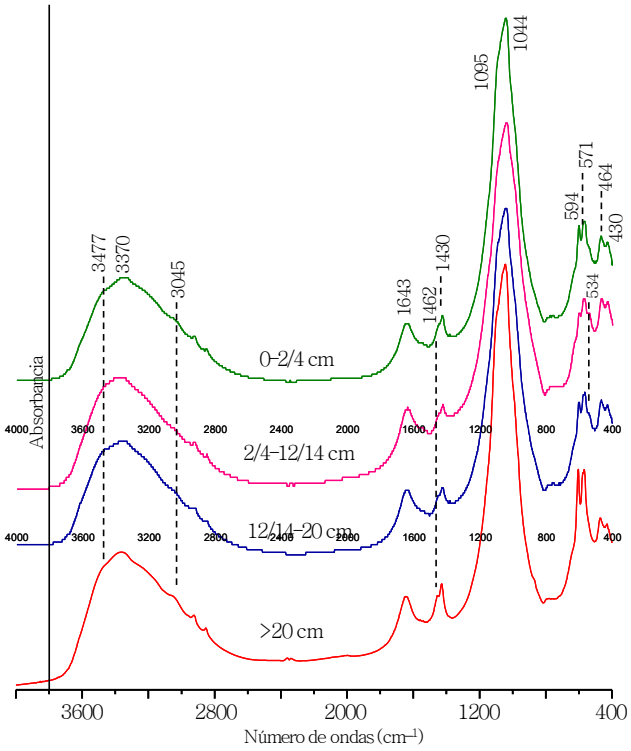


FIGURA 4. *Espectros de IRTF de las muestras estudiadas*.

La paragénesis mineral observada indica que es un suelo caracterizado por un proceso de fosfatización, a partir de la interacción de soluciones ricas en P, procedentes de excrementos de aves, con distintos minerales del suelo. Sin embargo, el suelo estudiado se encuentra en una zona elevada de la isla cubierta por musgo, en la que actualmente no hay evidencias de actividad animal. La identificación de esfeniscidita sugiere que esta fuera una antigua zona de cría de aves. En este sentido, el trabajo realizado por García Esponda *et al*. (2000) durante los años 1995 y 1996, confirma la antigua presencia de colonias de aves marinas en dicha zona. Se trataría por tanto de un área de anidamiento abandonada, que estuvo afectada por excrementos de aves dando lugar a un suelo ornitogénico relicto.

Las condiciones de acidez observadas en el suelo pueden asociarse al proceso de la mineralización, a través de la producción de ácidos sulfúrico y nítrico, tal como ha sido puesto de manifiesto por Pereira *et al*. (2013). Este suelo presenta, además, unos contenidos relativamente elevados de Sr, Zn y Cu, especialmente en el horizonte inferior. Según Tatur y Keck (1990) estos elementos están asociados al apatito formado en este tipo de suelos. Lo que está de acuerdo con la presencia de fluorapatito en estas muestras, siendo más abundante en el horizonte inferior.

Por otro lado, cabe destacar la presencia de esfeniscidita en este suelo, tratándose de un mineral muy poco identificado en los suelos de la Antártida.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado mediante el proyecto CTM2014-57119-R del Plan Nacional de I+D+I.

REFERENCIAS

Frost, R.L., Xi, Y., Scholz, R., Belotti, F.M. and Filho, M.C. (2013). Infrared and Raman spectroscopic characterization of the phosphate mineral leucophosphite $K(Fe^{3+})_2(PO_4)_2(OH).2(H_2O)$. *Spectroscopy Letters,* 4(6), 415-420.

Garcia Esponda, C.M., Coria, N.R. and Montalti, D. (2000). Breeding birds at Halfmoon Island, South Shetland Islands, Antarctica, 1995/96. *Marine Ornithology,* 28: 59-62.

Marincea, S., Dumitras, D. and Gibert, R. (2002). Tinsleyite in the "dry" Cioclovina Cave (Sureanu Mountains, Romania): the second occurrence. *European Journal of Mineralogy,* 14, 157-164.

Pereira, T.T.C., Schaefer, C.E.G.R., Ker, J.C., Almeida, C.C., Almeida, I.C.C. Pereira, A.B. (2013). Genesis, mineralogy and ecological significance of ornithogenic soils from a semi-desert polar landscape at Hope Bay, Antarctic Peninsula. *Geoderma,* 209-210: 98-109.

Russell, J. D. and Fraser, A. R. (1994). Infrared methods. In Wilson, M.J. (ed.), *Clay mineralogy: spectroscopic and chemical determinative methods*, pp 11-67. Chapman & Hall.

Serrano, E. and López-Martínez, J. (1997). Evolución de las formas del relieve y los depósitos superficiales cuaternarios en la Isla Media Luna, Islas Shetland del Sur. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica),* 93(1-4): 207-218.

Simas, F.N.B, Schaefer, C.E.G.R, Melo, V.F., Albuquerque-Filho, M.R., Michel R.F.M., Pereira V.V., Gomes M.R.M. and Da Costa, L.M. (2007) Ornithogenic cryosols from maritime Antarctica: phosphatization as a soil forming process. *Geoderma,* 138: 191-203.

Tatur, A. and Keck, A. (1990). Phosphates in ornithogenic soils of the maritime Antarctic. *Proc. NIPR Symposium on Polar Biology*, 3: 133-150.

Wilson, M.J. and Bain, D.C. (1986). Spheniscidite, a new phosphate mineral from Elephant Island, British Antarctic Territory. *Mineralogical Magazine*, 50: 291-293.

Wuster, C.M., Munksgaard, N., Zwart, C. and Bird, M. (2015). The biogeochemistry of insectivorous cave guano: a case study from insular Southeast Asia. *Biogeochemistry,* 124: 163-175.

Opaline chert nodules in maar lake sediments from Camp dels Ninots (La Selva Basin, NE Spain)

Nodulos de chert en sedimentos lacustres del maar de Camp dels Ninots (Cuenca de La Selva, NE España)

J. Miró[1], J.D. Martín-Martín[1], J. Ibáñez[2], P. Anadón[2], O. Oms[3], J. Tritlla[4] and M.A. Caja[5]

1 Universitat de Barcelona, Faculty of Geology. Martí i Franquès, s/n. 08028 Barcelona (Spain), jmiropad@gmail.com,juandiegomartin@ub.edu
2 Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera, CSIC, 08028 Barcelona (Spain). jibanes@ictja.csic.es, panadon@ictja.csic.es
3 Universitat Autònoma de Barcelona. Science Faculty, Geology Department. Campus Bellaterra 08193 (Spain). joseporiol.oms@uab.cat
4 SPD, Direction of Geology, Repsol Exploración, c/ Méndez Alvaro 44, 28045 Madrid (Spain); jordi.tritlla@repsol.com
5 Geology Laboratory, Centro Tecnológico de Repsol, Crta. De Extremadura km 18, Móstoles (Spain); miguelangel.caja@repsol.com

Abstract: Chert nodule samples from three different well cores (CC, CP1 & CA) from the lacustrine infill of the Camp dels Ninot maar-diatreme (La Selva Basin) have been studied by means of X-ray diffraction, and optical and electron microscope technique. The chert nodules replace diatomites and carbonates layers, and varies in mineralogy between opal-A to opal-A/CT. The microtexture of the opal-A rich nodules is characterized by smooth microspheres of ~2µm in diameter that forms aggregates of amalgamated microspheres. Commonly, the nodules contain diatoms and their moulds when replacing diatomites, and dolomite or ankerite crystals and their moulds when replacing carbonates. The opal-A/CT rich nodules exhibit a microtexture consisting of microspheres of ~8µm in diameter that form aggregates with botryoidal and finger-like morphologies. Results indicate that the early diagenetic transformation of opal-A to opal-CT is not complete in the studied sediments.

Key words: lacustrine, maar, chert nodules, opal-A, opal-A/CT

Resumen: *En el presente trabajo se estudian muestras de 3 testigos de sondeo (CC, CP1 y CA) mediante DRX, microscopio óptico y electrónico a fin de caracterizar los nódulos de chert en el relleno sedimentario lacustre del maar de Camp dels Ninots (La Selva Basin,). Los nódulos de chert reemplazan capas de diatomitas y carbonato, y varían mineralógicamente entre ópalo-A y ópalo-A/CT. La microtextura de los nódulos ricos en ópalo-A se caracteriza por microesferas lisas de ~2µm de diámetro que forman agregados de microesferas amalgamadas. Frecuentemente, los nódulos contienen diatomeas y sus moldes cuando reemplazan diatomitas, y cristales de dolomita y ankerita y sus moldes cuando reemplazan carbonatos. Los nódulos rico en ópalo-A/CT presentan una microtextura con microesferas de ~8µm de diámetro que forman agregados con morfología botroidal. Los resultados indican que la transformación diagenética de ópalo-A a ópalo-CT no es completa en los sedimentos estudiados.*

Palabras clave: *sedimentos lacustres, maar, nódulos de chert, ópalo-A, ópalo-A/CT*

INTRODUCTION

Chert nodules are very common in the lacustrine sediments of the Camp dels Ninots maar of Caldes de Malavella (La Selva Basin, NE Spain) as menilitic opal. The mineralogy and origin of such chert nodules have been succinctly described from outcrop specimens by Piqué (2008), who identifies the occurrence of opal-A (i.e, amorphous opal) and opal-CT.

Research well cores recovered at Camp dels Ninots maar (Caldes de Malavella), during paleontological and climatic studies, revealed that chert nodules are common in the lacustrine infill of the basin. These cores also allow to study the early diagenetic silica minerals in lacustrine maar environments. Specific objectives of this work are: (i) to characterize the mineralogy of the nodules and (ii) to constrain the origin and diagenetic evolution of the silica.

GEOLOGICAL SETTING

The Camp dels Ninots maar-diatreme (CNMD) (41° 50′ 06″N, 2° 47′ 51″E; 95 m above sea level) is a Pliocene maar located in Caldes de Malavella (La Selva Basin, NE Spain), with a diameter between 650 and 400 m. La Selva Basin is a Neogene basin bounded by NW-SE faults (Pous et al., 1990) included in

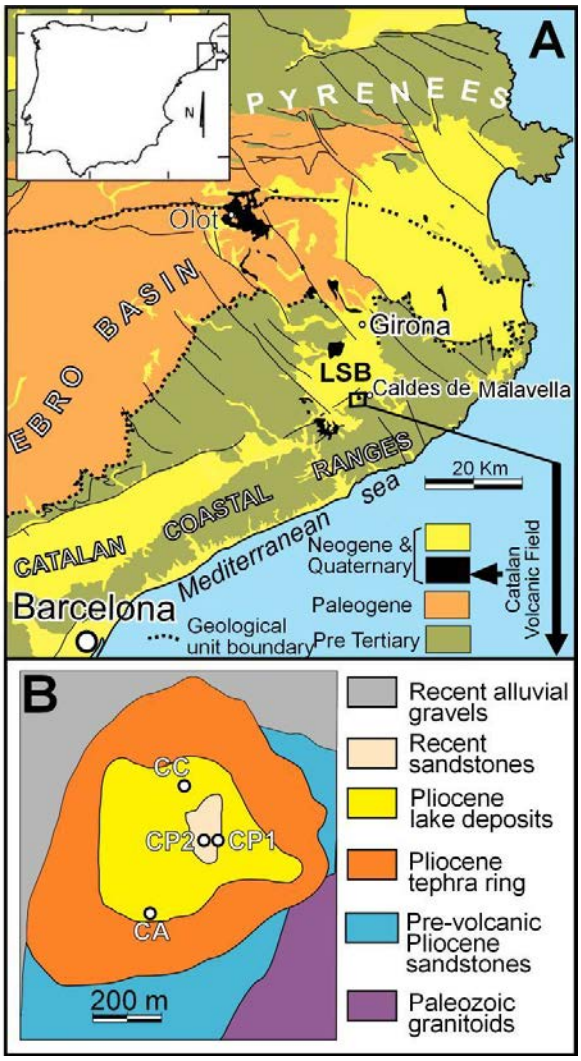


FIGURE 1: A) Location of the Camp dels Ninots maar diatreme within the Iberian Peninsula (upper left) and within the Catalan Volcanic Field. B) Simply geological map of Camp dels Ninots maar with the location of the wells (see the methods). Oms et al., 2015 (modified)

Catalan Volcanic Zone. This zone constitute belongs to the Neogene European Rift System provinces (Fig.1). The origin of the CNMD (Gómez de Soler et al., 2012; Oms et al., 2015) is most probably associated to the faults bounding the La Selva Basin and it is classified as phreatomagmatic (Martí et al., 2011).

The earliest geological study in Camp dels Ninots considered sediments as lacustrine without any mention to volcanism (Vidal, 1882), being Vehí et al. (1999) who identified these sediments as the infill of a maar. During recent years, the maar sediments have been extensively studied due to its well-preserved Pliocene fossil record (Campeny and Gómez de Soler, 2010; Gómez de Soler et al., 2012 Jiménez-Moreno et al., 2013). More recently, the maar structure and infill sediments were thoroughly studied by integrating eight cores and nine electric resistivity tomography cross sections (Oms et al., 2015). The basement of the CNMD is composed by Late Carboniferous to Permian granites, schists, and Pliocene arkoses, clays, sands, and gravels from the La Selva Basin alluvial system (Pous et al., 1990). The lacustrine sediments fill a maar diatreme lake rimmed by a tephra ring-shape. Three main facies (Jiménez-Moreno et al., 2013) are found in the lake sediments: (i) laminated green-to-greyish mudstones composed mainly by clay minerals; (ii) laminated dark mudstone rich in organic matter; and (iii) laminated/massive whitish carbonates. These lacustrine sediments contain frequent early diagenetic silica concretions dominated by chert nodules (menilites) that are the goal of this study. Piqué (2008) noted that these chert nodules replaced or grew within calcite and dolomite layers, as opal-CT lepispheres with botryoidal textures.

METHODS

Fifty-four core samples have been selected from three wells of the Camp dels Ninots maar (Can Cateura – 31 m (CC), Can Pla 1 – 112 m (CP1), Can Argilera – 75.5 m (CA), Fig.1b) as well as from trench outcrops within the area. Sampling includes: a) the main lithological facies and b) the chert nodules and associated host rocks. Thirty-eight thin sections and ten polished slabs were prepared from the selected core samples. The samples have been studied by optical microscopy, X-Ray powder Diffraction (XRD) and Scanning Electron Microscope (SEM).

The mineralogy of all samples was determined by XRD using a Bruker D8-A25 powder diffractometer equipped with a Cu x-ray source (Cu Kα radiation) and a LynxEye position sensitive detector. The scans were recorded between 3º and 65º (in 2θ) with a 0.05° step size and equivalent integration times of 576 s per step. Phase identification was performed using the Diffrac. EVA software in combination with the Powder Diffraction File (PDF-2) and the Crystallography Open Database (COD).

Thirty-eight thin sections were prepared with standard procedures and examined with a Zeiss Axiophot petrographic microscope. Detailed textural analyses were performed on rock chips with a Scanning Electron Microscope (SEM) JSM-7100F equipped with a dispersive X-ray spectrometer (EDS).

RESULTS

Core log examination indicates that the highest concentration of diagenetic chert nodules occur within the white carbonate facies, whereas the dark mudstones exhibit the lowest concentrations, showing the greyish facies intermediate concentrations. Regardless of facies, chert nodules appear both at shallow and deep depths, replacing both carbonates and diatomite layers. Chert nodules are usually black (Fig. 2A) or brown in colour, occasionally zoned, and with typical irregular

shapes, often planar and semi-spherical with smoothed edges.

XRD analyses indicate that nodules are composed by opal-A (typical broad peak from diffuse scattering centred at lattice spacings of ~4Å) to opal-A/CT (broad peak centred at 4.Å with two minor individual peaks at ~4.09Å and ~4.32Å). The host rock mineralogy is dominated by carbonates (dolomite, ankerite and/or calcite), with subordinate of quartz, feldspars, clays (smectite phases, kaolinite, illite), gypsum and pyrite. Together with carbonates, diatom rich layers are also found in the host rock.

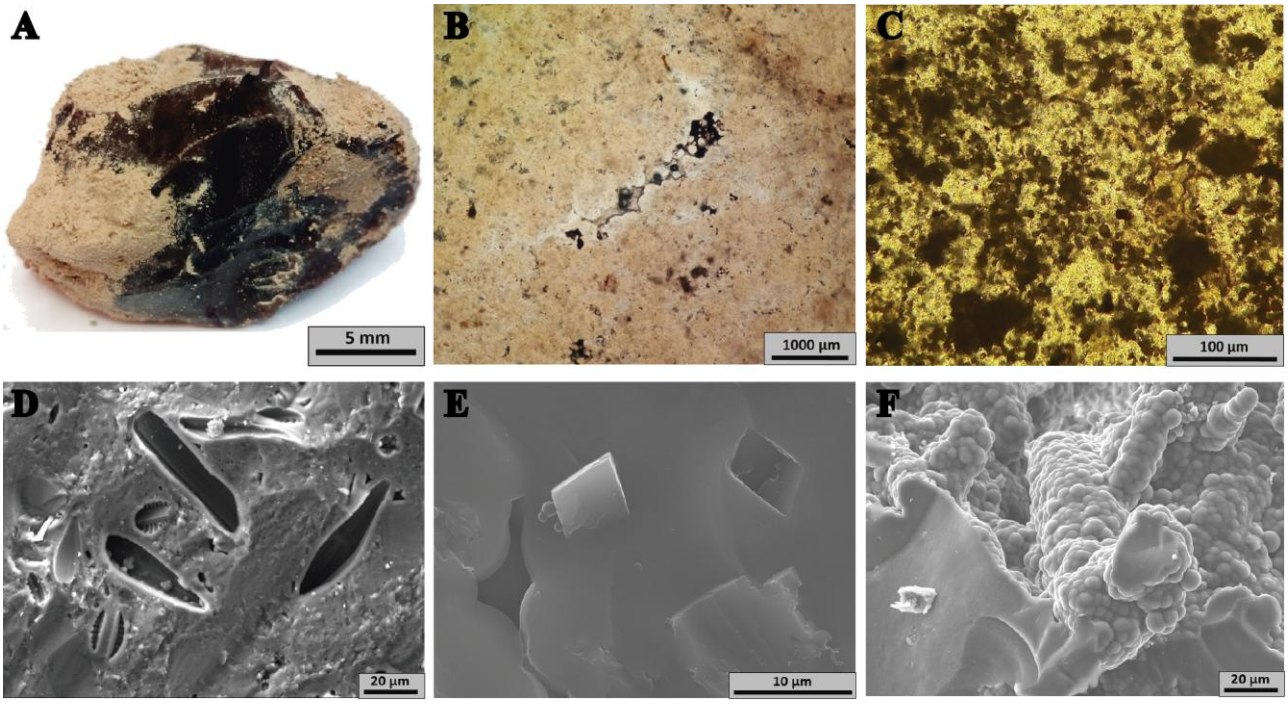
Optical petrographic observations of chert nodules show the typical yellowish to light brown colours of the opal under polarized light (Fig. 2B). The opal-A rich nodules are made of smooth microspheres of ~2µm in diameter forming aggregates of amalgamated microspheres. The opal-A replacing diatomite frequently engulfs diatoms and their moulds that decrease in abundance towards the centre of the nodule (Fig. 2D). Moreover, opal-A nodules replacing carbonate layers typically engulf crystals and their moulds of the carbonate minerals (dolomite and ankerite) (Fig. 2E). The opal-A/CT rich nodules show a microstructure similar to that of opal-A rich nodules characterized by aggregates of microspheres of ~8 µm in diameter (Fig. 2C). Occasionally these microspheres form finger-like aggregates (Fig. 2F). In addition to opal-A and opal-A/CT, petrographic observations indicate the presence of small crystalline areas, likely microquartz crystals, appear within the opaline texture.

DISCUSSION:

The occurrence of diatom moulds in opal-A nodules suggests that the dissolution of silica diatom skeletons, which are abundant in the Camp dels Ninots lacustrine sediments, contributed in part to the formation of the nodules. Textural observations indicate that opal-A is formed by microspheres, most probably generated through a dissolution and re-precipitation process (Mackay, 2007). Despite opal-A/CT have been recognized by XRD in Camp dels Ninots, the typical opal-CT bladed lepispheres reported in the literature (e.g., Lynee et al., 2005) are not recognized, indicating that the complete opal-A to opal-CT transformation is not complete in the studied samples.

The transformation from opal-A to opal-CT has been extensively reported in the literature (e.g., Lynee et al., 2005). According to these authors the complete diagenetic transformation of opal-A includes the pass of opal-CT to microquartz frequently with an intermediate phase called moganite. XRD analyses of the Camp dels Ninots nodules do not support further transformation of opal-CT to moganite or microquartz in the studied sediments. However, the presence of small microquartz crystals that appear within the opaline suggests that the transformation may have been

Figure 2: A) Hand specimen of a black and homogeneous chert nodule. B) Photomicrograph of opal-A rich nodule showing the typical yellowish color of the amorphous mass (parallel light). C) Photomicrograph of opal-A/CT rich nodule showing the texture made of clusters of microspheres (parallel light). D) SEM image showing diatom moulds within the opal-A amorphous mass. E) SEM image of an opal-A rich nodule showing the amorphous mass engulfing ankerite crystals. F) SEM image of the opal-A/CT nodule showing a cluster of smooth microspheres of around 8 µm in diameter and finger-likely morphology.



initiated. The low amount of microquartz in the studied sediments probably prevents its record in the XRD scans, which are dominated by opal phases.

CONCLUSIONS

The study of well cores from Camp dels Ninots reveals the presence of diagenetic chert nodules in almost all the lacustrine sedimentary infill.

Chert nodules are composed by opal-A or opal-A/CT, both showing similar petrographic characteristics. The opal-A nodules are made of microspheres of ~2µm in diameter forming aggregates. Opal-A/CT nodules are usually made of microspheres aggregates showing botryoidal and finger-like morphologies. Typically, the opal-A/CT microspheres are ~8µm in diameter. Our present data suggests that opal-A was partially transformed to opal-A/CT during diagenesis.

The transition from opal-A to opal-A/CT during the diagenesis and its potential evolution to opal-CT and microquartz needs to be further characterized by complementary analytical techniques such as Raman scattering or Si isotopes.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research is funded by Repsol Exploración through a collaborative project with the University of Barcelona. Well drilling was financed by *El Plio-pleistocè del Camp dels Ninots i la depressió prelitoral: evolució paleoclimàtica, dispersions faunístiques i humanes* (2014-100575) project (Departament de Cultura de la Generalitat de Catalunya) and SGR2014-901 (AGAUR, Generalitat de Catalunya). The authors would like to thank the Town Council of Caldes de Malavella for providing logistics and the land owners (Mr. Jaume Pla and family). The results presented here are part of the ongoing Msc. Thesis of J. Miró.

REFERENCES

Campeny, G. & Gómez de Soler, B. (2010): El Camp dels Ninots: rastres de l'evolució (Eds.). Edited by Ajuntament de Caldes de Malavella—IPHES. 199 pp.

Gómez de Soler, B., Campeny Vall-Llosera, G., van der Made, J., Oms, O., Agustí, J., Sala, R., Blain, H.A., Burjachs, F., Claude, J., García Catalán, S., Riba, D., Rosillo, R. (2012): The Camp dels Ninots (NE Spain): a new key locality for the Middle Pliocene terrestrial faunas of Europe. *Geologica Acta*, 10 (2): 1–17.

Jiménez-Moreno, G., Burjachs, F., Expósito, I., Oms, O., Carrancho, Á., Villalaín, J.J., Agustí, J., Campeny, G., Gómez de Soler, B. & van der Made, J. (2013): Late Pliocene vegetation and orbital-scale climate changes from the western Mediterranean area. *Global Planet Change*, 108: 15–28.

Lynne, B. Y., Campbell, K. A., Moore, J. N., & Browne, P. R. L. (2005): Diagenesis of 1900-year-old siliceous sinter (opal-A to quartz) at Opal Mound, Roosevelt Hot Springs, Utah, USA. *Sedimentary Geology*, 179(3), 249-278.

Mackay, A. W. (2007): The paleoclimatology of Lake Baikal: a diatom synthesis and prospectus. *Earth-Science Reviews*, 82(3), 181-215.

Martí, J., Planagumà, L., Geyer, A., Canal, E., & Pedrazzi, D. (2011): Complex interaction between Strombolian and phreatomagmatic eruptions in the Quaternary monogenetic volcanism of the Catalan Volcanic Zone (NE of Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *201*(1): 178-193.

Oms, O., Bolós, X., Barde-Cabusson, S., Martí, J., Casas, A., Lovera, R., Himi, M., Gómez de soler, B., Campeny Vall-Llosera, G., Pedrazzi, d. & Agustí, J. (2015): Structure of the Pliocene Camp dels Ninots maar-diatreme (Catalan Volcanic Zone, NE Spain). *Bulletin of Volcanology*, *77*(11): 1-13.

Piqué, A. (2008): *Insights into the geochemistry of F, Ba and Zn-(Pb) hydrothermal systems: examples from northem Iberian Peninsula*. PhD, University of Barcelona, 216 p.

Pous, J., Solé Sugrañes, L., & Badiella, P. (1990): Estudio geoeléctrico de la depresión de La Selva (Girona). *Acta geológica hispánica*, *25*(4): 261-269.Vidal, L. M. (1882): Estudio geológico de la estación termal de Caldes de Malavella. Bol. de la Comisión del Mapa Geol. de España, nº 9, p. 65-91.

Vehí, M., Pujadas, A, Roqué, C. & Pallí, L. (1999): Un edifice volcanic inèdit a Caldes de Malavella (La Selva, Girona): el Volcà del Camp dels Ninots.*Quaderns de la Selva*, 11. Centre d'Estudis Selvatans.

Patrones de tierras raras y estudio isotópico preliminar del caolín asociado a un paleosuelo laterítico del suroeste peninsular

Rare earth element pattern and stable isotope composition of kaolin from a lateritic paleosol in the southwest of the Iberian Peninsula

J.C. Fernández-Caliani y M. Cantano

Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva. E-mail: caliani@uhu.es; cantano@uhu.es

Resumen: Se documentan las concentraciones y los patrones de distribución y fraccionamiento de tierras raras (REE) en un paleosuelo laterítico desarrollado al final del Plioceno sobre arenas arcósicas del suroeste peninsular (Fm. Arenas de Bonares), y se presentan datos isotópicos preliminares sobre el caolín asociado con el objetivo de precisar su origen. El material caolinizado se caracteriza por un marcado empobrecimiento de REE, con patrones de fraccionamiento normalizados relativamente planos ($La_N/Lu_N<2$) y discretas anomalías de europio (Eu/Eu*=0,8-1,3). La composición isotópica de la caolinita ($\delta^{18}O$=17,3‰ y δD=-65‰) refleja claramente su origen supergénico, y es compatible con aguas meteóricas en condiciones climáticas subtropicales.

Palabras clave: caolín, paleosuelo, laterización, elementos de tierras raras, isótopos estables.

Abstract: *This study reports the concentrations and fractionation patterns of rare-earth elements (REE) in a lateritic paleosol developed on arkosic sands (Bonares Sands Formation) since the Late Pliocene in South-West Spain, and it explores the stable isotope signature of the kaolin in order to constrain the paleoweathering event. The kaolinized material appears to be markedly impoverished in REE, showing relatively flat patterns with little fractionation ($La_N/Lu_N<2$) and irrelevant europium anomalies (Eu/Eu*=0.8-1.3). The isotope composition of the kaolinite ($\delta^{18}O$=17.3‰ and δD=-65‰) is consistent with a supergene origin. Kaolin was formed in equilibrium with meteoric waters under (sub)tropical weathering conditions.*

Key words: *kaolin, paleosol, laterization, rare earth elements, stable isotopes.*

INTRODUCCIÓN

El relleno sedimentario de la cuenca neógena del Guadalquivir en su extremo noroccidental (provincia de Huelva) contiene depósitos siliciclásticos con abundantes arenas arcósicas y microconglomerados (Formación Arenas de Bonares, cf. Mayoral y Pendón, 1986/87). La superficie de alteración desarrollada sobre estos materiales desde el final del Plioceno registra un intenso proceso de monosialitización, que ha originado un importante depósito residual de arenas caoliníferas, con espesor variable hasta 20 m (Fernández-Caliani y Cantano, 2010).

En este trabajo se han determinado las concentraciones de elementos de tierras raras (REE) y la composición isotópica de la caolinita, con el objetivo de precisar las condiciones geoquímicas y el proceso genético de caolinización.

MATERIAL Y MÉTODOS

Se analizaron 17 muestras tomadas a distintas profundidades en 3 perfiles diferentes, localizados en las proximidades de Bonares (Fig. 1). Estos perfiles pertenecen a un paleosuelo laterítico constituido por arenas caoliníferas, y coronado por una coraza ferralítica con estructura pisolítica.

El análisis químico de los REE se realizó en Activation Laboratories (Canadá) por ICP-MS (Perkin Elmer Optima 3000), tras fusión alcalina con una mezcla de metaborato y tetraborato de litio, y siguiendo un estricto control de calidad con el uso de blancos, réplicas y materiales de referencia certificados. Los resultados fueron normalizados con respecto al estándar NASC (*North American Shale Composite).*

La composición isotópica ($\delta^{18}O$ y δD) de la caolinita se determinó por espectrometría de masas (Finnigan MAT Delta), según la metodología convencional (Clayton y Mayeda, 1963). El análisis isotópico se realizó en Activation Laboratories sobre la fracción <2 □ m de un caolín de elevada pureza (muestra BO2), previamente analizado por difracción de rayos-X (Bruker D8 Advance). Los resultados obtenidos se expresan en partes por mil con respecto al estándar V-SMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*), con una reproducibilidad de ±0.2‰.

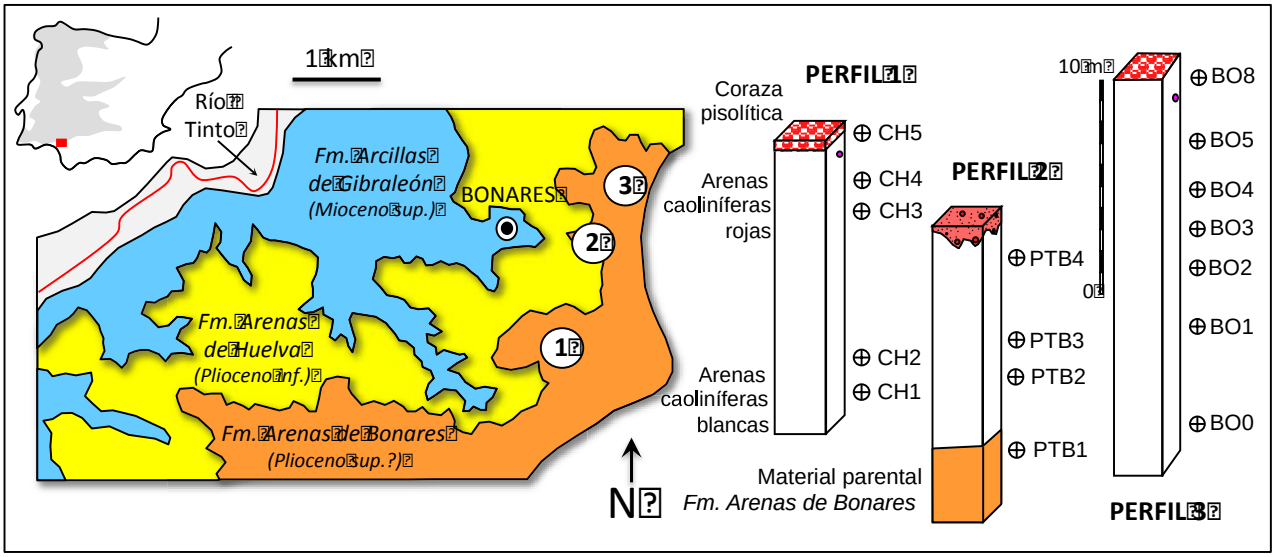


FIGURA 1. *Localización geológica de los perfiles de alteración estudiados y de las muestras analizadas.*

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las concentraciones de REE varían ampliamente según la posición de las muestras en el perfil de alteración (Tabla 1). En general, las concentraciones totales (□ REE) son más elevadas en el material caolinizado basal, donde se alcanzan los máximos valores (hasta 202 mg/kg en el perfil 3). Los contenidos totales de REE tienden a disminuir, aunque de forma irregular, hacia la parte superior del perfil, donde la meteorización química ha sido más intensa. La irregularidad en la distribución vertical de las concentraciones de REE podría deberse al efecto diluyente del cuarzo, ya que las proporciones de este mineral en el caolín varían notablemente a lo largo del perfil (Fernández-Caliani y Cantano, 2010).

Los patrones de REE normalizados presentan una morfología prácticamente plana (Fig. 2), lo cual sugiere un fraccionamiento muy discreto entre elementos ligeros y pesados, tal como demuestran los bajos valores de la relación La_N/Lu_N (generalmente inferior a 2). Así mismo, las anomalías de europio se consideran insignificantes, ya que todos los valores obtenidos de la relación Eu/Eu* se aproximan a la unidad (0,83-1,29).

Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	□ REE	Eu/Eu*	La_N/Lu_N
CH-5	18,6	37,2	4,43	15,2	3,1	0,56	2,7	0,5	3,1	0,6	2,0	0,31	2,1	0,32	90,72	0,85	0,87
CH-4A	28,9	51,5	5,53	16,7	2,8	0,60	2,4	0,4	3,0	0,7	2,1	0,32	2,2	0,35	117,50	1,02	1,32
CH-4B	25,5	42,6	4,51	13,9	2,4	0,51	2,0	0,4	2,6	0,6	1,7	0,28	1,9	0,29	99,19	1,02	1,24
CH-3	10,1	17,0	1,83	5,6	1,0	0,19	0,8	0,2	1,0	0,2	0,7	0,12	0,8	0,12	39,66	0,93	1,26
CH-2	15,2	27,5	2,68	7,6	1,3	0,23	1,0	0,2	1,0	0,2	0,6	0,09	0,6	0,09	58,29	0,87	2,53
CH-1	13,9	30,1	3,37	11,4	2,2	0,40	1,5	0,2	1,3	0,3	0,8	0,12	0,8	0,12	66,51	0,97	1,64
PTB-4	22,1	32,8	3,70	9,2	1,7	0,34	1,4	0,2	1,5	0,3	1,0	0,16	1,0	0,17	75,57	0,97	1,95
PTB-3	12,0	22,8	2,6	8,0	1,4	0,25	0,9	0,1	0,8	0,2	0,5	0,08	0,5	0,08	50,21	0,98	2,25
PTB-2	10,8	23,5	3,51	13,3	3,1	0,73	2,0	0,3	1,5	0,3	0,7	0,11	0,7	0,10	60,65	1,29	1,62
PTB-1	31,3	59,2	8,96	34,2	8,0	1,84	7,7	1,2	6,9	1,4	3,8	0,54	3,4	0,52	168,96	1,03	0,90
BO-8	7,1	10,5	1,28	4,2	0,9	0,15	0,7	0,1	0,8	0,2	0,5	0,08	0,6	0,08	27,19	0,83	1,33
BO-5	24,3	40,0	4,43	13,2	2,4	0,49	1,8	0,3	2,0	0,4	1,2	0,19	1,3	0,20	92,21	1,03	1,82
BO-4	14,6	24,5	2,50	7,2	1,3	0,24	1,1	0,2	1,3	0,3	0,8	0,14	0,9	0,14	55,22	0,88	1,56
BO-3	8,9	13,7	1,67	4,6	0,8	0,17	0,6	0,1	0,7	0,1	0,4	0,07	0,5	0,07	32,38	1,08	1,90
BO-2	9,9	16,4	2,06	6,6	1,3	0,24	1,0	0,2	0,9	0,2	0,6	0,09	0,6	0,10	40,19	0,93	1,49
BO-1	11,8	26,0	3,67	13,7	3,0	0,71	2,0	0,3	1,5	0,3	0,7	0,11	0,7	0,10	64,59	1,27	1,77
BO-0	32,6	89,0	10,7	39,6	9,3	1,85	6,5	0,9	4,9	0,9	2,6	0,39	2,7	0,41	202,35	1,04	1,19

TABLA I. *Concentraciones (mg/kg) de elementos de tierras raras y relaciones Eu/Eu* ($Eu_N/[Sm_N \times Gd_N]^{0.5}$) y La_N/Lu_N.*

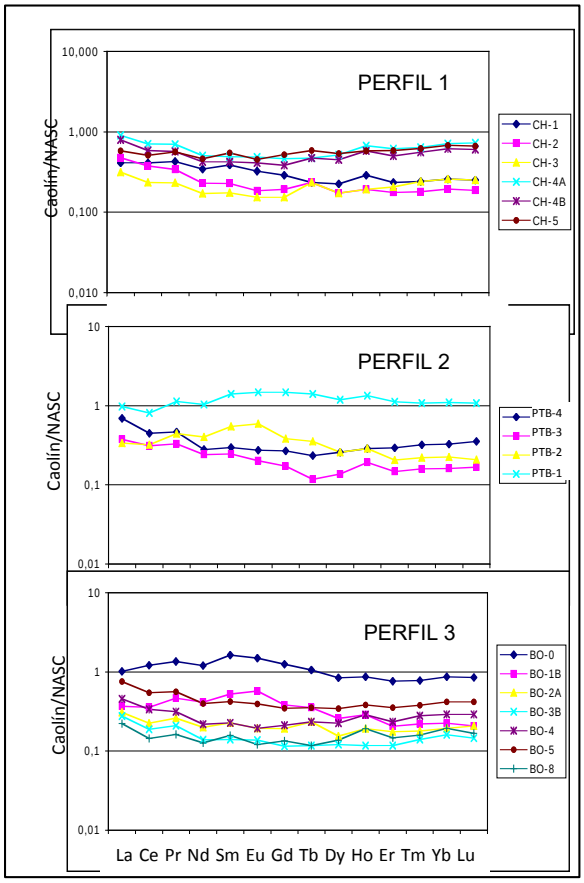


FIGURA 2. *Patrones de fraccionamiento de REE en los tres perfiles estudiados.*

Los valores de las relaciones isotópicas obtenidos para la caolinita son: $\delta^{18}O$= 17,3‰ y δD= -65‰. La proyección de estos valores en un diagrama bivariante claramente refleja el origen supergénico del caolín (Fig. 3).

La temperatura del agua meteórica a partir de la cual se originó la caolinita en condiciones de equilibrio isotópico fue aproximadamente 33º C, calculada a partir de la resolución del siguiente sistema de ecuaciones:

[1] $\delta D_{water} = 8\delta^{18}O_{water} + 10$ (Craig, 1961)

[2] $\delta^{18}O_{kaol} - \delta^{18}O_{water} = 2{,}76 \times 10^6 T^{-2} - 6{,}75$ (Sheppard and Gilg, 1996)

[3] $\delta D_{kaol} - \delta D_{water} = -2{,}2 \times 10^6 T^{-2} - 7{,}7$ (Gilg and Sheppard, 1996)

La temperatura obtenida es indicativa de unas condiciones climáticas más cálidas (y probablemente más húmedas) que las actuales, lo que favoreció el desarrollo del proceso de caolinización y el lavado de elementos relativamente inmóviles como los REE. No obstante, la temperatura obtenida podría estar ligeramente sobrestimada debido a la presencia de impurezas de cuarzo en la fracción <2 □ m del caolín (Clauer et al., 2015).

La composición isotópica del agua en equilibrio con la caolinita ($\delta^{18}O$= -5,4‰ y δD= -33‰), calculada a partir del fraccionamiento de oxígeno a 33º C (1000 ln □ □ □ □ 22,7‰) se ajusta a la línea de aguas meteóricas, y es muy similar a su composición actual (Fig. 3).

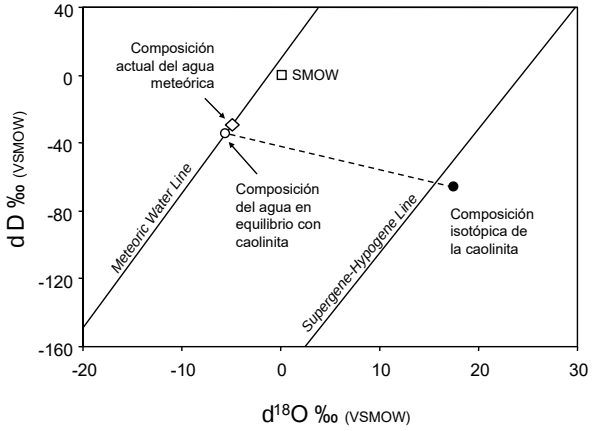


FIGURA 3. *Proyección de la composición isotópica de la caolinita en un diagrama □18O versus □D, mostrando la composición estimada del agua meteórica en equilibrio con la caolinita.*

CONCLUSIONES

Los datos geoquímicos e isotópicos presentados en este trabajo preliminar confirman el origen laterítico del paleosuelo estudiado, y han permitido estimar la signatura isotópica del agua meteórica a partir de la cual se formó la caolinita bajo condiciones climáticas tropicales. El empobrecimiento de REE que registra el perfil de alteración es indicativo de una intensa lixiviación y, en este caso, revela la incapacidad de las arenas caoliníferas para inmovilizar los elementos lixiviados.

REFERENCIAS

Clauer, N., Fallick, A.E., Galán, E., Aparicio, P., Miras, A., Fernández-Caliani, J.C. y Aubert, A. (2015). Stable isotope constraints on the origin of kaolin deposits from Variscan granitoids of Galicia (NW Spain). *Chemical Geology,* 417: 90-101.

Clayton, R.N. y Mayeda, T.K. (1963). The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 27: 43-52.

Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science,* 133: 1702-1703.

Fernández-Caliani, J.C. y Cantano, M. (2010). Intensive kaolinization during a lateritic weathering event in South-West Spain. Mineralogical and

geochemical inferences from a relict paleosol. *Catena*, 80: 23-33.

Gilg, H.A. y Sheppard, S.M.F. (1996). Hydrogen isotope fractionation between kaolinite and water revisited. *Geochimica Cosmochimica Acta,* 60: 529-533.

Mayoral, E. y Pendón, J.G. (1986-87). Icnofacies y sedimentación en zona costera. Plioceno superior (?), litoral de Huelva. *Acta Geologica Hispanica*, 21-22: 507-513.

Sheppard, S.M.F. y Gilg, H.A. (1996). Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Minerals*, 31: 1-24.

Composición y origen de los roques centrales de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias): restos de láminas deslizadas

Origin and composition of the central roques of the Caldera of Taburiente (La Palma, Canary Islands): remains of slid sheets

R. Casillas[1], J. De la Nuez[1], C. Fernández[2], C y J.R. Colmenero[3]

1. Departamento de Biología Animal, Edafología y Geología. Fac. de Biología. C/Astrofísico Sánchez s/n. Universidad de La Laguna. 38206. La Laguna. Santa Cruz de Tenerife. rcasilla@ull.es, jnuezpes@ull.es.
2. Departamento de Geodinámica y Paleontología. Facultad de Ciencias Experimentales. Campus de El Carmen. Universidad de Huelva. 21071. Huelva. fcarlos@uhu.es.
3. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Univ. de Salamanca, Plaza de la Merced s/n 37008 Salamanca. colme@usal.es

Resumen: Los roques centrales de la Caldera de Taburiente representan los restos erosivos de la superposición de varias láminas deslizadas hace más de 47.000 años desde las paredes occidentales, septentrionales y orientales de la Caldera de Taburiente, sobre las que se depositaron, rellenando paleovalles, conglomerados procedentes de flujos tractivos acuosos ("*stremflows*"). Estos depósitos aluviales se extendieron hasta la línea de costa a través del paleobarranco de las Angustias formando parte del fan-delta desarrollado por los Conglomerados de Tazacorte (Unidad 5 descrita por Colmenero et al., 2012). Los restos de las láminas deslizadas tienen decenas de metros de espesor y están integrados por brechas masivas en las que todavía se reconoce una sucesión de coladas y piroclastos basálticos rojizos atravesados por diques basálticos. Las coladas basálticas y los diques presentan frecuentes texturas en "jigsaw-fit". La estructura y composición de las láminas deslizadas son similares a la sucesión rocosa que actualmente forma los sectores septentrionales, occidentales y orientales de la pared de la Caldera de Taburiente y que se corresponde con el Edificio volcánico Taburiente II.

Palabras clave: Caldera de Taburiente, La Palma, roques centrales, láminas deslizadas, sedimentos aluviales.

***Abstract**: The central "roques" of the Caldera de Taburiente represent erosional remnants of several overlapping sheets slid more than 47,000 years ago from the western, northern and eastern part of the Caldera walls, on which were deposited, filling paleovalleys, conglomerates from aqueous tractive flows ("streamflows"). These alluvial deposits extended to the seashore through Las Angustias paleovalley and formed part of the fan-delta represented by the Tazacorte conglomerates (Unit 5 described by Colmenero et al., 2012). The remains of the slid sheets are tens of meters thick and form massive breccias where a succession of red basaltic pyroclastic beds stacked with basaltic lava flows and crosscut by basaltic dykes is still recognizable. The basaltic flows and dykes present frequent textures in "jigsaw-fit". The structure and composition of slid sheets are similar to those now visible in the Caldera walls in the northern, eastern and western sector, that formed the Taburiente volcano II edifice.*

***Key words:** Caldera de Taburiente, La Palma, "roques centrales", slid sheets, alluvial sediments*

INTRODUCCIÓN

Los roques centrales de la Caldera de Taburiente (Idafe, Relvitas, Ramas, Piteras, Capadero, Brevera Macha, Salvaje, Chiquito, Negrito, Huso y La Viña) son promontorios singulares y notables que ocupan, generalmente, los interfluvios entre los barrancos más importantes del interior de la Caldera: Rivaceras, Almendro Amargo, Taburiente, Hoyo Verde y Bombas de Agua (Fig. 1). De la Nuez (1983) considera que están formados por aglomerados basálticos y sedimentos correspondientes a restos erosivos de la Serie de la Pared, dentro de la Caldera. Ancochea et al. (1984) opinan que están formados por sedimentos y coladas de lavas que habrían ocupado antiguos paleovalles. En la misma idea, Carracedo y Day (2002) los interpretan como restos de aglomerados volcánicos intercalados entre coladas de lava y piroclastos, frutos de la actividad volcánica parásita del edificio Bejenado, que rellenaron antiguos paleovalles. Ambos trabajos explican el origen de los roques por inversión posterior del relieve, ocasionando su aparición en los interfluvios actuales. Navarro y Coello (1993) opinan que son el resultado de avalanchas recientes. En la misma dirección, Roa (2003) considera los roques como restos erosivos de megabloques deslizados tanto desde el flanco septentrional y la parte sumital del Edificio Bejenado, como desde las paredes más septentrionales del anfiteatro formado por el deslizamiento de Cumbre Nueva. Finalmente,

Rodríguez (2011) los interpreta como restos erosivos de depósitos de brechas caóticas. Para tratar de solventar la controversia generada se realizó un estudio detallado de los mencionados roques que consistió en: a) análisis sedimentológico de los materiales que los componen y levantamiento de columnas estratigráficas; y b) determinación de las relaciones de los roques con el sustrato de la Caldera sobre el que se apoyan, prestando especial atención al análisis de las estructuras deformativas existentes (planos S/C, estrías, fallas y fracturas asociadas, etc.).

RESULTADOS

Composición de los roques.

Dos tipos de litofacies se reconocen en los roques y zonas adyacentes (Fig. 1): a) depósitos de transporte en masa asociados a deslizamientos gravitacionales; y b) depósitos de flujos tractivos acuosos ("streamflood"). Ambos tipos aparecen superpuestos en algunos roques (Capadero, Idafe y Ramas), mientras que en otros sólo se encuentran depósitos de deslizamiento (Chiquito, Salvaje, Brevera Macha, Negrito, Piteras y Huso) o aluviales (La Viña y Relvitas).

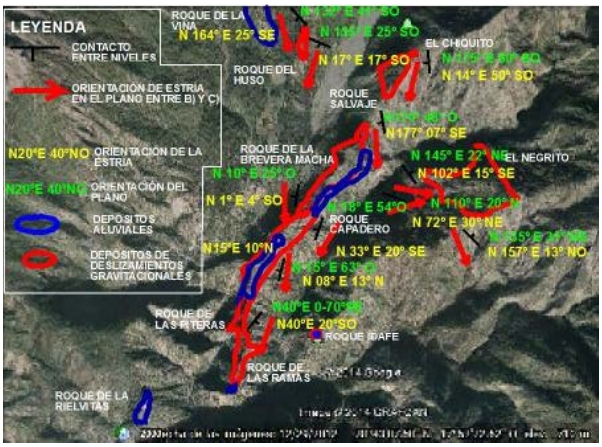


FIGURA 1. *Distribución de los roques en el interior de la Caldera de Taburiente.*

Los depósitos de transporte en masa están constituidos por la superposición de una o varias láminas deslizadas (megabloques o torevas) separadas entre sí por planos de deslizamiento discretos. Así encontramos roques en los que sólo existe una sola lámina (El Chiquito, Brevera Macha, Idafe, Negrito y del Huso, Fig. 2) y otros en los que se superponen más de una de ellas (Salvaje, Capadero, Piteras y las Ramas) (Fig. 3). Los depósitos aluviales aparecen generalmente rellenando paleocauces, excavados en los niveles deslizados o en los materiales del Complejo Basal (Fig. 3), aunque también se encuentran adosados a la parte alta de los actuales barrancos del Almendro Amargo y Taburiente (Fig. 3). En cada una de las láminas deslizadas se reconocen, de muro a techo, los siguientes niveles (p. ej. en el roque del Huso, Fig. 2):

-Nivel A. El sustrato (A en la Fig. 2) sobre el que se apoyan las láminas deslizadas: Brechas y Megabrechas de la Cumbrecita (Colmenero et al., 2012) en los roques Chiquito, Salvaje, Negrito y Brevera Macha; gabros, bajo el Huso e Idafe; gabros y otras láminas deslizadas en los roques Capadero, Piteras y Ramas.

-Nivel B. El sustrato intensamente triturado (0.5 a 2 m de espesor), formando una brecha de falla, clastosoportada, polimíctica, muy mal clasificada compuesta por clastos, angulosos a subangulosos de rocas plutónicas y volcánicas, y diques, de hasta 15 cm de tamaño máximo y 2-3 cm de medio, con matriz de tamaño arena. Esta brecha forma bandas de color verdoso-amarillento con distinto grado de trituración y sería el resultado de la rotura, trituración y deformación que sufrió el sustrato rocoso (la roca madre del paleosuelo existente) al paso de las láminas deslizadas por encima de él.

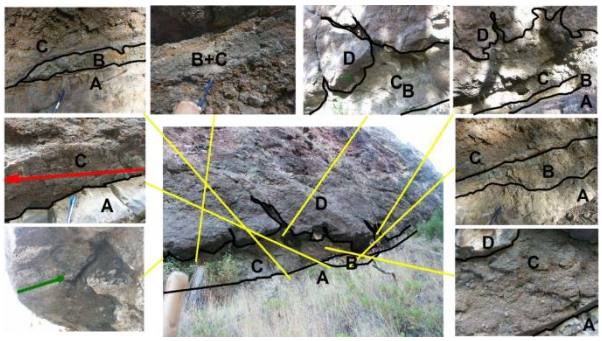


FIGURA 2. *Base del roque del Huso (cara oriental). Las letras designan los diferentes niveles. Las flechas indican la dirección y el sentido de inmersión de las estrías*.

-Nivel C (corresponde al "volcanoclastic Group B" de Roa, 2003). Es una brecha de color rojo característico, matriz-soportada, polimíctica y mal clasificada, de clastos subangulosos y subredondeados de hasta 15 cm de diámetro máximo y 2-3 cm de media, constituidos por fragmentos de diques y rocas volcánicas y plutónicas. En la matriz (arenosa-limosa-arcillosa) predomina el componente arcilloso. El espesor varía entre 0.5 y 3 m y, en ocasiones, se encuentra muy mezclada con el material del sustrato inferior (nivel B, sustrato intensamente triturado). Esta brecha, bajo el roque del Capadero, en el camino del Reventón, contiene fragmentos de madera de 2 a 20 cm de longitud. La brecha, en algunos puntos, forma diques clásticos que rellenan fracturas que atraviesan los megabloques que integran las láminas deslizadas (nivel D) (Fig. 2). En el roque del Huso, estas fracturas se orientan perpendicularmente a la dirección de movimiento expresada por la orientación de las estrías presentes entre este nivel C y el A o B (Figs. 1 y 2). La orientación de las estrías que aparecen en la base de este nivel C (como veremos más adelante), y sus características peculiares (su intenso color rojo, la mezcla de cantos subangulosos y subrredondeados, y la presencia de clastos de madera), parecen indicar que su origen es el resultado del aplastamiento y trituración que sufrió el antiguo suelo y la vegetación asentada en él, al paso de las láminas deslizadas desde la antigua pared de la Caldera. Los cantos subrredondeados

procederían del arrastre de los aluviones existentes en el lecho de pequeños barrancos presentes en el momento de producirse los deslizamientos.

-Nivel D. Constituye el cuerpo de las láminas deslizadas y está integrado por varias decenas de metros de brechas matriz-soportadas, con fábrica masiva y caótica, de clastos y megaclastos (>10 m de diámetro) con frecuentes texturas en "jigsaw-fit", de piroclastos de color rojo y coladas basálticos atravesados por diques basálticos. Esta estructura y composición recuerdan las secuencias que forman las actuales pareces septentrionales y occidentales de la Caldera de Taburiente, correspondientes al edificio volcánico Taburiente II.

FIGURA 3. *Vista desde el Noroeste de la alineación de roques de El Capadero y las Piteras.*

Los depósitos aluviales, como ya se ha indicado, se disponen erosivamente sobre el nivel D o directamente sobre el zócalo (nivel A), rellenando paleocanales de dimensiones muy variables. Están constituidos por conglomerados y, en proporción menor, por brechas, clasto-soportados, polimodales y muy heterométricos, de tamaño canto a bloque, con matriz de tamaño arena-grava fina. Aparecen groseramente estratificados en capas irregulares con los clastos orientados con el eje mayor paralelo a la estratificación o ligeramente imbricados. Se interpretan como materiales acumulados por corrientes tractivas acuosas con alta capacidad de transporte y erosión, capaces de excavar y rellenar profundos canales o paleovalles como el que se observa en la parte más alta del roque Capadero (Fig. 3). Episódicamente pueden haber evolucionado a debris flows no cohesivos y a flujos hiperconcentrados. El material procedería de la erosión, tanto de las paredes de la Caldera como de las láminas deslizadas subyacentes. Los depósitos que aparecen adosados a las partes más altas de los barrancos de Taburiente (Fig. 3) y el Almendro Amargo parecen representar niveles de terrazas relacionados con sucesivos episodios de incisión y sedimentación fluvial de los actuales barrancos. Estratigráficamente se correlacionan con los sectores proximales de los Conglomerados de Tazacorte descritos por Colmenero et al. (2012).

Orientación de los deslizamientos.

En todos los roques, en la base del nivel C, en contacto con el sustrato intensamente triturado (nivel B) o el sustrato sin triturar (nivel A), aparecen estrías con criterios cinemáticos asociados, cuyas orientaciones y sentidos de desplazamiento deducidos cambian de roque en roque, aunque se han identificado dos situaciones (Fig. 1):

-a) La dirección del plano de movimiento se sitúa entre N-S y NO-SE, con buzamiento general al O o al S; mientras que los indicadores cinemáticos muestran un movimiento siempre desde el N o NE al S o SO (roques Salvaje, Brevera Macha, Capadero y Piteras). Estas orientaciones son congruentes con el hecho de que las láminas deslizadas, cuyos restos forman estos roques, procederían de las paredes septentrionales o nororientales de la Caldera.

-b) El plano de movimiento se sitúa en la dirección NO-SE, con buzamiento bien al NE (El Negrito), bien al SO (El Huso); mientras que los indicadores cinemáticos marcan movimientos en el sentido general O-E (roque del Negrito) a NO-SE (roque del Huso); lo que indica que la lámina deslizada cuyos restos forman estos roques procederían de las paredes occidentales o noroccidentales de la Caldera.

La disposición espacial de los restos de estos dos conjuntos de láminas deslizadas nos indica que el deslizamiento que dio lugar a la lámina del roque de El Negrito fue probablemente anterior a los deslizamientos que dieron lugar a las láminas del conjunto de roques desplazados hacia el S o SO. De esta forma, parece que la "primitiva" Caldera de Taburiente llegó a estar rellena con un conjunto de láminas deslizadas desde las paredes de la misma, cuyos restos erosivos aparecen hoy en día formando algunos de los roques centrales.

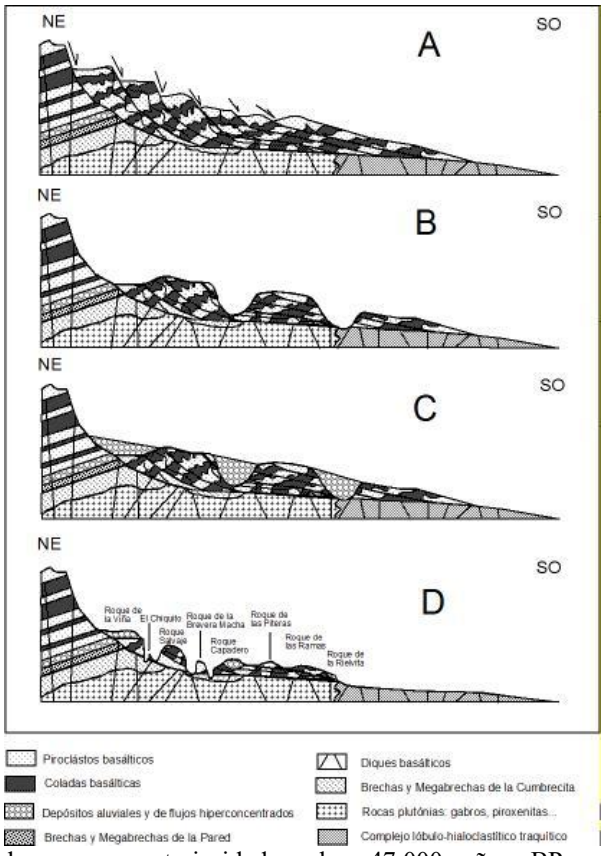
ORIGEN DE LOS ROQUES

La evolución de la Caldera de Taburiente en los últimos 560 Ka (Fig. 4) puede resumirse en:

-1). Tras producirse el deslizamiento de Cumbre Nueva hace aproximadamente 560 ka, y el crecimiento del edificio volcánico Bejenado, dentro del anfiteatro formado, se empezó a excavar la Caldera de Taburiente. En estas primeras etapas, el proceso trajo consigo una importante erosión del flanco septentrional del citado Bejenado.

-2). El progresivo ensanchamiento erosivo de la Caldera hacia el NE estuvo acompañado de sucesivos deslizamientos desde las paredes de la depresión, cuyos materiales transportados gravitacionalmente en masa, ocuparon la parte central de la "primitiva" Caldera (A en la Fig. 4). La ausencia de ^{14}C en 2 muestras de madera encontradas en el nivel B bajo el roque del Capadero, hace pensar que los deslizamientos tuvieron

FIGURA 4. *Modelo propuesto de formación de los roques centrales.*



lugar con anterioridad a los 47.000 años BP, y probablemente antes de los 400.000 años (Colmenero et al., 2012).

-3). Posteriormente (etapas B y C de la Fig. 4) los materiales de las láminas deslizadas fueron parcialmente removidos y erosionados por la acción de flujos acuosos de alta energía (en menor medida por debris flows no cohesivos y flujos hiperconcentrados), que dieron lugar a la formación de paleocauces, posteriormente rellenados con los depósitos transportados por estos flujos. Debido al continuo ascenso de la isla o la bajada del nivel del mar, la acción de estos flujos acuosos daría lugar a los sedimentos aluviales que aparecen en la parte alta de los barrancos de El Almendro Amargo y Taburiente; y a la continua erosión de las láminas deslizadas. Estos depósitos aluviales se prolongaron hasta la línea de costa a través del paleobarranco de las Angustias formando parte del fan-delta representado por los Conglomerados de Tazacorte (Unidad 5 descrita por Colmenero et al., 2012).

-4). La erosión posterior generaría la red de barrancos actual de la Caldera quedando relegados los materiales de las láminas deslizadas y los depósitos aluviales posteriores, a relieves relictos en los interfluvios entre los barrancos (etapa D en la Fig. 4). Proceso, éste, relacionado con el sucesivo levantamiento del bloque insular o con descensos del nivel del mar que darían lugar a la formación de probables horizontes de terrazas aluviales en algunos barrancos de la Caldera.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos CGL2009-07775/BTE del MICI; PIL2190901 del GC; y 529/2012 del MIMAA, y forma parte de las actividades del grupo de Investigación de la ULL "Crecimiento submarino y emersión de las Islas Canarias: estudio geológico de los Complejos Basales". Agradecimiento a D. Ángel Palomares Martínez, Director-Conservador del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente y a todo el personal del Parque, especialmente a D. Álvaro Rodríguez Felipe y D. Valentín Abel Rodríguez Gómez.

REFERENCIAS

Ancochea, E., Hernán, F., Cendrero, A., Cantagrel, J.M., Fuster, J.M., Ibarrola, E. y Coello, J. (1994): Constructive and destructive episodes in the building of a young oceanic island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60: 243-262.

Carracedo, J.C. (1996): A simple model for the genesis of large gravitational landslide hazards in the Canary Islands. En: *Volcano Instability on the Earth and Other Planets* (W.J. McGuire, A.P. Jones y J. Neuberg, eds.). Geological Society, Special Publication 110: 125-135.

Carracedo, J.C. y Day, S.J. (2002). *Canary Islands*. Classic Geology in Europe 4. Terra Publishing, 294 p.

Colmenero, J.R., de la Nuez, J., Casillas, R. y Castillo C. (2012): Epiclastic deposits associated with large-scale landslides and theformation of erosive calderas in oceanic islands: The example of the La Palma Island (Canary Archipelago). *Geomorphology*, 177-178: 108-127.

De la Nuez, J. (1983): *El Complejo intrusivo subvolcánico de la Caldera de Taburiente (La Palma, Canarias).* Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 401 p.

Navarro, J.M. y Coello, J.J. (1993): *Mapa geológico del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente*. ICONA, Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación, Madrid, Spain.

Roa, K. (2003): Nature and origin of toreva remnants and volcaniclastics from La Palma, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125: 191-214.

Rodríguez, R.(Coord.) (2011): *Parque Nacional de la Caldera de Taburiente*. Guía Geológica. Guías Geológicas de Parques Nacionales. IGME. 223 p.

El Complejo Lóbulo-Hialoclastítico Traquítico de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias)

The trachytic lobe-hyaloclastite complex of the Caldera of Taburiente (La Palma, Canary Islands)

R. Casillas[1], J. De la Nuez[1], J.R. Colmenero[2] y C. Fernández[3]

1. Departamento de Biología Animal, Edafología y Geología. Facultad de Ciencias. C/Astrofísico Sánchez s/n. Universidad de La Laguna. 38206. La Laguna. Santa Cruz de Tenerife. rcasilla@ull.es, jnuezpes@ull.es.
2. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Univ. de Salamanca, Plaza de la Merced s/n 37008 Salamanca. colme@usal.es.
3. Departamento de Geodinámica y Paleontología. Facultad de Ciencias Experimentales. Campus de El Carmen. Universidad de Huelva. 21071. Huelva. fcarlos@uhu.es.

Resumen: Dentro de las rocas volcánicas submarinas que aparecen en el Complejo Basal de La Palma podemos distinguir una formación sálica, más antigua, y una secuencia basáltica-traquibasáltica más moderna que se apoya sobre la primera según un contacto concordante y con continuidad estratigráfica. Dentro de la formación sálica, constituida por traquitas porfídicas, afaníticas o vítreas se pueden identificar tres tipos de facies: A) coherentes, formando lóbulos traquíticos; B) autoclásticas (hialoclastitas y autobrechas) y C) sin-eruptivas resedimentadas (brechas mono y polimícticas masivas o gradadas y arenas y gravas). La arquitectura y estructura que definen las diferentes facies descritas parece corresponder a un Complejo Lóbulo-hialoclastítico traquítico submarino ("trachytic lobe-hyaloclastite complex"), previo a la formación traquibasáltica-basáltica submarina aflorante, y, relacionado con la evolución de un magma basáltico anterior que daría lugar a la formación de un edificio basáltico en escudo submarino, no aflorante, actualmente, en la superficie de la Isla. En este trabajo se describe, por primera vez, un Complejo lóbulo-hialoclastítico félsico en una isla oceánica en ambiente de intraplaca.

Palabras clave: Caldera de Taburiente, La Palma, Complejo Lóbulo-hialoclastítico, Traquitas

***Abstract**: In the submarine volcanic rocks that appear in the Basal Complex of La Palma we can distinguish an older felsic formation, and a more modern basaltic-trachybasaltic sequence,resting on the first according to a conformable contact with stratigraphic continuity. In the felsic formation, coherent facies (in the form of trachytic lobes, consisting of porphyritic, aphanitic or glass trachytes); autoclastic facies (hyaloclastites and autobreccias); and syn-eruptive resedimented facies (mono and polymictic, massive or graded breccias and volcaniclastic sands and gravels), can be found. The architecture and structure that define the different described facies seem to correspond to a trachytic lobe-hyaloclastite complex, older than the outcropping submarine basaltic-trachybasaltic formation, and, possibly related to the evolution of a former basaltic magma that would have led to the formation of a basaltic submarine shield, which does not currently crop out in the surface of the island. This paper first describes a lobe-hyaloclastite felsic complex on an oceanic island of intraplate environment.*

***Key words:** Caldera de Taburiente, La Palma, Lobe-hyaloclastite complex, trachytes.*

INTRODUCCIÓN

La formación submarina de la isla de La Palma está constituida por un episodio sálico y otro basáltico-traquibasáltico (Hernández-Pacheco y Fernández Santín, 1974). Este conjunto está atravesado por masas de gabros que provocan un intenso metamorfismo de contacto y por una compleja red de diques basálticos, asociados tanto con el propio edificio submarino como con los edificios subaéreos más modernos (De la Nuez, 1983). El intenso calentamiento provocado por las intrusiones que formaron los gabros y los diques, unido a la circulación de aguas meteóricas en el interior del edificio volcánico, provocaron un intenso metamorfismo hidrotermal que afecta especialmente a las sucesiones sálicas. Seguramente por ello, mientras el episodio basáltico-traquibasáltico ha sido bien caracterizado y datado como Plioceno (Staudigel y Schmincke, 1984), el sálico, debido, probablemente, a su alto grado de alteración hidrotermal y a la dispersión y poca accesibilidad de sus afloramientos, apenas ha sido tratado en profundidad, ya que sólo ha sido mencionado de forma genérica como posibles domos-colada traquíticos o fonolíticos intrusivos en la sucesión basáltico-traquibasáltica (Carracedo et al., 2001). En este trabajo se realiza un estudio genético preliminar de este episodio sálico, mediante la realización de su cartografía, el levantamiento de una columna estratigráfica pormenorizada y la interpretación de las distintas facies encontradas.

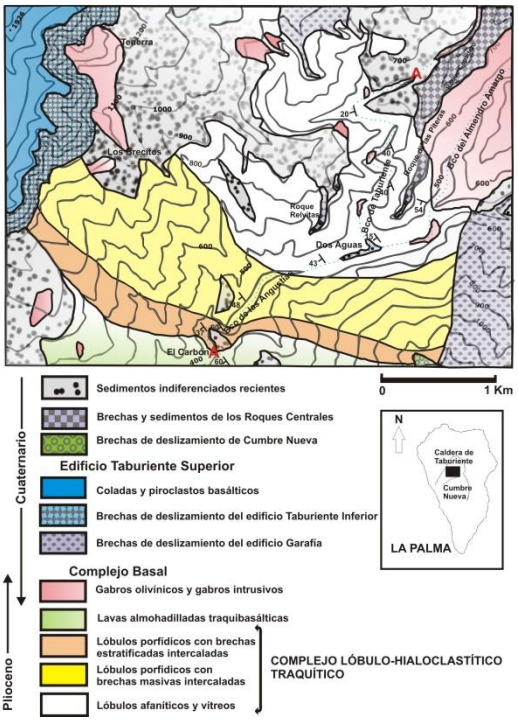


Fig. 1.- Mapa geológico del sector central de la Caldera de Taburiente.

DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS FACIES

Los materiales del episodio traquítico (Fig. 1) forman una secuencia estratigráfica que tiene una orientación Noroeste-Sureste, con buzamientos al Suroeste de entre 15º y 62º, cuyo muro se sitúa hacia el centro de la Caldera y el techo aparece, en contacto conforme, bajo la secuencia traquibasáltica-basáltica submarina superior (en el Barranco de Las Angustias, a la altura de El Carbón). La posición relativa de esta secuencia traquítica con respecto a la secuencia basáltica-traquibasáltica y la continuidad estratigráfica que manifiestan ambas formaciones, pone de manifiesto que el episodio sálico no es intrusivo en la serie intermedia-básica, sino anterior a la misma, por lo que la secuencia traquítica constituye la formación aflorante más antigua de la Isla de La Palma. Desde el Barranco de Taburiente (A, a unos 500 metros al Sur de la zona de acampada del Parque Nacional), hasta El Carbón (A´), siguiendo los Barrancos de Taburiente y de Las Angustias (Fig. 1), se ha realizado una columna estratigráfica de unos 330 m de potencia para caracterizar este episodio traquítico submarino (Fig. 2), pasando desde los niveles más profundos e internos hasta los más someros y distales del episodio traquítico submarino. Se reconocen tres tipos de facies principales (que incluyen varias subfacies, TABLA I):

-A). Facies coherentes.
-B). Facies autoclásticas.
-C). Facies sin-eruptivas resedimentadas.

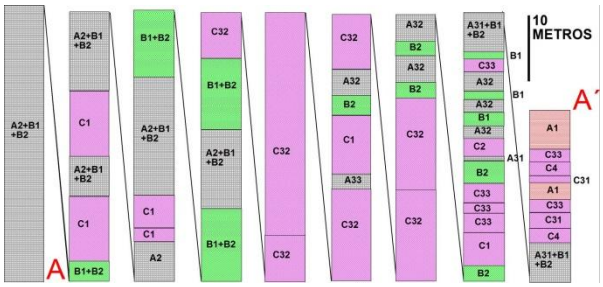


Fig. 2. Columna estratigráfica simplificada de las rocas estudiadas realizada a lo largo del Barranco de Taburiente y el Barranco de Las Angustias (desde A a A´en la Fig. 1). Las características de las diferentes facies y subfacies se describen en la Tabla I.

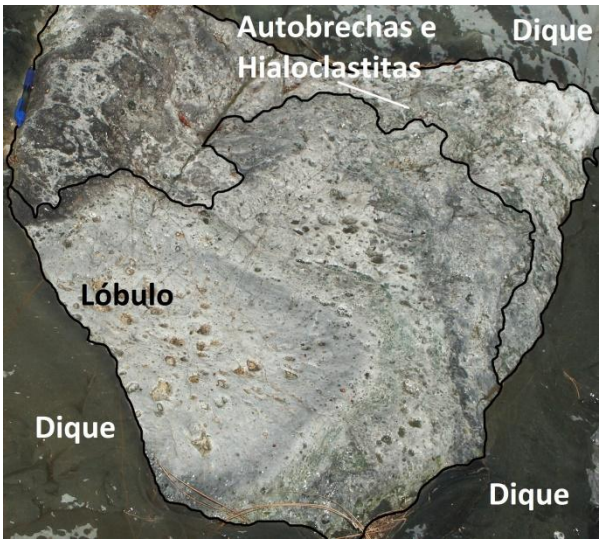


Fig. 3.- Lóbulo traquítico afanítico (A2) rodeado de Hialoclastitas (B1) y Autobrechas (B2).

Fig. 4.- Hialoclastita (B1) con textura jigsaw-fit.

SIGNIFICADO DEL EPISODIO SÁLICO SUBMARINO

Los caracteres de las facies encontradas, así como su disposición y ordenamiento en la serie, sugieren que el episodio sálico del edificio submarino de La Palma

	FACIES	LITOLOGÍA, ESTRATIFICACIÓN, TEXTURAS Y ESTRUCTURAS	INTERPRETACIÓN
A: FACIES COHERENTES	A1. LAVAS ALMOHADILLADAS TRAQUIBASÁLTICAS	Lavas almohadilladas muy vesiculadas formando tubos continuos de hasta 1 m de diámetro. Entre las lavas almohadilladas hay escaso material hialoclastítico.	*Flujos lávicos* procedentes de erupciones submarinas traquibasálticas.
	A2. LÓBULOS DE TRAQUITAS VÍTREAS O AFANÍTICAS	Traquitas afaníticas o vítreas en cuerpos tubulares, en forma de lóbulos, de diámetro individual variable entre 0,5 y 1 m, superpuestos hasta alcanzar potencias de hasta 20 m. En los lóbulos se observa una zonación de núcleo a borde: 1). Núcleo. Traquita afanítica o vítrea, de color negro o gris-violeta, con la matriz vítrea, micro-criptocristalina, fluidal, feldespática, esferulítica y carbonatada. 2). Zona intermedia interna de traquita afanítica o vítrea con frecuentes bandeados por flujo. 3). Zona Intermedia externa de traquita afanítica de color blanco con vesículas (5-20%) de color verde (con calcita, albita y epidota) y estiradas de hasta 2 cm de largo. 4). Borde externo de traquita vítrea de unos 2-3 cm de espesor y de color verdoso o negro (obsidiana transformada a clorita).	*Lóbulos traquíticos* (similares a los descritos por De Rosen-Spence et al., 1980; Cas, 1990; Morgan y Schultz, 2012). Primera vez que se describen en islas oceánicas.
	A3. LÓBULOS DE TRAQUITAS PORFÍDICAS	Traquitas porfídicas claras o grises en cuerpos tubulares, en forma de lóbulos, de diámetro individual variable entre 0,5 y 1 m, superpuestos hasta alcanzar potencias de hasta 30 m. Lóbulos pueden no tener ninguna zonación interna con (**subfacies A.3.1.)** o sin textura fluidal (**subfacies A.3.2**); o mostrar una zonación de núcleo a borde (**subfacies A.3.3.**): 1). Núcleo de traquita porfídica, con fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico (de hasta 3-4 cm, alterado a albita y epidota), biotita (de hasta 2 mm, alterada a clorita, epidota y opacos), opacos y apatito. Matriz microcristalina, feldespática, no fluidal, esferulítica, con algo de epidota, opacos y clorita. Apenas presentan vacuolas. 2). Zona intermedia interna de traquita porfídica con frecuentes bandeados por flujo. 3). Zona Intermedia externa de traquita porfídica de color blanco con vesículas (5-20%) de color verde (con calcita, albita y epidota) estiradas de hasta 2 cm de largo. 4). Borde externo (2-3 cm de espesor) de traquita vítrea de color verdoso o negro (obsidiana transformada a clorita), con algún microlito de feldespato disperso.	*Lóbulos traquíticos* (similares a los descritos por De Rosen-Spence et al., 1980; Cas, 1990; Morgan y Schultz, 2012). Primera vez que se describen en islas oceánicas.
B: FACIES AUTOCLÁSTICAS	B1: HIALOCLASTITAS	Brechas monomícticas clasto-matriz-soportadas, pobremente clasificadas, no gradadas, con escasa matriz, ordenadas en capas masivas de espesor inferior a 10 m con contactos gradacionales con los cuerpos traquíticos adyacentes. Clastos de hasta 30 cm de tamaño (2-3 cm de media), angulosos y subangulosos con formas poliédricas o "blocky", márgenes curviplanares, esquinas rectas y, más raramente, con formas ameboides. Algunos exhiben texturas "jigsaw-fit" o clasto-rotadas con tránsito gradual desde los lóbulos a las brechas con texturas jigsaw-fit y de éstas a las brechas con texturas clasto-rotadas. La naturaleza de los clastos es la misma que la de los lóbulos traquíticos adyacentes: traquitas porfídicas (**subfacies B.1.1.**), traquitas porfídicas fluidales (**subfacies B.1.2.**) o traquitas afaníticas fluidales (**subfacies B.1.3.**), con variada vesiculación (vesículas estiradas o redondeadas).	Hialoclastitas "in situ", generadas por *fragmentación y contracción de los lóbulos traquíticos* por enfriamiento rápido en contacto con el agua del mar (Scutter et al., 1998; Gifkins, 2001; Stewart y McPhie, 2006). En condiciones subacuáticas, el contacto de agua con magma o con la roca todavía caliente produce una fragmentación no explosiva por sobrenfriamiento y contracción; generando las hialoclastitas. Si el magma estaba en proceso de desgasificación, las hialoclastitas aparecen con un alto grado de vesiculación, dando lugar a clastos de aspecto de pumitas.
	B2: AUTOBRECHAS	Brechas monomícticas clasto-soportadas, pobremente clasificadas, masivasy con escasa matriz, formando capas de espesor inferior a 3 m, aunque pueden alcanzar los 10 m . Contacto gradacional con los lóbulos traquíticos. Clastos de entre 3 cm y 50 cm, de formas ameboides, o, más raramente, angulosos, y, frecuentemente, deformados plásticamente. Presentan texturas "jigsaw-fit" y clasto-rotadas. La naturaleza de los clastos es la misma que la de los lóbulos traquíticos adyacentes: traquitas porfídicas (**subfacies B.2.1.**), traquitas porfídicas fluidales (**subfacies B.2.2.**) o traquitas afaníticas fluidales (**subfacies B.2.3.**), con variados grados de vesiculación (las vesículas está estiradas o son redondeadas).	*Autobrechificación o fracturación de los bordes de los lóbulos traquíticos* por el esfuerzo de cizalla o distensivo que se genera entre el magma en movimiento y el borde del lóbulo ya solidificado (Cas, 1990). Si la fragmentación se produce en condiciones plásticas, los clastos son muy irregulares y se adaptan unos a otros (Scutter et al., 1998). Si es más frágil, se producen acumulaciones de clastos con superficies curviplanares (Gifkins, 2001).
C: FACIES SIN-ERUPTIVAS RESEDIMENTADAS	C1: BRECHAS TRAQUÍTICAS MASIVAS O CON LIGERA GRADACIÓN POSITIVA	Brechas monomícticas, clasto-matriz- soportadas, mal clasificadas, masivas o con ligera gradación normal, en capas de 3 m de espesor máximo. Clastos angulosos a subangulosos, de diámetro medio de 1,5 cm y máximo 20 cm, con morfologías poliédricas y, más raramente, ameboides, con clastos (angulosos a subangulosos, generalmente de formas poliédricas y, más raramente, con formas ameboides de traquitas porfídicas y afaníticas, fluidales o no, y con variado grado de vesiculación.	*Flujos en masa submarinos* (*debris flows)* producidos por la resedimentación de hialoclastitas y autobrechas (Steward y McPhie, 2006).
	C2: BRECHAS POLIMÍCTICAS MASIVAS	Brechas polimícticas clasto y matriz-soportadas, masivas y muy mal clasificadas, con clastos de diámetro entre 0,5 cm y 2 m, (media de 5 cm). Los clastos son de naturaleza muy variada: subangulosos de traquitas porfídicas; traquitas de color blanco con vesículas estiradas; traquitas afaníticas de color gris y traquitas fluidales (de tamaños superiores a los 2 m que parecen representar grandes fragmentos de lóbulos traquíticos); subangulosos de traquibasaltos y subrredondeados de gabros y monzonitas.	*Flujos en masa submarinos* (*debris flows)* producidos por pequeñas avalanchas de hialoclastitas, autobrechas y lóbulos del Complejo Lóbulo-hialoclastitico y de las lavas almohadilladas y brechas de fragmentos de almohadillas traquibasálticas. Los clastos superiores a 2 m parecen representar grandes fragmentos de los lóbulos traquíticos. Los clastos subredondeados de gabros y monzonitas indican abrasión durante el transporte o previamente al mismo.
	C3: BRECHAS POLIMÍCTICAS MASIVAS CON GRADACIÓN INVERSA A LA BASE	Brechas mono y polimícticas clasto y matriz-soportadas, mediana a pobremente clasificadas, de clastos subredondeados y subangulosos de tamaño mínimo 2 cm y máximo de 30 cm (media de 10 cm). Matriz de tamaño arena y grava. Las capas muestran gradación inversa en la parte inferior y, en algún caso, normal en la superior. Los clastos son de traquitas porfídicas con matriz vítrea o microcristalina y vesículas estiradas; traquitas porfídicas fluidales; traquitas afaníticas, vítreas, más o menos fluidales; traquibasaltos porfídicos, muy vesiculados, con formas curvi-planares ("trozos de tarta") y bordes curvos de enfriamiento o ameboides, y cantos redondeados de gabros y monzonitas. Distinguimos las siguientes subfacies: **subfacies C3.1.,** si exclusivamente los clastos son de traquibasaltos porfídicos, muy vesiculados, con formas curvi-planares ("trozos de tarta") y bordes curvos de enfriamiento o ameboides; **subfacies C3.2.**, si exclusivamente los clastos son de traquitas; **subfacies C3.3.**, si existen clastos de traquitas, traquibasaltos y gabros y monzonitas.	*Flujos en masa submarinos* procedentes de la resedimentación de lóbulos, lavas almohadilladas deslizados, hialoclastitas y autobrechas de composición traquítica o traquibasáltica. Los flujos en masa serían *flujos de gravedad subacuáticos* ("turbiditas de gravas de alta densidad" en el sentido de Lowe, 1982; o flujos de densidad concentrados de Mulder & Alexander, 2001) con predominante población de cantos de tipo 2 y 3 de Lowe (1982) o A y B de Mutti et al., (1999). Las facies observadas corresponderían a las partes R2 de una turbidita de alta densidad definidas por Lowe (1982) o a las divisiones F2 de una idealizada turbidita de Mutti et al., (1999).
	C4: ARENAS Y GRAVAS POLIMÍCTICAS CON GRADACIÓN INVERSA A LA BASE	Arenas gruesas y gravas ordenadas en secuencias granocrecientes superpuestas de 1 a 3 m de espesor, con fragmentos subangulosos de traquibasaltos y traquitas porfídicas de hasta 20 cm en la parte superior de cada una de ellas. Las traquitas están muy vesiculadas, llegando, en algunos casos al 40% de vesiculación.	*Flujos en masa submarinos posiblemente de tipo turbidítico* (turbiditas arenosas de alta densidad: S2 de Lowe 1982), por transformación de los flujos de gravedad subacuáticos de las turbiditas de gravas de alta densidad que formaron las brechas polimícticas masivas con gradación inversa a la base (C3).

TABLA I. *Descripción e interpretación de las principales litofacies observadas en el episodio traquítico de la Caldera de Taburiente.*

representa un Complejo traquítico de lóbulos e hialoclastitas ("trachytic lobe-hyaloclastite flows Complex") similar a los descritos por De Rosen-Spence et al. (1980), Cas (1990) y Morgan y Schultz (2012). Un esquema de dicho complejo, aplicado al caso de la Palma, se muestra en la Figura 5. Hasta el momento sólo se han descrito en dorsales centro-oceánicas actuales, en complejos ofiolíticos como Oman y Semail, así como en ambientes de arco-isla y tras-arco (Cas, 1990), por lo que es la primera vez que se describe en islas oceánicas de ambiente intraplaca.

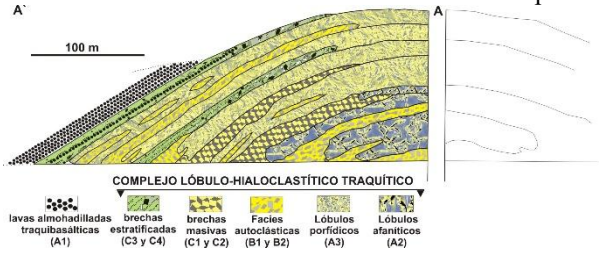


Fig. 5. Disposición general del complejo lóbulo-hialoclástico de la Caldera de Taburiente. No se han representado ni gabros ni diques intrusivos.

Estos complejos representan los episodios más evolucionados, finales, tardíos y volumétricamente, menos importantes, de la evolución del vulcanismo fisural basáltico que forma grandes volcanes en escudo sobre el fondo oceánico, y, suelen aparecer rellenando calderas de colapso formadas en la parte más alta de estos volcanes, distinguiéndose varias subfacies, desde su parte más interna hacia las partes más externas:

-1). Zona proximal masiva con lóbulos de más de 100 m de largo densamente apilados, que parten de un dique alimentador central, disponiéndose a favor de la pendiente, y que por su mayor viscosidad y menor Tª adoptan formas diferentes a las de los flujos basálticos y traquibasálticas (lavas almohadilladas).

-2). Zona media de lóbulos-hialoclastitas: lóbulos de 2-100 m de largo rodeados de hialoclastitas y lavas brechificadas con bandeado de flujo.

-3). Zona distal de brechas: brechas matriz-soportadas hialoclastíticas con clastos de los lóbulos y escasos lóbulos brechificados con texturas "jigsaw-fit" o clasto-rotadas. Se distinguen 2 tipos de brechas: a) autobrechas que forman el caparazón que cubre los lóbulos (clastos con bandeados de flujo en disposición caótica) y b) brechas hialoclastíticas de flanco (clastosoportadas, con grandes fragmentos de lóbulos, intercaladas con hialoclastitas estratificadas) que forman el borde distal y perimetral del complejo (brechas de flanco). La génesis de estas últimas se debe al deslizamiento y redeposición tardía de autobrechas e hialoclastitas por flujos en masa subacuáticos.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por los Proyectos CGL2009-07775/BTE del MICI; PIL2190901 del GC; y 529/2012 del MIMAA. Agradecemos a D. Ángel Palomares, Director-Conservador del P. N. Caldera de Taburiente, y al resto del personal del Parque, en especial a D. Álvaro Rodríguez y D. Valentín Abel Rodríguez. También agradecemos a Dª Gloria Martín Velázquez su colaboración en las actividades de campo.

REFERENCIAS

Carracedo, J.C., Badiola, E.R., Guillou, H., De la Nuez, J. y Pérez Torrado, F.J. (2001): Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. *Estudios Geológicos* 57: 175-273.

Cas, R.A.F. (1990): Submarine volcanism: eruption styles, products, and relevance to understanding the host-rock succesions to volcanic-hosted massive sulphide deposits. *Economic Geology* 87: 511-541.

De la Nuez, J. (1983): *El Complejo intrusivo subvolcánico de la Caldera de Taburiente (La Palma, Canarias).* Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 401 p.

De Rosen-Spence, A., Provost, G., Dimroth, E., Gochnauer, K. y Owen, V. (1980): Archean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Quebec, Canada, and their quaternary equivalents. *Precambian Research* 12: 43-77.

Gifkins, C.C. (2001): *Submarine volcanism and alteration in the Cambrian, northern Central Volcanic Complex, western Tasmania*. Ph. D. Univ. of Tasmania. 239 pp.

Hernández-Pacheco, A. y Fernández Santín, S. (1974): Las formaciones volcánicas submarinas de la Caldera de Taburiente en La Palma (Canarias) y sus transformaciones metasomáticas. *Proc. Symp. Andean and Antartic Volcanology Problems*. IAVCEI. Santiago, Chile. 98-111 pp.

Lowe, D. R. (1982): Sediment Gravity Flows: II Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52 (1): 279-29.

Morgan, L.A. y Schultz, K.J. (2012): 5. *Physical Volcanology of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits.* Scientific Investigations Report 2010–5070–C. U.S.D.I. y U.S.G.S. 63-100 pp.

Mulder, T. y Alexander, J. (2001): The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48(2): 269–299.

Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S. y Fava, L. (1999): *An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective.* AAPG Course Note, 39, 93.

Scutter, C.R., Cas, R.A.F., Moore, C.L. y De Rita, D. (1998): Facies architecture and origin of a submarine rhyolitic lava flow-dome complex, Ponza, Italy. *Journal of Geophysical Research* 103 (B11): 27,551-27,566.

Staudigel, H. y Schmincke, H.U. (1984): The Pliocene seamount series of La Palma/Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 89 (B13): 11,195-11,215.

Steward, A.L. y McPhie, J. (2006): Facies architecture and Late Pliocene – Pleistocene evolution of a felsic volcanic island, Milos, Greece. *Bulletin of Volcanology* 68: 703-726.

Caracterización textural y origen de la brecha de Salinas, centro- oeste de la isla de Fuerteventura, Islas Canarias

Textural characterization and origin of the Salinas breccia, central western-Fuerteventura, Canary Islands

A. Claro[1] y C. de Ignacio[1]

1 Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. C/ José Antonio Novais, 2. aclaro@geo.ucm.es

Resumen: En este trabajo se realiza una caracterización textural de la brecha de Salinas, la cual aparece cubriendo los gabros que forman la intrusión de Los Molinos, en la parte centro-occidental de la isla de Fuerteventura. Esta brecha está formada por fragmentos de distinta composición, aunque principalmente se trata de fragmentos volcánicos basálticos, de muy diversos tamaños (desde tamaños de ceniza gruesa a tamaños de bomba/bloque) y formas, de subredondeadas a subangulares. Todos estos fragmentos están envueltos en una matriz de color rojizo de aspecto arenoso en las partes bajas de la brecha y más compacta en las partes altas. Debido a las características observadas, esta brecha se ha clasificado como un depósito volcanoclástico secundario, probablemente de tipo avalancha de escombros. Este depósito sería correlacionable con las brechas líticas de Ampuyenta, que aflora entre las partes altas y bajas del Edificio Volcánico Norte Mioceno, y que se produjo por la destrucción parcial de dicho edificio inferior, por lo que la brecha de Salinas puede ser debida a este mismo proceso.

Palabras clave: Textura. Brecha. Salinas. Depósito volcanoclástico. Fuerteventura.

Abstract: *In this work a textural characterization of the Salinas breccia is performed. This breccia overlies the gabbros forming Los Molinos intrusion, which is located in the central western part of the Fuerteventura Island. The Salinas breccia is formed by fragments of different composition, though they are mainly basaltic volcanic fragments, with very different size (from ash size to bomb/block size), and shapes, ranging from surrounded to subangular. All these fragments are embedded in a sandy reddish groundmass, in the lower parts of the breccia, and in a more compact groundmass in the upper parts. Due to differents characteristichs of the breccia, it has been classified as a secondary volcaniclastic deposit, probably of a debris avalanche type. This deposit would be correlated with the Ampuyenta lithic breccias, which outcrop between the lower and upper parts of the Northern Miocene Volcanic Edifice, and were formed due to the partial destruction of the oldest part of this volcanic edifice. Therefore, the Salinas breccia could be due to the same process.*

Key words: *Texture. Breccia. Salinas. Volcaniclastic deposit. Fuerteventura.*

INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

La isla de Fuerteventura, localizada en el archipiélago de Canarias, es debida a la construcción, durante un largo periodo de actividad miocena, de tres grandes edificios o complejos volcánicos, cada uno de ellos dividido en diferentes sub-edificios acorde con sus características petrológicas, estratigrafía y edad. El Edificio Volcánico Central o CVC se divide en: CVC-I, CVC-II y CVC-III, además de las Formaciones tardías Melindraga, Tamacite y Tableros; el Edificio Volcánico Norte o NVC, se divide en: NVC-I inferior, NVC-I medio, NCV-I superior, Formación Ampuyenta y NVC-II; y el Edificio Volcánico Sur o SVC, se divide en: SVC-I, SVC-II y SVC-III (Ancochea et al., 1996).

En la actualidad, los restos de estos grandes edificios volcánicos afloran en la parte Este de la isla (Fig. 1A), dado que, diferentes agentes geológicos, como los colapsos de estos edificios o la erosión, han hecho desaparecer el flanco oeste de cada uno de ellos, lo que ha dejado al descubierto sus raíces plutónicas - subvolcánicas (Fig. 1A). Los materiales que forman dichas raíces, junto con otros materiales más antiguos, han sido denominados tradicionalmente como el Complejo Basal (Fúster y Aguilar, 1965; Alonso et al., 1967 y Fúster et al., 1967).

Los restos de estos colapsos están representados principalmente por depósitos de avalancha de escombros (brechas), como por ejemplo la Formación Ampuyenta, que aflora fundamentalmente entre los edificios NVC-I superior y NVC-II (Ancochea et al., 1996). Además, también se han identificado restos de

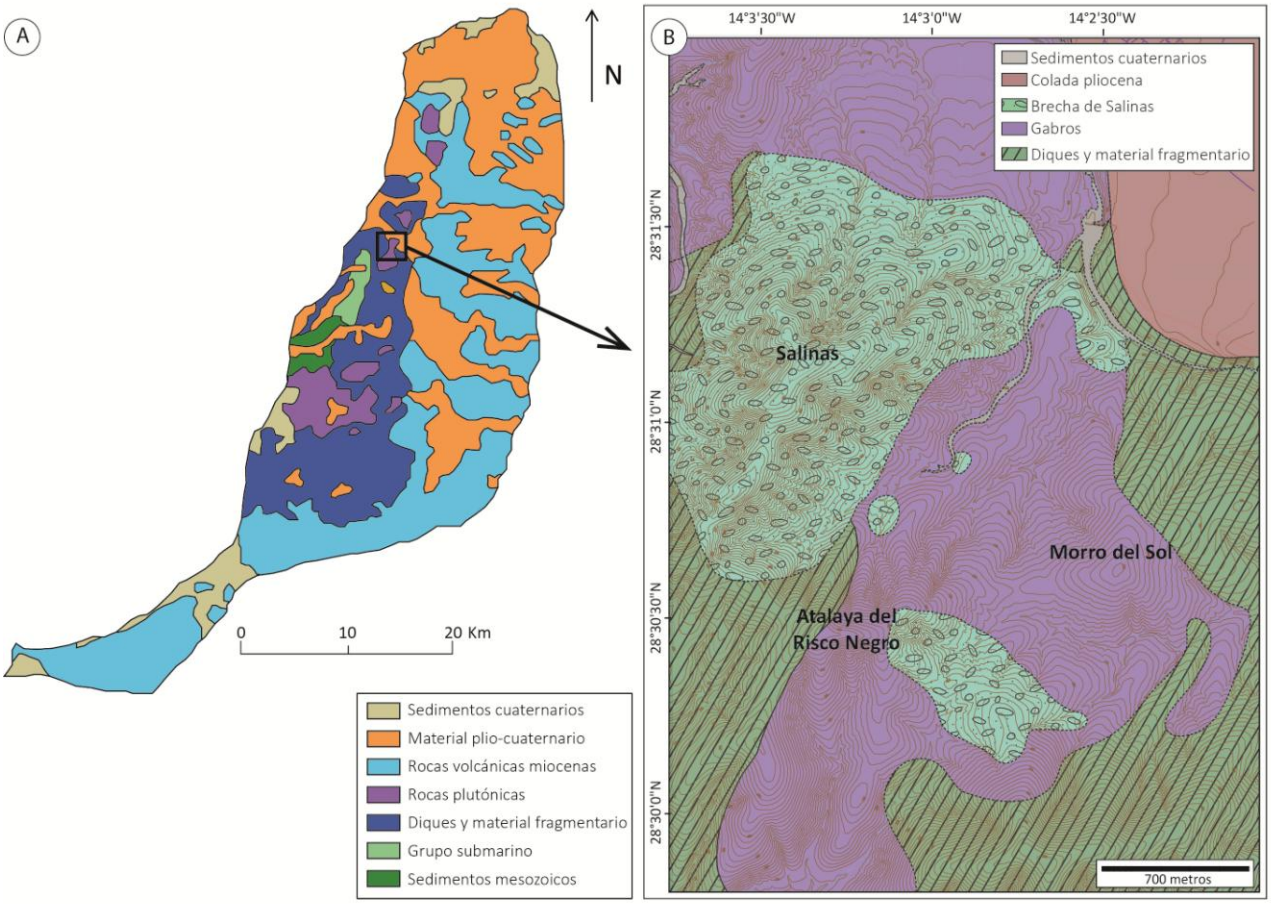


FIGURA 1. *A) Mapa geológico general de la isla de Fuerteventura. B) Mapa geológico del sector norte de la intrusión de Los Molinos (modificado de Claro, 2015).*

avalanchas de escombros en el *offshore* del oeste de la isla de Fuerteventura (Acosta et al., 2003), interpretados como debidos a la destrucción parcial de edificios volcánicos previos.

En el área de Los Molinos, parte centro-occidental de Fuerteventura (Fig. 1A y 1B), aparecen materiales fragmentarios o brechas (Brecha de Salinas) cubriendo a los gabros del Complejo Basal. Dado que no existen estudios de detalle previos sobre estas brechas, el objetivo de este trabajo es realizar una caracterización textural de las mismas, con el fin de establecer su posible origen.

CARACTERIZACIÓN TEXTURAL DE LA BRECHA DE SALINAS

La brecha de Salinas aparece en el sector oeste de la isla de Fuerteventura, sobre los gabros que forman la intrusión de Los Molinos (Fig. 1B), y aflora en dos grandes cuerpos de materiales fragmentarios: uno, en las proximidades de la Atalaya del Risco Negro y otro en la Montaña de Salinas y barranco de Los Molinos (Fig. 1B). Se trata de brechas con gran abundancia de fragmentos, aunque de tipo matriz-soportado. Los fragmentos varían en tamaño desde 2 mm hasta 1 m, con moda entre 3 y 18 cm, y en morfología desde subredondeados hasta subangulares (Figs. 2A y 2B). Son brechas polimícticas con fragmentos de: 1) lavas muy vesiculares y alteradas con rellenos de calcita (Fig. 2C), 2) diques máficos afaníticos (Fig. 2D) 3) diques de basalto plagioclásico, y 4) fragmentos de gabros, sobre todo en las partes altas de los barrancos que inciden la Montaña de Salinas, (Figs. 2E y 2F) que son similares a los que forman el cuerpo plutónico de Los Molinos. Los fragmentos de traquita, poco frecuentes en la base de la brecha, aumentan su presencia hacia las partes medias de la Montaña de Salinas. La matriz de esta brecha es de color rojizo o verdoso y parece estar constituida por fragmentos de tamaño menor de 2 mm de la misma variedad de composiciones, dando aspecto, sobre todo en la base de la Montaña de Salinas, de tener una textura terrosa o arenosa (Fig. 2A), mientras que hacia las partes altas se va haciendo más compacta (Fig. 2B).

Bajo el microscopio óptico se han podido diferenciar los siguientes tipos de fragmentos, descritos en orden de abundancia: 1) Fragmentos volcánicos oscuros con cristales y/o vacuolas. Presentan una matriz de grano fino a muy fino compuesta por cristales de plagioclasas aciculares sericitizados, empastados por una masa marrón isótropa y

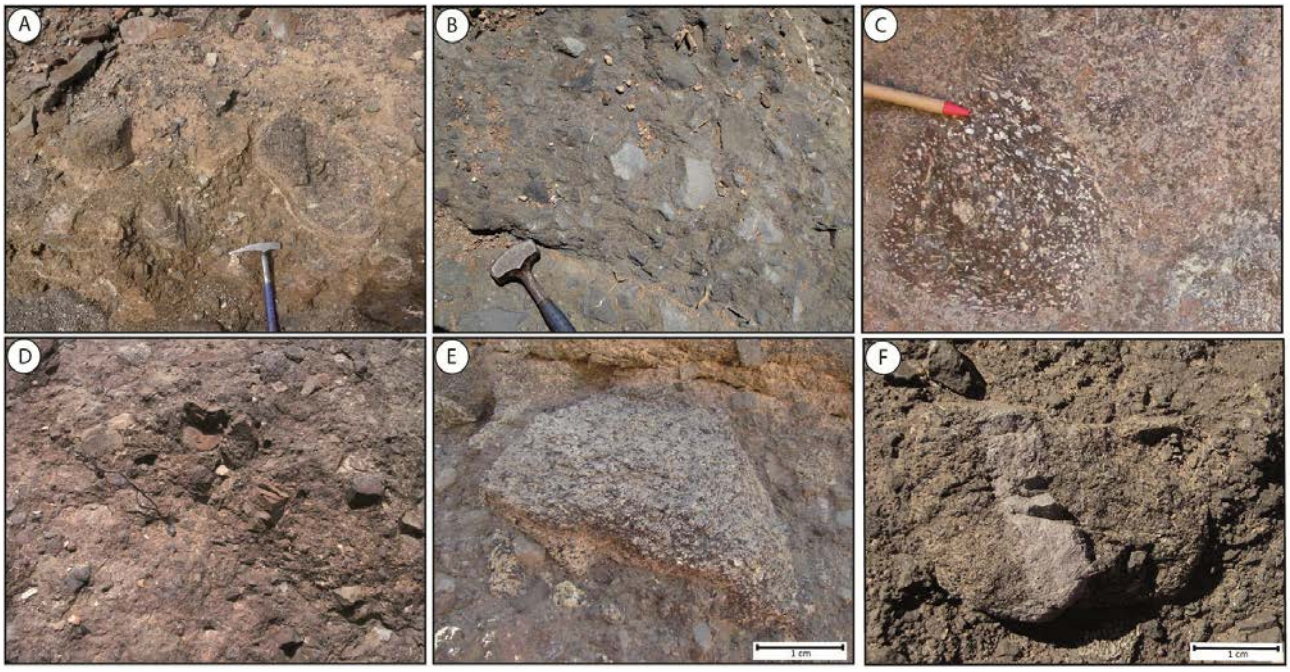


FIGURA 2. *Detalles de afloramiento de la brecha de Salinas. A) Grandes fragmentos subredondeados envueltos en una matriz de aspecto terroso. B) Heterogeneidad que muestran los fragmentos en cuanto a angulosidad y composición. C) Fragmento de lava basáltica muy vesicular. D) Fragmentos de diques máficos afaníticos. E) Fragmento de leucogabro. F) Fragmento de gabro pegmatoide.*

criptocristalina. Pueden presentar fenocristales de clinopiroxeno, que en comparación con el resto del fragmento están bastante bien preservados, de olivino, totalmente reemplazado por serpentina y de opacos, así como vacuolas muy redondeadas, en ocasiones totalmente rellenas de calcita. 2) Fragmentos oscuros con algunos cristales de plagioclasa acicular, pero muy alterados, por lo que se dificulta su clasificación. 3) Fragmentos claros, de composición traquítica, con alto grado de alteración, donde los cristales de feldespato potásico pueden estar totalmente sericitizados. También es frecuente encontrar, en estos fragmentos, clorita, calcita y minerales del grupo de las zeolitas. 4) Fragmentos de basalto plagioclásico, de textura porfídica con grandes (1-1.5 mm) fenocristales de plagioclasa. 5) Cristales sueltos, tanto minerales leucocráticos como máficos. Los claros son o bien plagioclasas total o parcialmente sericitizadas u olivinos totalmente serpentinizados, mientras que los oscuros corresponden a minerales opacos, probablemente óxidos de hierro.

Se han distinguido dos tipos de matriz, una muy oscura y aspecto anubarrado, con colores marrones casi negros en la cual no se han podido identificar componentes, y otro tipo de matriz más clara, formada por diminutos cristales de plagioclasa, minerales opacos y pequeños fragmentos similares a los descritos anteriormente. Ambos tipos de matriz pueden coexistir en la misma muestra.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las características observadas, sugieren que la brecha de Salinas tenga un carácter subaéreo para su formación, tal y como ya apuntaban Barrera y Gómez (1990b), tratándose pues de un depósito volcanoclástico.

En el trabajo de Murcia et al., (2013) se presenta un diagrama de flujo que conduce a nombrar y clasificar diferentes tipos de depósitos volcanoclásticos con relación a su origen e identificar si el proceso que los produjo está directamente relacionado o no con una erupción volcánica (depósitos volcánicos primarios), o bien se trata de un depósito removilizado y/o re-sedimentado (depósito volcanoclástico secundario). Siguiendo este esquema los fragmentos que forman la brecha de Salinas (fragmentos de lavas, diques y gabros) reciben el nombre de fragmentos epi-volcanoclásticos o epiclásticos, dado que no son de tipo piroclástico ni hialoclastítico y forman por tanto un depósito volcanoclástico secundario. Según Murcia et al., (2013) estos depósitos se pueden generar o bien mediante lahares o bien por avalanchas de escombros.

Los resultados obtenidos en este trabajo han puesto de manifiesto que con el grado de alteración y consolidación que presenta la brecha de Salinas la discriminación entre ambos tipos de depósitos (lahar o avalancha de escombros) es difícil. La naturaleza de la

matriz de la brecha de Salinas, que está compuesta, por un lado, por pequeños fragmentos similares a los fragmentos de mayor tamaño, apuntaría hacia un depósito de tipo avalancha de escombros. Sin embargo, las partes de matriz formadas por materiales criptocristalinos oscuros no se han conseguido identificar, y podrían corresponder a un depósito arcilloso ahora alterado, apuntando de este modo a un depósito de tipo lahar, donde el material arcilloso es abundante en relación al material fragmentario. Sin embargo, este tipo de matriz aparece en mucha menor proporción por lo que, en este sentido, la brecha se Salinas correspondería a un depósito de avalancha de escombros.

La brecha de Salinas se ha relacionado con las brechas líticas de Ampuyenta, ya que ambas presentan a grandes rasgos, características similares (Barrera y Gómez, 1990b). Las brechas de Ampuyenta afloran en la parte media del Edificio Volcánico Mioceno Norte, apoyándose discordantemente sobre los materiales del NVC-I superior aflorantes en el centro de la isla y, ocasionalmente en posición discordante sobre los materiales del Complejo Basal (Ancochea et al., 1996). Estas brechas tienen hasta 200 m de potencia y están formada principalmente por fragmentos de lavas subaéreas de diferentes tamaños y tipos (basaltos afaníticos, ankaramíticos, plagioclásicos, traquitas y ocasionalmente fragmentos de rocas plutónicas) (Coello et al., 1992; Ancochea et al., 1996; Barrera y Gómez, 1990a), presentando así características similares a las descritas para la brecha de Salinas. Las brechas líticas de Ampuyenta se han interpretado como un depósito de avalancha de escombros producido por la destrucción parcial o total de un edificio volcánico subaéreo previo, probablemente la parte más alta del Edificio Volcánico Mioceno Norte (NVC-I, Barrera y Gómez, 1990a). Su edad se ha establecido entre los 15.3 y 14.3 Ma (Ancochea et al., 1996), mientras que no se tienen datos para la edad de la brecha de Salinas. Sin embargo, ésta última aparece recubriendo a los gabros de la intrusión de Los Molinos, datada en 17.4 ± 1.9 Ma (Claro, 2015), por lo que debería ser más joven y, por tanto probablemente correlacionable con la edad de las brechas líticas de Ampuyenta. En este sentido, ambas podrían tener un origen y edad similar, lo que indicaría que los procesos de destrucción del NVC-I han podido ser más importantes de lo que hasta ahora se ha considerado.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación CGL2009-07946 y CGL2012-32135.

REFERENCIAS

Acosta, J., Uchupi, E., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., y Ballesteros, M. (2003): Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and la Gomera and comparison of landslides at these islands with those at Tenerife, la Palma and El Hierro. *Geophysics of the Canary Islands: Results of Spain's Exclusive Economic Zone Program*, 24: 1–40.

Alonso, U., Cendrero, A., Fúster, J.M, Gastesi, P., Hernández-Pacheco, A., Muñoz, M., y Sánchez-Cela, V. (1967): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1098 (La Oliva)*. IGME, Madrid.

Ancochea, E., Brandle, J. L., Cubas, C. R., Hernán, F., y Huertas, M. J. (1996): Volcanic complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: the Miocene activity of the island of Fuerteventura. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70(3-4): 183–204.

Barrera, J.L., y Gómez J.A. (1990a): *Mapa Geológico de España 1:25.000, hoja nº 1092-I-IV (Tetir)*. IGME, Madrid.

Barrera, J.L., y Gómez J.A. (1990b): *Mapa Geológico de España 1:25.000, hija nº 1091-1 (Los Molinos)*. IGME, Madrid.

Claro, A. (2015): *Las rocas intrusivas y brechas del área de Los Molinos, Fuerteventura (Islas Canarias)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 260 p.

Coello, J., Cantagrel, J.-M., Hernán, F., Fúster, J.-M., Ibarrola, E., Ancochea, E., Casquet, C., Jamond, C., Días de Téran, J.R., y Cendrero, A. (1992): Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53(1-4): 251–274.

Fúster, J.M., y Aguilar, M.J. (1965): Nota previa sobre la geología del macizo de Betancuria, Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios geológicos* 21: 181-197.

Fúster, J.M., Gastesi, P., y Muñoz, M. (1967). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1106-1107 (Puerto del Rosario)*. IGME, Madrid.

Murcia, H. F., Borrero, C. a, Pardo, N., Alvarado, G. E., Arnosio, M., y Scolamacchia, T. (2013): Depósitos volcanoclásticos: términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central*, 48: 15–39.

Caracterización geoquímica del complejo lóbulo-hialoclastítico submarino de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias)

Geochemical characterization of the submarine lobe-hyaloclastite complex of the Caldera de Taburiente (La Palma, Canary Islands)

J. De la Nuez[1], R. Casillas[1], M.L. Quesada[1], C. Fernández[2] y J.R. Colmenero[3]

1. Departamento de Biología Animal, Edafología y Geología. Facultad de Ciencias. C/Astrofísico Sánchez s/n. Universidad de La Laguna. 38206. La Laguna. Santa Cruz de Tenerife. rcasilla@ull.es jnuezpes@ull.es mquesada@ull.es
2. Departamento de Geodinámica y Paleontología. Facultad de Ciencias Experimentales. Campus de El Carmen. Universidad de Huelva. 21071. Huelva. fcarlos@uhu.es
3. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Univ. Salamanca, Plaza de la Merced s/n 37008 Salamanca. colme@usal.es

Resumen: Se realiza la caracterización geoquímica de las rocas submarinas diferenciadas de la isla de La Palma que forman el Complejo lóbulo-hialoclastítico de la Caldera de Taburiente, confirmándose su clasificación como traquitas, aunque por su grado de alteración hidrotermal deben considerarse metatraquitas. El estudio de elementos traza incompatibles de estas rocas pone de manifiesto que la cristalización fraccionada puede explicar la variedad de los términos traquíticos encontrada (traquitas porfídicas y afaníticas). Por otro lado, este estudio también muestra la ausencia de relación genética entre los magmas que dieron lugar a estos términos traquíticos y los involucrados en la formación de las rocas basálticas y traquibasálticas submarinas más modernas, que forman parte también del Complejo Basal de la isla. Los magmas traquíticos, responsables de la formación del Complejo lóbulo-hialoclastítico resultarían de la evolución tardía de un edificio basáltico submarino actualmente no aflorante en la superficie de la isla.

Palabras clave: Caldera de Taburiente, La Palma, Complejo lóbulo-hialoclastítico, Traquita.

***Abstract**: A geochemical characterization of felsic submarine rocks of the La Palma island has been carried out. These felsic rocks are forming a lobe-hyaloclastite complex in the Caldera de Taburiente and they are classified as trachytes, although due to their hydrothermal alteration they should be considered as metatrachytes. By the incompatible trace element behaviour the variety of these trachytic rocks (porphyritic or aphanitic terms) could be explained as a crystal fractionation process. On the other hand, the incompatible trace element and rare earth features indicate that these trachytes are not cogenetic with the submarine basaltic and trachybasaltic rocks of the Basal Complex of La Palma, but the trachytic magma responsible of the lobe-hyaloclastite complex formation would have been resulted in the late evolution of a basaltic magma whose edifice does not currently crop out.*

***Key words:** Caldera de Taburiente, La Palma, Lobe-hyaloclastite complex, trachyte.*

INTRODUCCIÓN

La formación submarina de la isla de La Palma está constituida por un episodio sálico y otro basáltico-traquibasáltico (Hernández-Pacheco y Fernández Santín, 1974). Este conjunto está atravesado por masas de gabros que provocan un intenso metamorfismo de contacto y por una compleja red de diques basálticos, relacionada con el propio edificio submarino y con los edificios subaéreos más modernos (De la Nuez, 1983), que junto con las rocas submarinas forman el Complejo Basal. El calentamiento provocado por las intrusiones que formaron los gabros y los diques, unido a la circulación de aguas meteóricas en el interior del edificio volcánico ha provocado un intenso metamorfismo hidrotermal en las rocas submarinas. Así como el episodio basáltico-traquibasáltico ha sido bien caracterizado y datado como Plioceno (Staudigel y Schmincke, 1984), el episodio sálico apenas ha sido tratado en profundidad, debido probablemente a su alto grado de alteración hidrotermal y a sus afloramientos dispersos y poco accesibles, ya que sólo han sido mencionados de forma genérica como posibles domos o domos-colada traquíticos o fonolíticos intrusivos en la sucesión basáltico-traquibasáltica (Carracedo et al., 2001). En este trabajo se realiza un análisis de las características geoquímicas más destacadas de estas rocas, que realmente constituyen un Complejo lóbulo-hialoclastítico traquítico (Casillas et al., 2016).

ESTUDIO GEOQUÍMICO DEL COMPLEJO

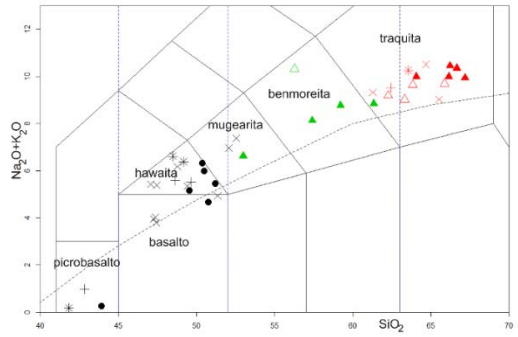
Se han realizado 15 nuevos análisis de rocas del Complejo lóbulo-hialoclastítico submarino de la Caldera de Taburiente, de los cuales 10 corresponden a facies coherentes y 5 a diques de composición intermedia que atraviesan las rocas del Complejo (cuatro de ellos, más tempranos, de la formación submarina y uno, relacionado con los edificios volcánicos subaéreos). Además, se realizaron 6 análisis de traquibasaltos y basaltos de la formación submarina más moderna.

Clasificación

En una representación de estos análisis en el diagrama TAS, las rocas del Complejo lóbulo-

hialoclastítico se proyectan como traquitas y constituyen la serie de rocas de mayor saturación de la isla con un 60-67% de SiO_2 (Fig. 1A). Por otro lado, las rocas de la formación volcánica submarina más moderna y menos diferenciada y los diques intermedios más tempranos del Complejo Basal, forman una serie desde basaltos, traquibasaltos (hawaitas), hasta algunos términos mugearíticos y benmoreíticos (Le Maitre, 2002). El dique asociado al vulcanismo subaéreo (triángulo verde hueco en la Fig. 1A) se proyecta cerca del campo de las tefrifonolitas, mucho más subsaturado, motivo por el cual se ha omitido en el resto del trabajo. Las rocas traquíticas separadas en afaníticas y porfídicas, atendiendo a las facies reconocidas por Casillas et al. (2016), se distinguen en el diagrama, siendo las afaníticas (triángulos llenos) algo más diferenciadas que las porfídicas (triángulos huecos).

A



B

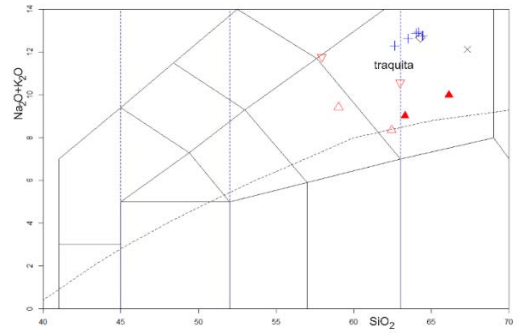


Figura 1. Diagrama TAS de rocas submarinas y enclaves de Canarias. A) De las rocas de la formación submarina de La Palma. Color negro: rocas basálticas y traquibasálticas; verde: diques intermedios; rojo: lóbulos traquíticos; cruces: tomados de Hernández-Pacheco y Fernández Santín (1974); aspas: tomados de Staudigel y Schmincke (1984); asteriscos: tomados de Carracedo et al. (2001); resto: este trabajo (triángulos huecos: traquitas porfídicas; triángulos llenos: traquitas afaníticas). B) De Traquitas seleccionadas: triángulos llenos: C. B. de La Palma; triángulos huecos: rocas submarinas del C. B. de La Gomera; triángulos invertidos: rocas submarinas del C. B. de Fuerteventura; aspa: enclave de color gris incluido en las coladas del volcán Teneguía; Cruces: muestras del monte submarino Henry; rombo: pómez gris de la erupción 2011-12 de El Hierro.

Aunque las traquitas submarinas de La Palma presentan una proporción de LOI <2,5% (excepto en dos análisis), existen evidencias mineralógicas de una importante alteración hidrotermal, fundamentalmente una fuerte albitización del feldespato potásico (Hernández-Pacheco y Fernández Santín, 1974), que se reflejan en un muy bajo contenido en K_2O (<0,35%) en relación con otras traquitas de Canarias, por lo que las rocas estudiadas del Complejo lóbulo-hialoclastítico deben ser consideradas como metatraquitas.

Traquitas seleccionadas de los Complejos Basales (C.B.) de La Palma, La Gomera y Fuerteventura (Fig. 1B) presentan una posición parecida en el diagrama, si bien en todos los casos existe un déficit de K_2O bastante significativo. En dicha Figura se representan también traquitas del monte submarino Henry (Klügel et al., 2011), un pómez gris de origen submarino de la erupción de 2011-12 de El Hierro (Metletidis et al., 2012) y un pómez poco alterado, probablemente submarino, emitido como enclave en la erupción del Teneguía en 1971, y teniendo en cuenta que todas estas rocas, excepto las del Complejo Basal, no presentan alteración hidrotermal y, por tanto, no tienen déficit de K_2O, todas coinciden en presentar un grado de alcalinidad y saturación similar. Ello indica que en las islas de La Palma y El Hierro y en el monte submarino Henry hay un sustrato que en parte está constituido por rocas traquíticas bastante parecidas entre sí.

Relación entre las rocas volcánicas submarinas de La Palma

Puesto que las traquitas del Complejo lóbulo-hialoclastítico de la Caldera de Taburiente son anteriores a las rocas basálticas-traquibasalticas submarinas con las que mantienen una continuidad estratigráfica, se plantea la posibilidad de que estas rocas estén emparentadas entre sí por un proceso de cristalización fraccionada, a pesar de que sea difícilmente aceptable que en un conjunto de rocas volcánicas relacionadas espacial y temporalmente, se emitan primero los magmas más diferenciados y, posteriormente, después de un período indeterminado de tiempo, se emitan fundidos basálticos cercanos a magmas primarios. Para ello se ha procedido al estudio de los elementos traza de las diferentes rocas submarinas del Complejo Basal, para tratar de identificar el proceso petrogenético que pudiera estar involucrado en la formación de estas rocas. En este sentido, los diagramas más sencillos de dos elementos altamente incompatibles (C_i^H-C_j^H) (López Ruiz y Cebriá, 1990), pueden mostrar si las rocas mencionadas anteriormente, están emparentadas o no por procesos de cristalización fraccionada. Por ejemplo, en los diagramas La-Th y Ce-Nb (Fig. 2), las rocas del Complejo lóbulo-hialoclastítico traquítico, por un lado, y las rocas basálticas-traquibasálticas submarinas más modernas, junto con los diques más tempranos que atraviesan el Complejo, por otro, se agrupan según 2 rectas diferentes que pasan por el origen. Esto nos indica que ambos conjuntos se han formado a partir de procesos de cristalización fraccionada diferentes, posiblemente desde distintos magmas primarios. De esta forma, las traquitas del Complejo lóbulo-hialoclastítico serían los términos finales de una serie de diferenciación

A

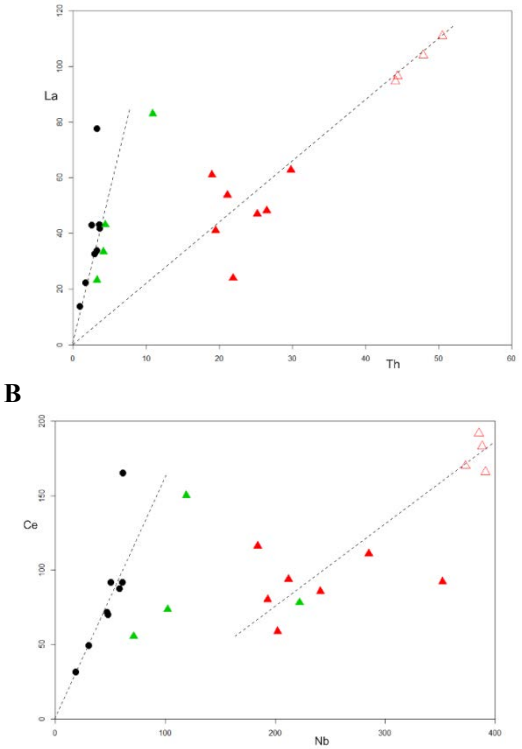


Figura 2. Diagramas de elementos incompatibles C_i^H-C_j^H. A) Th-La. B) Nb-Ce. Símbolos como en Fig. 1A.

magmática formada por la cristalización fraccionada de magmas basálticos más antiguos y diferentes a los que dieron lugar con posterioridad las rocas basálticas y traquibasálticas submarinas más tardías aflorantes en el C.B. de La Palma. En este proceso de cristalización fraccionada, las rocas traquíticas forman una recta que no pasa por el origen en el diagrama Nb-Ce, lo que indica que el apatito debió estar involucrado en el proceso (Fig. 2B). Aunque existen algunas divergencias, de los diagramas de la Figura 2 se deduce que el magma implicado en la formación de los diques mugearíticos y benmoreíticos que atraviesan el Complejo lóbulo-hialoclastítico traquítico, podría proceder de la cristalización fraccionada de los magmas que dieron lugar a las rocas de la formación basáltica-traquibasáltica submarina de la isla.

Una conclusión similar se alcanza si se consideran diagramas del tipo C_i^H-C_i^H/C_j^H (Metletidis et al., 2012), como Th-Th/La o Ta-Ta/La, en los que si las traquitas del Complejo lóbulo-hialoclastítico estuvieran emparentadas por procesos de cristalización fraccionada con los magmas que dieron origen a los traquibasaltos y basaltos submarinos, ambos conjuntos de rocas aparecerían formando una recta horizontal paralela al eje X, partiendo de las rocas menos diferenciadas (los basaltos y traquibasaltos submarinos y los diques mugearíticos y benmoreíticos), cosa que no ocurre (línea discontinua en la Figura 3). Sin embargo, las rocas traquíticas, considerando las afaníticas y las porfídicas, si aparecen alineadas según una recta paralela al eje X desde valores más altos en las relaciones Th/La y Ta/La (línea continua en la Fig. 3); lo que parece indicar que proceden de la cristalización fraccionada de magmas basálticos más antiguos y con relaciones Th/La y Ta/La más altas que los que dieron lugar a los basaltos-traquibasaltos submarinos posteriores y diques con ellos relacionados.

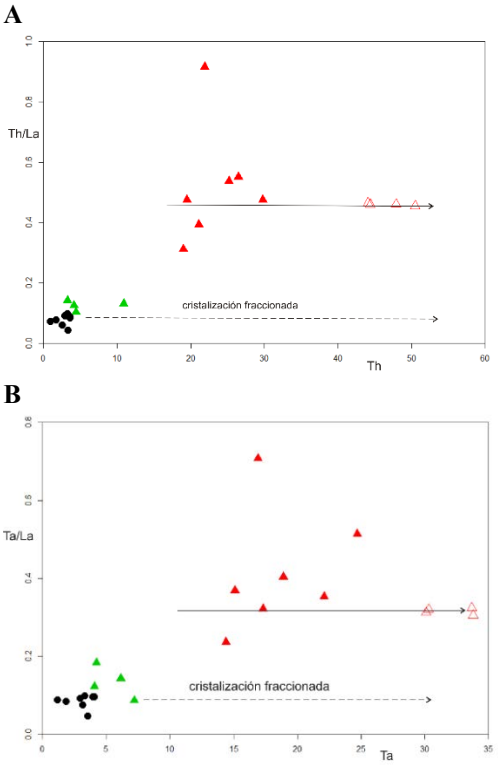


Figura 3. Diagramas de elementos incompatibles C_i^H-C_i^H/C_j^H. A) Th-Th/La y B) Ta-Ta/La. Símbolos como en Fig. 1A.

Diagramas normalizados de elementos incompatibles

Se han representado todas las rocas del edificio submarino de La Palma en un diagrama de elementos traza incompatibles normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) (Fig. 4). En este diagrama se observa que las rocas traquíticas muestran un fuerte empobrecimiento en Rb, Ba, K, Sr, Eu, P y Ti. Si bien el empobrecimiento en algunos de estos elementos incompatibles (Rb, K, y, probablemente, Ba) puede explicarse por la removilización debida a la acción del metamorfismo hidrotermal que ha afectado principalmente a las traquitas, al ser las rocas más antiguas y estar situadas más hacia el centro del edificio (donde el calentamiento fue mayor debido a la mayor intensidad en la intrusión plutónica y filoniana), el empobrecimiento en el resto de estos elementos (Sr, Eu, P y Ti) nos indica la intervención de procesos de cristalización fraccionada en los magmas traquíticos de minerales como plagioclasa (Sr, Eu), ilmenita-esfena (Ti) o apatito (P) (Thompson et al., 1982), fraccionamiento que no se aprecia que haya afectado a los magmas que dieron lugar a los diques mugearítico-benmoreíticos que atraviesan las traquitas. Por otra parte, las traquitas (y los diques) también muestran un enriquecimiento en Th, U, Nb y Zr, característico de rocas diferenciadas.

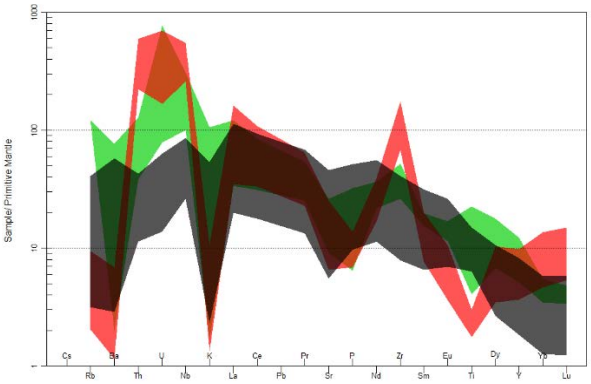


Figura 4. Diagrama de elementos traza incompatibles normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de los basaltos y traquibasaltos submarinos (negro), diques intermedios asociados (verde) y traquitas submarinas (rojo).

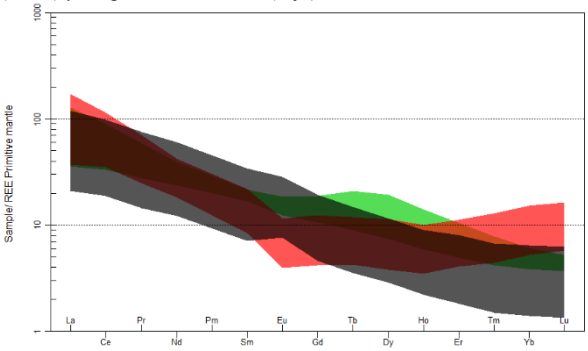


Figura 5. Diagrama de Tierras Raras normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Campos iguales a los de la Figura 4.

En el diagrama de Tierras Raras normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), de la composición de las rocas submarinas del C.B. de La Palma (Fig. 5) se puede destacar que:

1) no hay un enriquecimiento apreciable en Tierras Raras Ligeras de las traquitas con respecto a los basaltos-traquibasaltos, lo cual corrobora que no deben estar conectados genéticamente.

2) las traquitas presentan un acusado empobrecimiento en Tierras Raras Intermedias, lo cual indica de nuevo un fraccionamiento de esfena y apatito, coincidente con la disminución de Ti y P en el diagrama de la Figura 4. La anomalía negativa del Eu que presentan las traquitas se debería a la cristalización fraccionada de plagioclasa en el proceso de diferenciación. Este empobrecimiento en Tierras Raras intermedias no se da en los diques mugearíticos y benmoreíticos, sino que, por el contrario, están algo enriquecidos en Tierras Raras Intermedias, lo cual también nos indica que tampoco existe relación cogenética entre ellos y las traquitas del Complejo lóbulo-hialoclastítico.

En resumen, del análisis de los contenidos en elementos trazas incompatibles y de Tierras Raras que muestran las rocas submarinas del Complejo Basal de La Palma y los diques intermedios más tempranos, se puede establecer que no existe relación genética entre las traquitas del Complejo lóbulo-hialoclastítico y el resto de la formación volcánica submarina de La Palma, por lo que este complejo traquítico debe estar asociado a un episodio basáltico submarino anterior no aflorante actualmente en la Isla.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por los Proyectos CGL2009-07775/BTE del MICI; PIL2190901 del GC; y 529/2012 del MIMAA. Agradecemos a D. Ángel Palomares, Director-Conservador del P. N. Caldera de Taburiente, y al resto del personal del Parque, en especial a D. Álvaro Rodríguez y D. Valentín Abel Rodríguez.

REFERENCIAS

Carracedo, J.C., Badiola, E.R., Guillou, H., De la Nuez, J. y Pérez Torrado, F.J. (2001): Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. *Estudios Geológicos* 57: 175-273.

Casillas, R., De la Nuez, J., Colmenero, J.R. y Fernández, C. (2016): El complejo lóbulo-hialoclastítico traquítico de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias. *Geotemas* (este volumen).

Hernández-Pacheco, A. y Fernández Santín, S. (1974): Las formaciones volcánicas submarinas de la Caldera de Taburiente en La Palma (Canarias) y sus transformaciones metasomáticas. *Proc. Symp. Andean and Antartic Volcanology Problems*. IAVCEI. Santiago, Chile. 98-111 pp.

Klügel, A., Hansteen, T.H., Van der Bogaard, P., Strauss, H. y Hauff, F. (2011): Holocene fluid venting at an extinct Cretaceous seamount, Canary archipelago. *Geology* 39: 855-858.

Le Maitre, R.W. (Ed.) (2002). *Igneous Rocks. A classification and glossary of terms*. Cambridge University Press. 236 pp.

López Ruiz, J. y Cebriá, J.M. (1990): *Geoquímica de los procesos magmáticos*. Ed. Rueda. 168 pp.

Metletidis, S., Di Roberto, A., Pompilio, M., Bertagnini, A., Iribarren, I., Felpeto, A., Torres, P.A. y D´Oriano, C. (2012): Xenopumices from the 2011-2012 submarine eruption of El Hierro (Canary Islands, Spain): constraints on the plumbing system and magma ascent. *Geophysical Research Letters* 39 L17302, doi: 10.1029/2012GL052675.

Staudigel, H. y Schmincke, H.U. (1984): The Pliocene seamount series of La Palma/Canary Islands. *Journal Geophysical Research* 89 (B13): 11,195-11,215.

Sun. S.S. y McDonough, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in ocean basins.* Saunders A.D. and Norry M.J. (eds.). Geol. Soc. London Spec. Pub. 42: 313-345.

Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. y Parry, S.J. (1982): *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 310: 549-590.

Geoquímica de roca total y fábricas de deformación del olivino en xenolitos mantélicos del NE de España: claves para la evaluación de la petrogénesis y la deformación del manto litosférico

Insight into lithospheric mantle petrogenesis and deformation from whole-rock geochemistry and olivine deformation fabrics in mantle xenoliths from NE Spain

G. Galán[1]y M. Fernández-Roig[1]

1 Dept. de Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona, Av. dels Til·lers s/n, 08193 Bellaterra, Barcelona. gumer.galan@uab.cat

Resumen: El manto subcontinental litosférico en el NE de España está formado principalmente por lherzolitas y harzburgitas con espinela y anhidras. La composición química en elementos mayores y trazas moderadamente incompatibles de estas rocas define una trayectoria comparable a la de una fusión fraccionada del manto (<30%) por descompresión. La existencia de lherzolitas muy fértiles y una dispersión mayor de estas en los diagramas de covariación sugiere también refertilización ígnea del manto litosférico. Todas las harzburgitas y algunas lherzolitas fueron posteriormente metasomatizadas por fundidos silicatados alcalinos y carbonatíticos. Ambas peridotitas experimentaron una deformación transpresiva o de cizalla simple, seguida de recristalización estática, que desarrollaron fábricas de deformación axial [010] en el olivino. Posteriormente, algunas lherzolitas se deformaron en condiciones más superficiales, en un régimen de deformación transtensivo que transformó la fábrica anterior en otras de tipo ortorrómbico y axial [100] con menos fuerza. La no correlación entre la fuerza de estas últimas fábricas y parámetros composicionales sugiere que la deformación transtensiva es posterior a los procesos petrogenéticos principales.

Palabras clave: Lherzolitas, Harzburgitas, Geoquímica, Olivino, Fabricas de deformación.

Abstract: *The subcontinental listhospheric mantle in NE Spain is mainly formed of anhydrous spinel lherzolites and harzburgites. Whole-rock major and milddly incompatible trace element geochemistry define a trend consistent with fractional melting (<30%) during mantle decompression. Very fertile compositions of lherzolites and their scattering in covariation diagrams also suggest igneous refetilization of the lithospheric mantle. Later on, all harzburgites and some lherzolites were metasomatized by alkaline silicate and carbonatitic melts. Both peridotites were deformed by simple share or transpression, followed by annealing, which develops olivine [010]-fiber deformation fabric. A later transtensive deformation regime, at shallower conditions, affected some lherzolites transforming the earlier deformation fabric into orthorhombic and [100]-fiber types with less strength. Since there are no relationships between the strength of these later fabrics and compositional indices, the transtensive deformation may have post-dated the main petrogenetical processes.*

Key words: *Lherzolites, Harzburgites, Geochemistry, Olivine, Deformation fabrics*

INTRODUCCIÓN, ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

Los xenolitos mantélicos en lavas basálticas alcalinas cenozoicas representan una oportunidad única para evaluar los procesos petrogenéticos y la deformación en el manto litosférico así como la posible relación entre ambos procesos. En las lavas basálticas alcalinas pertenecientes al volcanismo neógeno-cuaternario de la Zona Volcánica de Cataluña (ZVC) se encuentran esporádicamente este tipo de xenolitos. En este estudio, se utilizarán la geoquímica de roca total (elementos mayores y traza) y la fuerza de la fábrica del olivino, definida a partir del índice J de Bunge (1982) que expresa numéricamente la densidad de los ejes cristalográficos orientados, para evaluar la posible relación entre la deformación mantélica y los procesos petrogenéticos.

Estudios previos sobre estos xenolitos son de Bianchini et al. (2007), Galán et al. (2008) y Galán y Oliveras (2014), que indican que el manto litosférico bajo la ZVC está formado principalmente por lherzolitas y harzburgitas con espinela y anhidras. Las harzburgitas tienen una microestructura protogranular, de grano algo más grueso que las lherzolitas. Estas últimas tienen microestructura protogranular (tamaño de grano> 2mm), pero también porfidoclástica y equigranular (tamaño de grano< 2mm). La geoquímica de elementos mayores y traza en minerales y rocas, y los isótopos de Sr, Nd y Hf en cristales de clinopiroxeno sugieren que estas peridotitas son el resultado de uno o varios episodios de fusión parcial y de metasomatismos posteriores, sin que se pueda descartar que la historia de harzburgitas y lherzolitas haya sido diferente y que procesos de refertilización ígnea estén detrás de la formación de algunas lherzolitas. Las estimaciones termométricas indican que la temperatura de equilibrio disminuye (1082-829

°C) de las harzburgitas y lherzolitas protogranulares hacia las lherzolitas porfidoclásticas y equigranulares, lo mismo que el contenido en jadeita del clinopiroxeno (Fernández-Roig y Galán, 2015).

Los afloramientos principales de la ZVC se localizan en Girona (Fig. 1) y se dividen en tres sub-zonas: el Empordà, la Selva y la Garrotxa. Esta actividad volcánica se relaciona con fallas tardi-alpinas de dirección NW-SE y SW-NE, que prolongan el rift cenozoico occidental europeo a lo largo de la costa mediterránea de la Península Ibérica. Los xenolitos aquí estudiados son nuevos y se recogieron en los volcanes la Banya del Boc, Canet d'Adri (ambos en La Garrotxa) y Sant Corneli, en La Selva (Fig. 1).

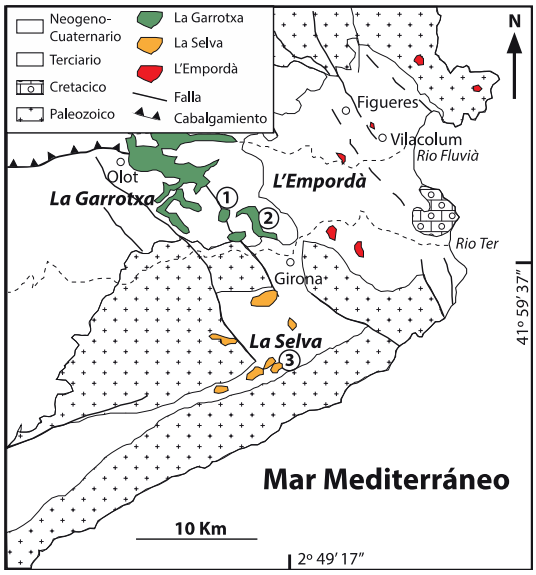


FIGURA 1. *Mapa geológico simplificado de la ZVC con las tres sub-zonas que la integran, y la situación de los volcanes muestreados: La Banya del Boc (1), Canet d'Adri (2) y Sant Corneli (3).*

RESULTADOS

Geoquímica de roca total

Se analizaron doce lherzolitas y siete harzburgitas con espinela. Entre las lherzolitas analizadas dominan las que tienen microestructura porfidoclástica y equigranular, para completar el muestreo anterior (Galán et al., 2008; Galán y Oliveras, 2014).

Estas peridotitas muestran una variación gradual en MgO desde las lherzolitas (36-44%) a las harzburgitas (44-48%), y una correlación negativa buena de este óxido con los de Al_2O_3 (Fig. 2A) y CaO, con mayor dispersión en el caso de las lherzolitas. Mayor dispersión se observa también en la covariación de otros componentes basálticos (TiO_2, Na_2O) y de SiO_2 y FeO_T respecto al MgO (no representados). Tres de las lherzolitas tienen una composición más fértil que el Manto Primitivo (MP). No hay diferencias composicionales significativas entre las lherzolitas con diferente microestructura, aunque las más fértiles son porfidoclásticas.

Los elementos traza moderadamente incompatibles (Sc, Ga, Y, Yb) muestran también una correlación negativa buena con el MgO, y entre si (Fig. 2B), pero la covariación de otros elementos traza (Cr, Sr, Ba, Nb, Ta, La, Zr) es muy dispersa. También hay una correlación positiva, entre algunos de los elementos traza más incompatibles (Th, Nb, Sr vs. La), para valores superiores a los del MP. Solo el Ni tiene una correlación positiva buena con el MgO, con valores de Ni< 2200 ppm en las lherzolitas y mayores en las harzburgitas.

Los diagramas multielementales difieren en lherzolitas y harzburgitas (Figs. 3A-B) por el contenido en Tierras Raras Pesadas (HREE) principalmente, con valores entorno a los del MP en las lherzolitas e inferiores en las harzburgitas. En las lherzolitas, la fraccionación entre las Tierras Raras ligeras (LREE) y las HREE, es muy variable (La_N/Yb_N= 0-26). En las harzburgitas también, pero el rango La_N/Yb_N es >1 (4-27) debido a la disminución de las HREE, que además están fraccionadas respecto a las REE medias (MREE) (Sm_N/Yb_N=1.6-6.3). No se observan anomalías en Eu respecto a las MREE o son poco significativas. Otras características son la presencia de una anomalía negativa general en Zr y menor en Ti respecto a las MREE, un incremento de Th y U con las LREE y la existencia de anomalías positivas ocasionales en Pb, Nb-Ta y rara vez en Rb. No hay diferencias entre los diagramas multielementales de las lherzolitas con microestructura diferente (Fig. 3A). En las harzburgitas se distinguen dos grupos: uno más empobrecido, con concentraciones de Hf y Nb-Ta no detectables, y otro grupo ligeramente más enriquecido (Fig. 3B).

Fábricas de deformación del olivino

La determinación de las orientaciones cristalográficas preferentes de olivino, por difracción de electrones retrodispersados con un SEM, en catorce

ROCA	IN. BA	IN.J	OL	CPX/OPX
HZ Pg (3)	0.23-0.39 (Axial [010])	10.2-9.02	72.8-86.4	0.13-0.30
LHZ Pg (3) Pg-Pc (2)	0.25-0.29 0.23-0.42 (A [010])> Orto.)	8.97-4.20 5.72-4.69	70.4-52.2	0.36-0.38
LHZ Pc (5)	0.24-0.78 (A [010])=Orto.> A[100])	4.65-1.91	65.0-45.5	0.26-0.50
LHZ Eq (4)	0.09-0.42 (A [010])>Orto.)	5.43-1,91	71.7-53.3	0.36-0.91

TABLA I. *Fábricas de deformación del olivino, rangos de índices (IN) BA y J de las mismas, de olivino modal (%) y relaciones modales clinopiroxeno/ortopiroxeno en harzburgitas y lherzolitas. A:axial; Orto.: ortorrómbica; otros símbolos como en la figura 2. Se indica número de muestras de cada tipo.*

lherzolitas y en tres harzburgitas, indica que la fábrica de deformación dominante es de tipo axial [010], con un índice BA (Mainprice et al., 2015) = 0,09-0,39, seguida del tipo ortorrómbico (BA= 0,42-0,48) y raramente del tipo axial [100] (BA=0,78). El tipo axial [010] es más característico de harzburgitas y lherzolitas protogranulares, mientras que los otros tipos aparecen en lherzolitas porfidoclásticas y equigranulares. La fuerza de la fábrica (índice J de Bunge, 1982) decrece de las fábricas de tipo axial [010] hacia los tipos ortorrómbico y axial [100] (Tabla I), aunque no linealmente. En general, el índice J se correlaciona positivamente con el contenido en MgO de las rocas y con el olivino modal, estimado a partir de los análisis químicos de roca total y de minerales, pero las lherzolitas porfidoclásticas y equigranulares, con valores de J bajos, se dispersan (no representado). La correlación del índice J con los elementos traza moderadamente incompatibles es negativa, pero las lherzolitas también se dispersan. Finalmente, no hay relación entre el índice J y la relación La_N/Yb_N

DISCUSION

Tanto los diagramas de covariación Al_2O_3 vs. MgO o entre elementos traza moderadamente incompatibles (Figs. 2A-B) indican que estos xenolitos representan residuos de una fusión fraccionada mantélica, más intensa para las harzburgitas (15-30% de fusión) que para las lherzolitas (<20%). La fusión ocurriría a presiones entre 3-2 y 0,5 GPa para la mayoría de las muestras (Fig. 2A). Ahora bien, en otros diagramas de variación (eg, SiO_2 o FeO_T vs. MgO no representados), la proyección de las peridotitas es más dispersa e indican presiones de fusión contradictorias, o bien las muestras se proyectan fuera de las trayectorias de fusión. Esto sugiere que algunas de ellas no son simples residuos de fusión, sinó posibles productos de interacción roca-fundido percolante (Herzberg, 2004), lo que también explicaría que la estimación del olivino modal en algunas lherzolitas sea inferior al de las trayectorias de fusión de un MP. La relación clinopiroxeno/ortopiroxeno es sin embargo coherente con estas trayectorias en la mayoría de las muestras, por lo que la disolución del olivino podría deberse a refertilización ígnea del manto por percolación de fundidos basálticos que generarían la neocristalización de clinopiroxeno-ortopiroxeno±espinela. Un proceso de refertilización también explicaría que algunas lherzolitas tengan una composición igual o más fértil que el MP (Fig. 2). Sin embargo, no se observan saltos composicionales significativos entre lherzolitas y harzburgitas, ni trayectorias de evolución diferentes para las dos peridotitas, como ocurre en otros ejemplos del manto litosférico que se han interpretado por procesos de refertilización.

El contenido en elementos traza más incompatibles (Figs. 3A-B) indica que harzburgitas y lherzolitas fueron posteriormente afectadas por metasomatismo,

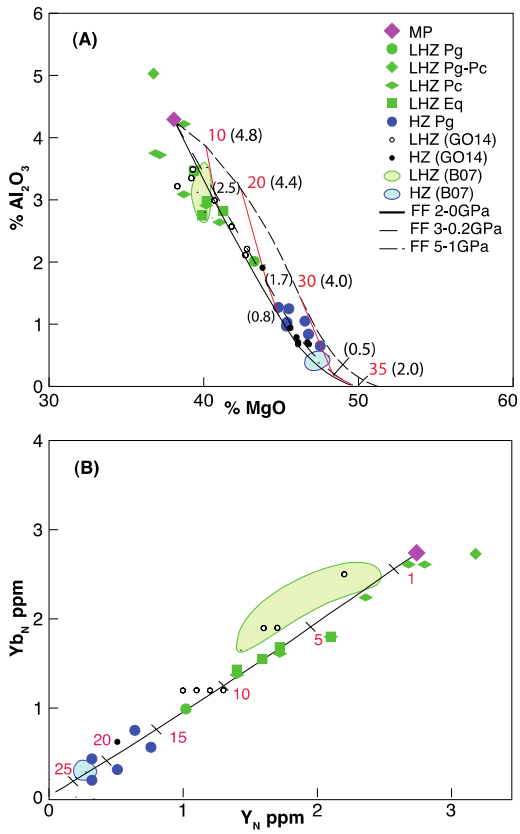


FIGURA 2. *(A) Al_2O_3 vs. MgO incluyendo datos analíticos anteriores (Bianchini et al.,2007-B07; Galán y Oliveras, 2014-GO14) y las trayectorias de fusión fraccionada por descompresión (Herzberg, 2004). Las líneas y números rojos representan porcentajes de fusión y los números entre paréntesis presiones intermedias entre la inicial y la final. (B) Yb_N vs. Y_N con la trayectoria de una fusión fraccionada no modal. Porcentajes modales del fundido, del MP y coeficientes de partición de Johnson et al. (1990). Composición del MP de McDonough y Sun (1995).*

pero sus efectos son muy desiguales en las lherzolitas, que están desde muy empobrecidas a muy enriquecidas en estos elementos. Se incrementa especialmente la concentración de LREE, MREE, Th, U, Nb, Ta, Pb y Sr. Teniendo en cuenta que el nivel de enriquecimiento en estos elementos es comparable en las dos peridotitas, se deduce que ambas fueron afectadas por el mismo evento metasomático. Las bajas relaciones Nb/Ta (0.33-0.66) y Zr/Hf (0.56-10.5) en la mayoría de las muestras, así como la ausencia de una anomalía negativa significativa en Ti respecto a las MREE, son más características de un componente metasomático tipo fundido alcalino silicatado que carbonatítico. Sin embargo, este último podría haber afectado a las harzburgitas más empobrecidas, con concentraciones de Nb-Ta y Hf-Zr muy bajas (Fig. 3B). Finalmente, el enriquecimiento en elementos incompatibles no guarda relación con la moda estimada, por tanto, se trataría de metasomatismo(s) principalmente críptico, posterior a los efectos de posibles procesos de refertilización.

Como la fábrica de deformación axial [010] del olivino es común a lherzolitas y harzburgitas, ambas peridotitas habrían sido afectadas por el mismo régimen tectónico, de cizalla simple o transpresivo seguido de recristalización estática a alta temperatura.

Posteriormente, esta fábrica se habría reactivado, a menor temperatura y profundidad, durante un régimen de deformación transtensivo que originaría las fábricas de deformación ortorrómbicas y axial [100], más débiles, en lherzolitas recristalizadas de grano más fino (Fernández-Roig et al., *sometido*). La pérdida de correlación entre el índice J de la fábrica y la composición química en estas lherzolitas deformadas a menor temperatura, indicaría que esta última deformación es posterior a los procesos petrogenéticos más significativos.

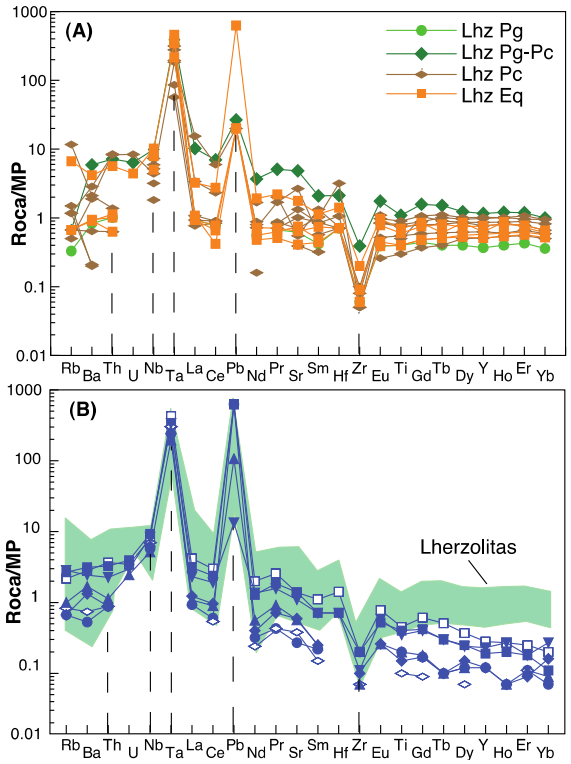


FIGURA 3. *Diagramas multielementales normalizados al MP (McDonough y Sun, 1995). A) Lherzolitas con diversas microestructuras. B) Harzburgitas con el rango composicional de lherzolitas en (A). Abreviaciones como en la Fig. 2.*

CONCLUSIONES

Las lherzolitas y harzburgitas con espinela que forman el manto litosférico en el NE de España se explicarían por procesos de fusión fraccionada (<30%), por descompresión entre 2-3 y 0,5 GPa. Procesos de refertilización ígnea podrían además explicar la mayor dispersión composicional de las lherzolitas, algunas de la cuales son muy fértiles. Todas las harzburgitas y algunas lherzolitas están además afectadas posteriormente por metasomatismo críptico. Los componentes metasomáticos serían fundidos silicatados alcalinos y carbonatíticos.

Ambos tipos de peridotitas registran un episodio de deformación transpresivo o de cizalla simple, seguido de recristalización estática, que originaron una fábrica axial [010] en el olivino. Un episodio de deformación posterior transtensivo reactivó la fábrica anterior en algunas lherzolitas y la transformó en ortorrómbica y axial [100] a menor profundidad. La ausencia de correlaciones entre el índice J de las fábricas posteriores y parámetros composicionales sugiere que la deformación transtensiva es posterior a los procesos petrogenéticos más importantes.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto MINECO CGL2011-26700 y las becas FPI BES- 2012-051860 y EEBB-I-14-07880.

REFERENCIAS

Bunge, H.-J. (1982): *Texture analysis in material science*. Butterworth & Co. (Publishers), Oxford, 595 p.

Bianchini, G., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Nowell, G., Pearson, G., Siena, F. y Wilson, M. (2007): Evidence of diverse depletion and metasomatic events in harzburgite-lherzolite mantle xenoliths from the Iberian plate (Olot, NE Spain): Implications for lithosphere accretionary processes. *Lithos,* 94: 25-45.

Fernández-Roig, M. y Galán, G. (2015): Microestructuras y química mineral de lherzolitas en xenolitos mantélicos de Cataluña (NE España). *Geogaceta*, 57: 3- 6.

Fernández-Roig, M., Galán, G. y Mariani, E. *sometido:* Deformation and seismic anisotropy of the subcontinental lithospheric mantle in NE Spain: EBSD data on xenoliths from the Catalan Volcanic Zone. *Tectonophysics*.

Galán, G. y Oliveras, V. (2014): Melting and metasomatism in the lithospheric mantle of NE Spain: geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics. *Chemical Geology*, 366:75-89.

Galán, G., Oliveras, V. y Paterson, B.A. (2008): Types of metasomatism in mantle xenoliths in Neogene-Quaternary alkaline mafic lavas from Catalonia (NE Spain). En: *Metasomatism in Oceanic and Continental Lithospheric Mantle* (M. Coltorti y M. Grégoire, eds.). Geological Society, London, Special Publication 293,121-153.

Herzberg, C. (2004): Geodynamic information in peridotite petrology. *Journal of Petrology*, 45:2507-2530.

Mainprice, D., Bachmann, F., Hielscher, R. y Schaeben, H. (2015): Descriptive tools for the analysis of texture projects with large dataset using MTEX: trength, symmetry and components. En: *Rock deformation from field, experiments and theory. A volume in honour of Rutter*. Geological Society, London, Special publication 409:251-271.

McDonough, W.F.y Sun, S.-S. (1995): Composition of the Earth. *Chemical Geology,* 120: 223-253.

Johnson, K.T.M., Dick, H.J.B.y Shimizu, N.(1990). Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in Abyssal peridotites. *Journal Geophysical Research*,95(B3): 2661-2678.

Edad y contexto geodinámico del magmatismo básico Ordovícico del Sistema Central Español

Age and geological setting of the basic Ordovician magmatism from the Spanish Central System

D. Orejana[1], C. Villaseca[1, 2] y E. Merino Martínez[1]

1 Dpto. Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. dorejana@ucm.es; granito@ucm.es; enriqmer@geo.ucm.es
2 Instituto de Geociencias IGEO (UCM, CSIC), 28040 Madrid. granito@ucm.es

Resumen: Nuevos datos geoquímicos (elementos mayores, traza e isótopos) y geocronológicos obtenidos en metabasitas intrusivas en las series metasedimentarias y metaígneas pre-Arenigienses del Sistema Central Español confirman la heterogeneidad composicional de estos materiales. Su evolución es de afinidad toleítica, pero con unos contenidos en elementos incompatibles relativamente elevados, lo que las diferencia de magmas tipo N-MORB. Se pueden distinguir dos grupos: 1) uno isotópicamente empobrecido y más diferenciado, y 2) otro isotópicamente más enriquecido, pero que representa líquidos más primitivos y con mayores contenidos de metales (Cr, Ni) y LILE. Estos datos apuntan a la participación de varias fuentes de manto, incluyendo sectores litosféricos con una impronta cortical. Dos muestras han aportado edades U-Pb en circones entre 473 y 453 Ma, lo que las relaciona con el contexto de rifting asociado a la apertura del océano Rheico. En la Zona Centro-Ibérica no hay magmatismo básico Cambro-Ordovícico anterior al que se describe en este trabajo, lo cual podría indicar que el rifting sería un fenómeno más tardío en este sector, en comparación con lo que se observa en otros terrenos del Macizo Ibérico.

Palabras clave: Metabasitas. Magmatismo Cambro-Ordovícico. Sistema Central Español.

Abstract: *New geochemical (major, trace and isotopic) and geochronological data obtained on metabasites intrusive into pre-Arenig metasedimentary and metaigneous rocks of the Spanish Central System confirm their heterogeneous composition. They exhibit a tholeiitic affinity, but show relatively high incompatible element contents, contrary to N-MORB magmas. Two groups can be distinguished: 1) one isotopically depleted and more evolved and 2) one isotopically enriched, representing more primitive liquids with higher metal (Cr, Ni) and LILE contents. These data point to the involvement of several mantle sources, including lithospheric sections with a crustal imprint. Two samples have provided U-Pb zircon ages in the range 473- 453 Ma, thus related to the rifting context associated with the Rheic ocean opening. The absence of basic magmatism in the Central-Iberian Zone prior to that described in this work, might indicate that rifting was a late event in this region when compared to other terranes from the Iberian Massif.*

Key words: *Metabasites. Cambro-Ordovician magmatism. Spanish Central System.*

INTRODUCCIÓN

La presencia de materiales ígneos básicos pre-Variscos en la Zona Centro-Ibérica (ZCI) es muy escasa: los ejemplos mejor estudiados se restringen al Sistema Central Español (SCE). Se trata de cuerpos de metabasitas de pequeñas dimensiones, intrusivos mayoritariamente dentro de las formaciones de ortoneises Cambro-Ordovícicos, aunque también pueden encontrarse tectónicamente interbandeadas con rocas metasedimentarias del Neoproterozoico-Cámbrico Inferior (Villaseca, 1985; Barbero y Villaseca, 2000).

La naturaleza de este tipo de rocas máficas y su edad de formación, son aspectos fundamentales a la hora de interpretar el contexto geológico en el que aparecen, y también inciden en la construcción de un modelo geodinámico para el conjunto del magmatismo durante el Paleozoico Inferior en todo este sector. Los trabajos que se han realizado en estas rocas hasta el momento se han centrado sobre todo en establecer la evolución metamórfica de algunos cuerpos de metabasitas que alcanzaron facies próximas a eclogitas durante la orogenia Varisca (Barbero y Villaseca, 2000; Villaseca et al., 2015). En el presente trabajo se presentan nuevos datos de geoquímica de roca total de un grupo diferente de metagabros, así como edades U-Pb en circón de dos de ellos. Los resultados obtenidos muestran la existencia de una heterogeneidad mayor de la anteriormente reconocida y permiten encuadrar con mayor precisión su momento de formación y su relación con respecto al evento magmático félsico que finaliza en el Ordovícico Inferior.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Las metabasitas estudiadas aparecen como diques o sills intrusivos en ortoneises peralumínicos de edad

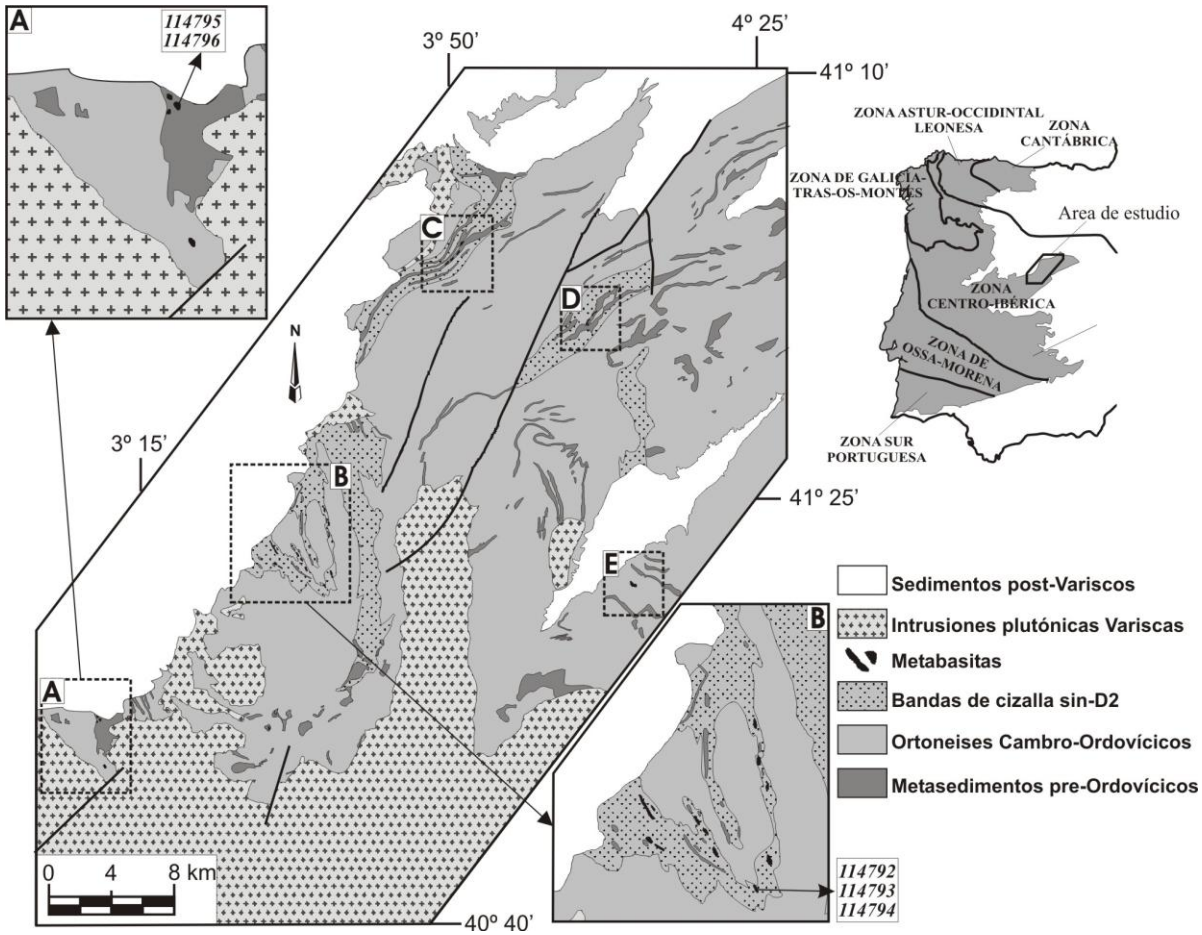


FIGURA 1. Mapa geológico esquemático de una parte del Sistema Central Español donde se han representado los afloramientos de metabasitas (principalmente basado en Villaseca, 1985 y Barbero y Villaseca, 2000). Se ha señalado con cinco recuadros las áreas en las que aparecen este tipo de materiales (A, B, C, D y E), y dos de ellas han sido ampliadas (A y B), indicándose el afloramiento al que pertenecen las muestras estudiadas en este trabajo. Arriba a la derecha se muestra un esquema con la ubicación del Sistema Central dentro del Macizo Ibérico.

Cámbrico-Ordovícico Inferior (~500-477 Ma; Villaseca et al. 2016 y referencias incluidas) en el sector de Guadarrama del SCE, y también formando cuerpos lenticulares dentro de secuencias de rocas metasedimentarias Neoproterozoicas a Cámbricas, muchas veces en corredores miloníticos asociados a la fase de deformación D_2 Varisca (Fig. 1). En la Figura 1 se muestran los cinco sectores (A-E) en los que han sido descritos este tipo de rocas, encontrándose las muestras del presente estudio en la zona de *El Caloco* (A) y *Revenga* (B). En ésta última es donde un mayor número de cuerpos han sido descritos, menos afectados por la deformación Varisca.

En la zona de *Tenzuela* (C en Figura 1), los cuerpos básicos recristalizados durante el Varisco muestran una paragénesis metamórfica de alta presión retrogradada (retroeclogitas), habiéndose estimado condiciones *P-T* de 14 kbar y 750 ºC para el pico bárico y 7-8 kbar y 800 ºC en una etapa posterior descompresiva (Barbero y Villaseca, 2000; Villaseca et al., 2002).

Los datos geoquímicos de los que se dispone, mayoritariamente correspondientes al sector de *Tenzuela*, indican una tendencia toleítica continental, con unos contenidos en LILE y HFSE superiores a los de fundidos típicos de tipo MORB (Barbero y Villaseca, 2000; Villaseca et al., 2015). Algunos términos más félsicos encontrados en esta zona apuntan hacia un proceso de diferenciación magmática por cristalización fraccionada. Los valores de εNd (entre +4.4 y +6; Villaseca et al., 2015) implican fusión de un manto isotópicamente empobrecido. Se han datado las metabasitas de alta presión (U-Pb en circón), obteniéndose una edad ígnea algo imprecisa de 473 ± 2 Ma (Villaseca et al., 2015).

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

Las metabasitas del SCE corresponden principalmente con términos dioríticos o gabroideos, existiendo facies más félsicas y fuertemente transformadas (anfibolitas félsicas) en el sector de *Tenzuela*. Son texturalmente heterogéneas, pudiendo corresponder con granulitas coroníticas que conservan clinopiroxeno y ortopiroxeno ígneos, en ocasiones con presencia de granate accesorio, y con facies muy anfibolitizadas, normalmente en zonas marginales de los afloramientos (Villaseca et al., 2002).

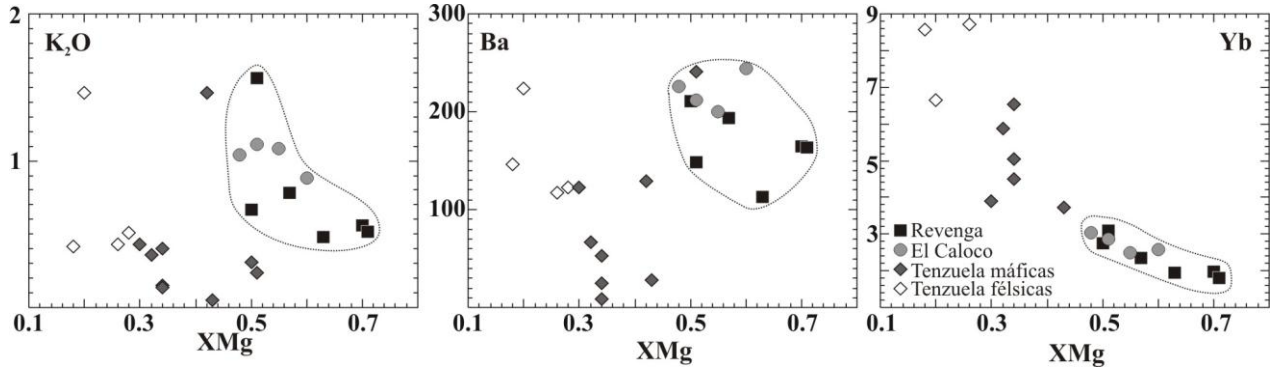


FIGURA 2. Composición química de elementos mayores y traza de las metabasitas del Sistema Central Español. El área encerrada corresponde con el conjunto de metabasitas isotópicamente enriquecidas.

Las muestras estudiadas de la zona de *El Caloco* y *Revenga* presentan un tamaño de grano fino o medio con clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa primarios poco transformados en algunos casos, conservándose una textura diabásica coronítica que llega a preservar olivino en las muestras de *Revenga*. En menor proporción aparece anfíbol y biotita intersticiales, y minerales accesorios como cuarzo, esfena, óxidos de Fe-Ti, circón y sulfuros.

Los datos geoquímicos de las nuevas muestras son coherentes con la tendencia toleítica propuesta con anterioridad para el conjunto de metabasitas, pero alcanzan composiciones claramente más primitivas, con contenidos en MgO y Cr hasta 16 wt% y 850 ppm, respectivamente. Los nuevos datos que se aportan, ponen de manifiesto la existencia de una marcada heterogeneidad composicional, pudiéndose distinguir dos grupos: 1) metabasitas más evolucionadas (zona de *Tenzuela*) con mayores contenidos en Fe, Ti, Mn, Na y P, y 2) metabasitas más primitivas (sectores de *El Caloco* y *Revenga*), enriquecidas en Mg y K (Fig. 2). En cuanto a los elementos traza, el primer grupo muestra mayores concentraciones de V, Ta, Zr, Hf, Y y HREE (Fig. 2), anomalía positiva o levemente negativa de Nb y un espectro de REE normalizado al condrito de tendencia plana, mientras que el segundo grupo está relativamente enriquecido en Cr, Ni, Ba, Rb, Cs, Sr y Pb (Fig. 2), presenta una clara anomalía negativa de Nb y su espectro de REE es más fraccionado.

La misma división establecida previamente queda de manifiesto en los datos isotópicos, de tal manera que el grupo de metabasitas más evolucionadas (*Tenzuela*) proporcionan valores empobrecidos de □ Nd entre +2.4 y +6, mientras que el otro grupo presenta una composición isotópica relativamente enriquecida con valores de □ Nd entre–2.7 y +1.6.

GEOCRONOLOGÍA

Dos muestras, una de *El Caloco* y otra de *Revenga*, han sido datadas mediante el análisis de las relaciones isotópicas U-Pb en circones con una microsonda iónica de tipo SHRIMP (Centro de Instrumentación Científica, Universidad de Granada). Se han realizado un total de 30 y 23 análisis, respectivamente, en circones separados, de los que, para el cálculo de la edad, se han excluido datos discordantes, imprecisos, con elevado Pb común o aquellos que, con criterios texturales y químicos, no se han considerado directamente ligados al magmatismo básico. Los resultados geocronológicos, obtenidos mediante el cálculo de la edad de concordia o el método *TuffZirc*, proporcionan un rango de edades entre 473 y 453 Ma.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las metabasitas Ordovícicas del Sistema Central Español representan un evento de magmatismo principalmente básico de tendencia toleítica de bajos contenidos en Ti. Los datos que se aportan muestran una clara heterogeneidad geoquímica, en parte debida a procesos de diferenciación. Sin embargo, las diferencias que se han encontrado entre los líquidos parentales del sector de *Tenzuela* y *El Caloco-Revenga*, que afectan a la composición química de elementos mayores, traza e isotópica, implican la participación de dos fuentes de manto distintas: una empobrecida y otra enriquecida.

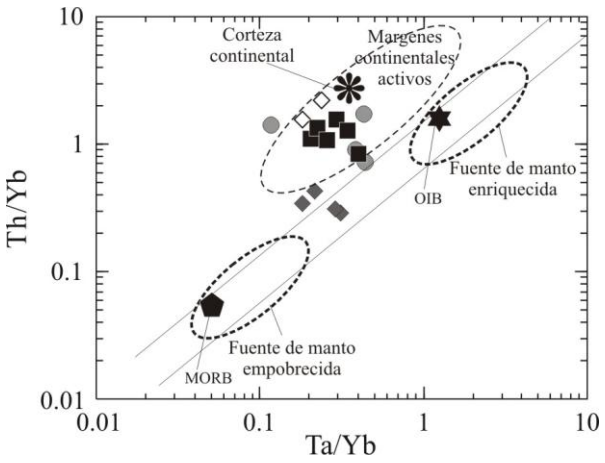


FIGURA 3. Composición química de elementos traza (Th/Yb vs. Ta/Yb) de las metabasitas del Sistema Central Español. Magmas de origen mantélico varían entre un polo enriquecido en elementos incompatibles (OIB) y otro empobrecido (N-MORB). Símbolos como en Figura 2.

Todas las metabasitas del SCE poseen concentraciones de elementos traza incompatibles relativamente elevados, que las distinguen de fundidos toleíticos de tipo N-MORB, como demuestran las relaciones elementales Th/Yb, Ta/Yb, Y/Nb y Zr/Nb (Fig. 3), y las relacionan con un manto algo más enriquecido, probablemente de tipo litosférico continental. No obstante, los espectros normalizados de REE poco fraccionados de las muestras de Tenzuela y los valores positivos de □ Nd, relacionan estas rocas con magmas de una fuente empobrecida más próxima al MORB, frente a los metagabros y metadioritas de *El Caloco-Revenga*, isotópicamente más enriquecidos y con concentraciones mayores de LILE. Este último componente implica la participación de una fuente de manto metasomatizada por agentes continentales, lo cual podría implicar reciclaje en un ambiente de subducción o engrosamiento.

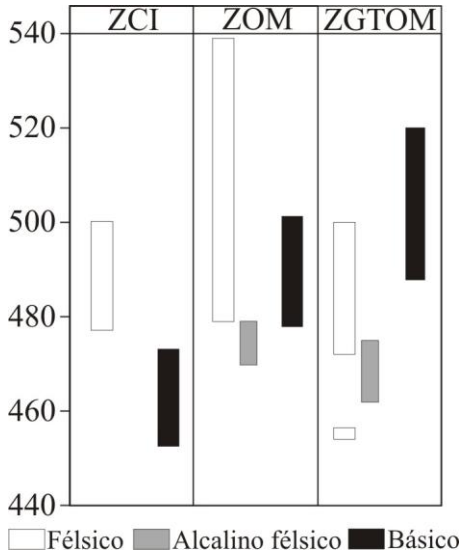


FIGURA 4. Esquema temporal con la posición del magmatismo félsico y básico en las zonas Centro-Ibérica (ZCI), de Galicia-Tras-os-Montes (ZGTOM) y de Ossa-Morena (ZOM) durante el Cámbrico y Ordovícico. Datos extraídos de Díez Fernández et al. (2015) y Villaseca et al. (2016), y referencias incluidas.

Las edades obtenidas en las muestras de *El Caloco* y *Revenga* (U-Pb en circones via SHRIMP) amplían el rango temporal de este magmatismo hasta el Ordovícico Superior: 473-453 Ma (Fig. 4). Este rango no llega a solaparse con el abundante grupo de datos geocronológicos obtenidos a partir del magmatismo félsico peralumínico Cambro-Ordovícico (la mayoría son ~500-477 Ma; Villaseca et al., 2016 y referencias incluidas). La ausencia de fundidos básicos coetáneos con este último evento de fusión cortical ha llevado a proponer un ambiente de convergencia y engrosamiento durante el Ordovícico Inferior en la ZCI, sin participación del manto (Villaseca et al., 2016). El hecho de que las rocas máficas aparezcan con posterioridad a este contexto, podría indicar que el rifting que se produce en el margen norte de Gondwana y que conduce a la apertura del océano Rheico, es un evento que, en la Zona Centro-Ibérica, se desarrolla principalmente desde finales del Ordovícico Inferior y en adelante. La aparición de fundidos félsicos alcalinos y peralcalinos concentrados preferentemente en un rango temporal relativamente restringido durante el Ordovícico Inferior y comienzos del Medio en otros sectores del Macizo Ibérico (principalmente 479-462 Ma; Zonas de Galicia Tras-Os-Montes y de Ossa-Morena; Díez Fernández, 2012, 2015; Fig. 4), podría marcar las primeras etapas claras del rifting. No obstante, la presencia de magmatismo básico de afinidad toleítica en estas zonas internas, podría implicar que el rifting se produce de forma diacrónica en el Varisco Ibérico (Fig. 4).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al personal del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada su ayuda con la obtención de los datos geocronológicos, y muy especialmente a Pilar Montero. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2012-32822 del Ministerio de Economía y Competitividad de España.

REFERENCIAS

Barbero, L. y Villaseca, C. (2000): Eclogite facies relics in metabasites from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System): P-T estimations and implications for the Hercynian evolution. *Mineralogical Magazine*, 64: 815-836.

Díez Fernández, R., Castiñeiras, P. y Gómez Barreiro, J. (2012): Age constraints on Lower Paleozoic convection system: Magmatic events in the NW Iberian Gondwana margin. *Gondwana Research*, 21: 1066-1079.

Díez Fernández, R., Pereira, M.F. y Foster, D.A. (2015): Peralkaline and alkaline magmatism of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): Age, source, and implications for the Paleozoic evolution of Gondwanan lithosphere. *Lithosphere*, 7: 73-90.

Villaseca, C. (1985): Microdioritas de afinidad toleítica en las bandas de cizalla de Segovia. *Estudios Geológicos,* 41: 11-15.

Villaseca, C., Martín Romera, C. y Barbero, L. (2002): Estimaciones termobarométricas en los metagabros coroníticos de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama). *Geogaceta*, 32: 11-14.

Villaseca, C., Castiñeiras, P. y Orejana, D. (2015): Early Ordovician metabasites from the Spanish Central System: a remnant of intraplate HP rocks in the Central Iberian Zone. *Gondwana Research*, 27: 392-409.

Villaseca, C., Merino Martínez, E., Orejana, D., Andersen, T. y Belousova, E. (2016): Zircon Hf signatures from granitic orthogneisses of the Spanish Central System: Significance and sources of the Cambro-Ordovician magmatism in the Iberian Variscan Belt. *Gondwana Research*, *in litt*.

Las micas blancas del manto del Veleta (cordillera Bética, España)

The White mica in the Veleta nappe (Betic cordillera, Spain)

Á. Santamaría-López[1]* y M.D. Ruiz-Cruz[1]

1 Dpto. de Química Inorgánica, Cristalografía y Mineralogía, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, 29071 Málaga, *angelsan83@gmail.com.

Resumen: Se han estudiado las micas blancas de la formación inferior del complejo Nevado-Filábride en Sierra Nevada (España). En el estudio con ESEM y espectros químicos (EDX) se han distinguido varios tipos de micas: fengita, paragonita, micas sodo-potásicas y micas con deficit de cationes interlaminares. Los diagramas XRD muestran la existencia de micas potásicas (9.99 Å), paragonita (9.63 Å), mica amónica (10.16-10.20 Å) y micas con composiciones intermedias sodo-potásicas (9.75 Å). La presencia de N se ha comprobado por análisis elemental y la presencia de NH^{4+}, mediante FTIR. El estudio con EMP reveló que las micas amónicas tienen alto contenido en Si^{4+} (hasta 3.51 apfu), y un contenido en cationes octaédricos superior al ideal en las micas dioctaédricas. El estudio con TEM muestra que la asociación mineral es similar en S1 y S2, y que la las micas se formaron durante los momentos iniciales de la diagénesis y el metamorfismo, y persistieron a través de varios eventos de deformación y metamorfismo sin cambios importantes. Los resultados ponen en entredicho la estabilidad asumida de las micas amónicas a baja temperatura y la metaestabilidad de las micas sodo-potásicas.

Palabras clave: Complejo Nevado-Filábride, mica de NH_4, mica de Na-K, fengita, paragonita.

Abstract: *We have studied the white micas of the lower formation of the Nevado-Filabride complex in Sierra Nevada (Spain). In the study with ESEM and chemical spectra (EDX) we have distinguished several types of micas: phengite, paragonite, Na-K mica and mica with interlaminar cations deficit. The XRD patterns indicate the presence of potassium mica (9.99 Å), paragonite (9.63 Å), ammonium mica (10.16-10.20 Å) and micas with intermediate compositions sodium-potassium (9.75 Å). The presence of N has been confirmed by elemental analysis and the presence of* NH^{4+} *by FTIR. EMP study revealed that* NH_4*-mica have high* Si^{4+} *content (up to 3.51 apfu), and the octaedrical cation content in dioctahedral micas is higher than the ideal. TEM study shows that the mineral assemblage is similar in S1 and S2, and that mica were formed during the initial stages of the diagenesis and metamorphism and persisted through several deformation and metamorphism events without major changes. The results call into question the assumed stability of ammonium micas at low temperature and the metastability of the sodium-potassium micas.*

Key words: *Nevado-Filábride complex,* NH_4*-mica, Na-K mica, phengite, paragonite.*

INTRODUCCIÓN

En ausencia de minerales índice, las determinaciones termobarométricas en rocas félsicas (magmáticas o sedimentarias), se basa, en gran medida, en la composición de las micas blancas; concretamente en el contenido en Si^{4+} (o alternativamente en el contenido en Fe^{2+}+Mg^{2+}), es decir, en el grado de sustitución fengítica ($^{VI}(Mg^{2+}, Fe^{2+})+{}^{IV}Si^{4+} = {}^{VI}Al^{3+}+{}^{IV}Al^{3+}$), que generalmente aumenta paralelamente a la presión. Sin embargo, el contenido en Si^{4+} en la fengita puede verse afectado por otras sustituciones tales como la sustitución $^{IV}Si^{4+}+ {}^{XII}\square = {}^{VI}Al^{3+} + {}^{XII}K^{+}$, llamada sustitución pirofilítica o ilítica y la sustitución $3Fe^{2+} = 2Fe^{3+}$. La sustitución pirofilítica supone un aumento del contenido en Si^{4+} y un descenso en la ocupación interlaminar (Sint). Sin embargo, valores de Sint < 0.90 también pueden deberse a sustituciones como $H_3O^+ = K^+$ o $NH^+ = K^+$. Ya que las determinaciones termobarométricas correctas dependen del contenido en Si^{4+} en la fengita, cualquier desviación de la sustitución fengítica ideal en las fórmulas deducidas de los datos de microsonda ha de ser interpretada y, en su caso, las fórmulas corregidas, de acuerdo con las sustituciones presentes. En este trabajo se ha realizado un estudio de la composición de las micas blancas de la formación inferior del Complejo Nevado-Filábride.

Marco geológico, zona de estudio y metodología

El Nevado-Filábride es el complejo tectónico que ocupa la posición más baja de los que forman la Zona Interna de la Cordillera Bética. Puga et al. (2002) subdividió el Nevado-Filábride en dos complejos independientes el Veleta (inferior) y el Mulhacén (superior). Martínez-Martínez et al. (2002) propusieron la subdivisión del complejo en tres unidades tectónicas. En este trabajo se han estudiado muestras de esquistos

grafitosos de la parte superior del Veleta en el área de Peñones de San Francisco, situada en la parte NO de Sierra Nevada (Fig. 1).

Las muestras se han estudiado mediante difracción de rayos X (XRD), microsonda electrónica (EMP), microscopio electrónico de barrido de alta resolución (ESEM), espectroscopía de infrarrojos (FTIR) y microscopía electrónica de transmisión (TEM). El contenido en C y N en las muestras totales se ha determinado por análisis elemental.

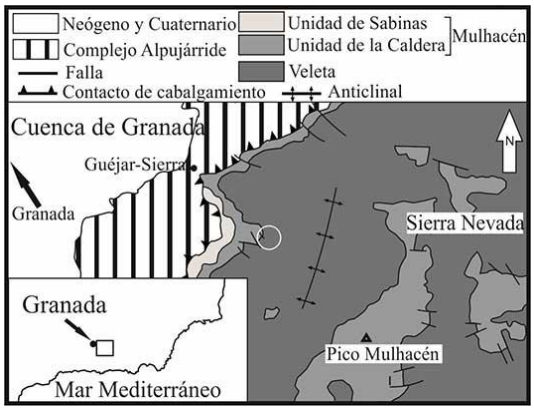


FIGURA 1. *Mapa geológico de NO de Sierra Nevada. El círculo indica donde fueron tomadas las muestras.*

RESULTADOS

La muestras estudiadas presentan una foliación dominante (S2), asociada a los planos axiales de pliegues con ejes orientados en dirección E-O, y una foliación previa (S1) preservada de manera variable (Fig. 2). La asociación mineralógica principal en ambas foliaciones es cuarzo + mica blanca + clorita + cloritoide ± rutilo ± ilmenita. El granate,preservado de manera variable, es sin- o postcinemático en relación con S1. Con las imágenes de electrones retrodispersados (BSE) y los espectros químicos (EDX) se pueden diferenciar varios tipos de micas blancas: fengita con contenido alto en Fe y Mg, paragonita, micas sodo-potásicas y micas con un déficit de cationes interlaminares. La mica dominante en S1 es fengita en tanto que la paragonita aparece como paquetes finos, intercrecida con fengita (Fig. 2A). En S2, la paragonita, con abundantes láminas de grafito, aparece intercrecida con fengita (Fig. 2B). La paragonita en S2 está reemplazada en las zonas externas por fengita, en la que las láminas de grafito se han preservado (Fig. 2C, flecha). Este reemplazamiento parece ser coetáneo con la formación de paquetes más gruesos de paragonita y fengita (Fig. 2C). En la figura 2D se pueden ver paquetes de contraste intermedio (marcadas con a) que proporcionan espectros típicos de micas sodo-potásicas, y que están reemplazadas por fengita. Algunos paquetes con contraste intermedio tienen espectros con una clara deficiencia en Na y K y se interpretan como mica de NH_4 (Fig. 2E). Los diagramas de XRD muestran reflexiones intensas de cuarzo y mica. Las reflexiones basales de las micas evidencian la existencia de micas potásicas (a 9.99 Å), paragonita (a 9.63 Å), micas amónicas (a 10.16-10.20 Å) y micas con composiciones intermedias entre los términos potásicos y los sódicos (9.75 Å).

La presencia de N en la roca total se ha confirmado por análisis elemental y la presencia de NH^{4+}, mediante FTIR. Los espectros FTIR muestran la banda característica del NH_4 a ~1430 cm^{-1}. Puesto que las rocas no presentan feldespato potásico o plagioclasa, que podrían albergar NH_4, se deduce que el amonio se encuentra en su mayor parte alojado en la interlámina de las micas. Los datos de XRD sugieren que el amonio forma una fase independiente con cierto contenido en K.

El estudio mediante EMP reveló que los paquetes de micas amónicas tienen alto contenido en Si^{4+} (hasta 3.51 apfu), y un contenido en cationes octaédricos (Soct.) superior al ideal de 2.0 apfu en las micas dioctaédricas.

El estudio con TEM ha confirmado que coexisten en S1 y S2, intercrecimientos de micas con composiciones variables. Los intercrecimientos fengita-paragonita muestran límites paralelos y oblicuos a los planos basales (Fig. 3A-C) y una orientación común (Fig. 3D). Los intercrecimientos de fengita y mica intermedia aparecen también en S1 (Fig. 3E-F) y S2 (Fig. 3G-I). En S1, el límite entre los paquetes con y sin Na consiste en una zona muy deformada, con intensos efectos de contraste. Los paquetes con Na presentan una periodicidad dominante de 10 Å y los paquetes de fengita una periodicidad de 20 Å. En áreas donde las micas muestran contactos oblicuos, los diagramas de difracción de electrones (Fig. 3H) indican que la paragonita y la mica intermedia tienen orientaciones similares, diferentes de la fengita. En las zonas en que los dos tipos de micas muestran límites coherentes, los diagramas de difracción de electrones revelan la presencia de tres tipos de micas con espaciados de ~10.0, ~9.6 y ~9.75 Å, que sólo comparten la dirección c* (Fig. 3I). Se han identificado también dominios consistentes en intercrecimientos de fengita y mica amónica en S1 y S2 (Fig. 3K-M). Los paquetes de mica amónica se deterioran tras pocos segundos de observación. Las imágenes de baja resolución muestran áreas rectangulares con bajo contraste interpretadas sobre la base de los datos de AEM como correspondientes a dominios ricos en NH_4, distribuidas oblicuamente dentro de las áreas con contraste más oscuro (Fig. 3K). Tras la orientación, los dominios ricos en NH_4 presentan huecos lenticulares grandes, causados presumiblemente por la pérdida de NH_4 debida al haz de electrones. Las imágenes reticulares indican que los dominios ricos en NH_4 muestran contactos paralelos y oblicuos a los planos basales de las micas. Los diagramas de difracción de electrones muestran dos

orientaciones dominantes de las micas (Fig. 3N) aunque, siguiendo cada orientación, las diferentes micas tienen una orientación común y diferencias menores en espaciados basales (Fig. 3O).

DISCUSIÓN

La tobelita, $(NH^4)Al^2[AlSi^3O^{10}](OH)^2$, es el análogo amónico de la moscovita, (Higashi, 1982). La formación de esta mica se relaciona fundamentalmente con la liberación de N durante la maduración, en la diagénesis, de la materia orgánica contenida en el sedimento, y la posterior fijación, en forma de NH^{4+}, en minerales de la arcilla (Dainyak et al., 2006). Además del proceso de tobelitización, han sido objeto de estudio la posible laguna de miscibilidad entre moscovita y mica de NH_4, así como el significado de la existencia de micas conteniendo K y NH_4 (mezcla de diferentes cationes interlaminares vs. interestratificaciones) (e.g. Nieto, 2002). La evolución de las micas de NH_4 a grados metamórficos crecientes ha sido poco estudiada. Juster et al. (1987) interpretaron que entre 300 y 500ºC se producía la pérdida de NH_4 de la estructura de los filosilicatos, mientras que otros autores (e.g. Higashi, 1982) han mostrado que la pérdida de NH_4 ocurre alrededor de 550 ºC. El estudio de las micas del Veleta pone de manifiesto que en NH_4 se conserva en la estructura de la mica al menos hasta 500 ºC y a través de eventos sucesivos de deformación/metamorfismo.

Se puede suponer que el protolito sedimentario de los esquistos del Veleta era rico en esmectita y/o caolinita, fases que evolucionarían durante la diagénesis y las primeras etapas metamórficas hacia micas sódicas y potásicas. El protolito sedimentario debió ser rico también en materia orgánica (como confirma la abundancia de grafito en los esquistos) y que la maduración de esta dio lugar a la liberación del N, que se fijó como NH_4 en la estructura de la mica. Nuestros datos indican que el NH_4 ocupó los espacios interlaminares en micas potásicas, probablemente deficientes en carga. En cambio, el grafito se acomoda preferentemente como intercrecimientos con las micas sódicas. La primera observación tiene una explicación cristaloquímica (Guidotti y Sassi, 1998), en tanto que no hemos encontrado descripciones previas acerca de la preferencia del grafito por las micas sódicas.

Es difícil suponer que las micas intermedias y la tobelita que definen S2 se formasen a través de un proceso de disolución-precipitación a partir de micas metaestables, ya que el rango de composiciones de micas y cloritoide es similar en ambas posiciones texturales. De acuerdo con los modelos en vigor, lo esperable sería que las micas intermedias y la tobelita se localizaran exclusivamente en S1 y que estuvieran ausentes en S2. Por tanto, y aunque no puede descartarse que ocurriera alguna disolución durante la deformación, la segregación mecánica de grafito y las micas parece un mecanismo más razonable para explicar nuestras observaciones. Un proceso posterior de recristalización dio lugar a cristales más grandes de paragonita, lo que sugiere un aumento de temperatura durante las etapas finales del metamorfismo.

CONCLUSIONES

Nuestras observaciones tienen importantes implicaciones relativas a: 1) la metaestabilidad de las micas con composiciones intermedias; 2) los posibles mecanismos de deformación; y 3) la supuesta formación de S1 durante el metamorfismo progrado y de S2 durante la exhumación y retrogresión.

Hemos mostrado que las asociaciones minerales y la composición de las micas son similares en S1 y S2, lo que implica que las micas formadas durante la diagénesis y el metamorfismo de bajo grado han persistido a través de las etapas sucesivas de deformación y metamorfismo. Esta observación sugiere que el proceso de formación de micas en S2 ocurrió en estado sólido más que a través de un proceso de disolución/precipitación.

Si las micas intermedias sodo-potásicas son realmente metastables, puede deducirse que durante un proceso metamórfico de bajo gradiente estas micas pueden persistir a temperaturas ≥500 ºC. El hecho de que la última generación de fengita tenga contenidos importantes en Si es difícil de explicar si se supone que S2 se originó durante la exhumación.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha recibido la financiación del proyecto CGL 2012–31872 (Ministerio de Economía y Competitividad, España).

BIBLIOGRAFÍA

Dainyak, L.G., Drits, V.A., Zviagina, B.B., y Lindegreen, H. (2006): Cation redistribution in the octahedral sheet during diagenesis of illite-smectite from Jurassic and Cambrian oil source rock shales. *American Mineralogist*, 91: 589-603.

Guidotti, C.V. y Sassi F.P. (1998): Petrogenetic significance of Na-K white mica mineralogy: recent advances for metamorphic rocks. *European Journal of Mineralogy*, 10: 81-854.

Higashi, S. (1982): Tobelite, a new ammonium dioctahedral mica. *Mineralogical Journal*, 11: 138-146.

Juster, T.C., Brown, P.E., y Bailey, S.W. (1987): NH_4-bearing illite in very low grade metamorphic rocks associated with coal, northeastern Pennsylvania. *American Mineralogist*, 72: 555-565.

Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I., y Balanyá, J.C. (2002): Orthogonal folding of extensional detachments: Structure and origin of the Sierra

Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21: 1-22.

Nieto, F. (2002): Characterization of coexisting NH_4- and K-micas in very low-grade metapelites. *American Mineralogist*, 87: 205-216.

Puga, E., Díaz de Federico, A., y Nieto, J.M. (2002): Tectonostratigraphic subdivisión and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic zone: a review. *Geodinamica Acta*, 15: 23-43.

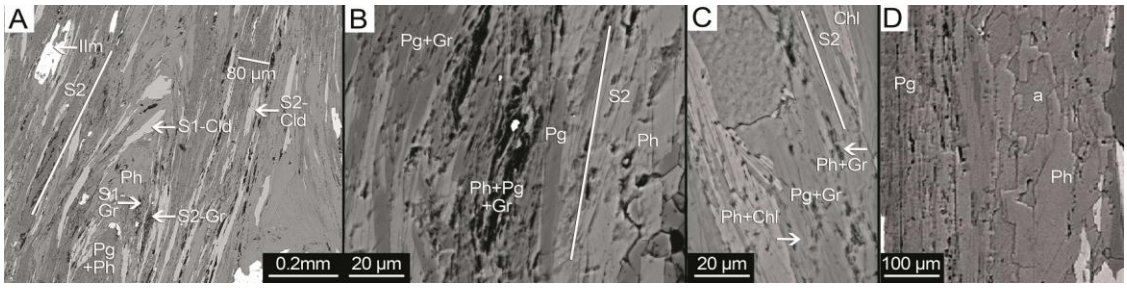


FIGURA 2. *Relaciones texturales entre las paragénesis de S1 y S2 en imágenes BSE. A: Fengita+paragonita+cloritoide+grafito. B: Fengita+paragonita+grafito. C: Paragonita intercrecida con grafito y reemplazada por fengita en la que las láminas de grafito se han preservado (flecha); láminas más gruesas de paragonita, fengita y clorita que parecen ser coetáneas. D: Fengita, paragonita y micas sodo-potásicas de contraste intermedio (a). E: Fengita, paragonita y mica amónica con contraste intermedio (Tob).*

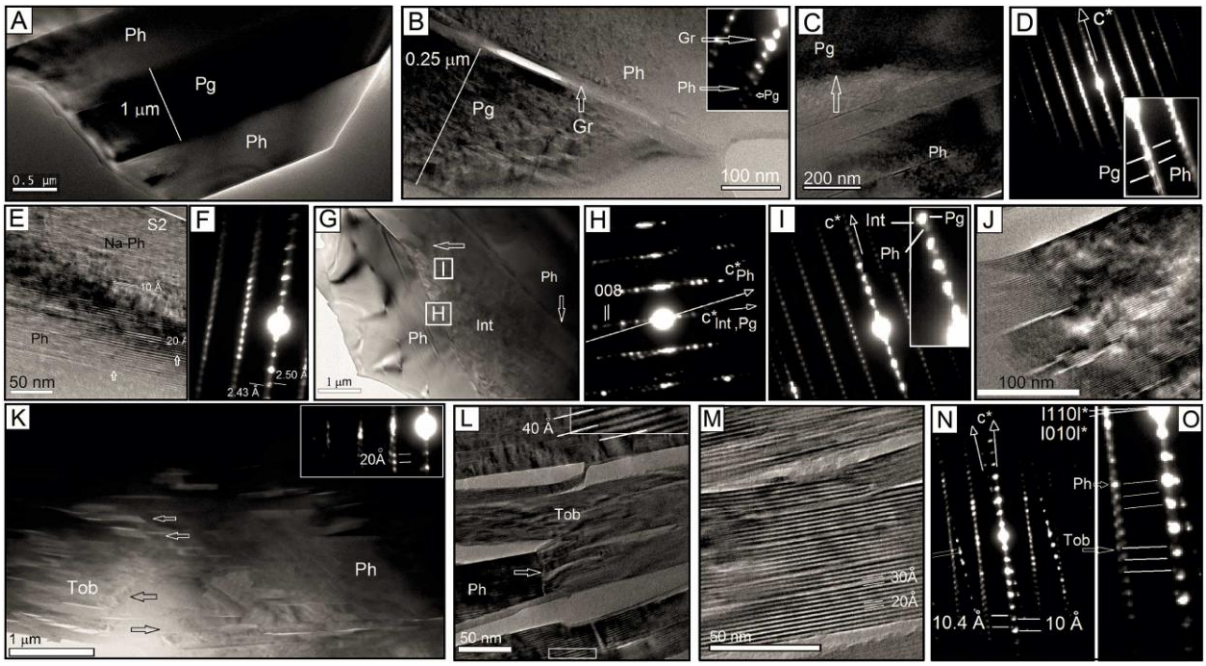


FIGURA 3. *Imágenes de TEM representativas de los diferentes intercrecimientos de micas en S1 y S2. A: Intercrecimiento de fengita y paragonita. B: Intercrecimiento de fengita y paragonita. El diagrama de difracción de electrones muestra reflexiones 00l subparalelas de paragonita, fengita y grafito. C: Imagen reticular de un intercrecimiento de paragonita y fengita. D: Diagrama de difracción de electrones del contacto entre ambas micas que muestra la orientación sub-paralela de las micas. E: Imagen reticular de un intercrecimiento fengita-mica intermedia con abundantes efectos de contraste en la zona que separa ambos paquetes. Son comunes Láminas de 10-Å, pequeños huecos lenticulares y terminaciones de capas en la mica intermedia. La fengita muestra una periodicidad de 20Å. Capas extra de 10 Å (flechas) producen periodicidades locales de 30 Å. F: Diagrama de difracción de electrones de mica intermedia que muestra un desdoblamiento de las reflexiones basales sugiriendo que este paquete puede consistir en dominios de dos tipos de micas diferentes. G: Imagen de baja resolución de fengita+mica intermedia mostrando límites rectos (flecha vertical) y oblicuos (flecha horizontal). H e I: Diagramas de difracción de electrones. En H se observan las dos orientaciones de los paquetes. Una de ellas (correspondiente a fengita) no muestra desdoblamiento de las reflexiones. En la otra dirección (correspondiente al paquete con Na) hay desdoblamiento y son identificables dos periodicidades, presumiblemente correspondientes a paragonita y mica intermedia. En I, las micas comparten la orientación de los planos basales. En la imagen ampliada, son visibles las reflexiones de 3 micas con diferentes espaciados basales. J: Imagen reticular de mica intermedia mostrando una periodicidad de 20 Å. Se ven pequeños huecos lenticulares que definen nanodominios orientados oblicuamente a las láminas de mica. K: Intercrecimiento de fengita y mica amónica (Tob) (flechas blancas,) y probables fracturas que afectan a los dominios de mica amónica (flechas negras). El diagrama de difracción de electrones muestra variaciones en la orientación de las micas. L: Mica amónica, mostrando grandes poros lenticulares y la presencia de límites entre paquetes paralelos y sub-perpendiculares (flecha) a los planos basales de las micas. M: Imagen reticular de la distribución regular de láminas con periodicidad de 30 Å distribuidas en un paquete con periodicidad dominante de 20 Å. N y O: Diagramas de difracción de electrones obtenidos en las zonas mostradas en L y M. Las reflexiones más intensas muestran un desdoblamiento que sólo es observable en las reflexiones de alto orden, dada la similitud de los espaciados basales.*

Evolution of the composition of granitic magmas under fractional crystallization: a thermodynamic study

Evolución de la composición de magmas graníticos durante cristalización fraccionada: un estudio termodinámico

M. Garcia-Arias[1] and I.F. Blanco-Quintero[1]

1 Dpto. Geociencias, Facultad de Ciencias, Universidad de los Andes 111711 Bogotá, Colombia. m.garcia@uniandes.edu.co, if.blanco@uniandes.edu.co

Abstract: A thermodynamic study has been carried out to model the evolution in the composition of magmas and the crystallized mineral assemblage during fractional crystallization (FC) of a granitic magma from the margin inwards. Three magmas of S-type affinity with different composition in maficity (Fe+Mg) and other elements have been used as the initial compositions. The FC process has been modelled in ten steps to produce a pluton with ten layers. Most of the melt was expelled from every layer after 60 wt% of the magma crystallized and mixed with the remaining magma. Both the residual magmas and the crystallized assemblage become more felsic, more depleted in Ca, Al and Ti and enriched in Si after every FC step following an almost linear compositional trend. The slope and maficity range of these compositional trends are strongly controlled by the composition of the initial magma, not by the FC process. Crystallization of the melt phase in the magma causes saturation in water, with release of a free fluid phase that may produce granitic and pegmatitic dikes. The last magma is almost haplogranitic and saturated in water, which may cause the aplitic caps observed in many plutons.

Key words: fractional crystallization, magma, granite, pseudosections.

Resumen: *Se ha realizado un estudio termodinámico para modelar la evolución de la composición de magmas y de la asociación mineral cristalizada durante la cristalización fraccionada (CF) de un magma granítico desde el borde hacia el interior. Tres magmas tipo S con diferente composición en maficidad (Fe+Mg) y otros elementos se han usado como composición inicial. El proceso de CF se ha realizado en diez etapas para producir un plutón de diez capas. En cada capa, la mayor parte del fundido se segregó al alcanzar un 60 wt% de cristalización y se mezcló con el magma restante. Tanto el magma residual como la fracción cristalizada se hacen más félsicos, pobres en Ca, Al y Ti y ricos en Si después de cada etapa de cristalización siguiendo un patrón casi linear. La pendiente y el rango de maficidad de la fracción cristalizada dependen principalmente de la composición de los magmas iniciales, no del proceso de CF. La progresiva cristalización del fundido causa su saturación en agua y la generación de una fase acuosa que puede producir diques graníticos y pegmatíticos. El magma final es casi haplogranítico y saturado en agua, y puede ser el origen de las aplitas en la parte superior de muchos plutones.*

Palabras clave: *cristalización fraccionada, magma, granito, pseudosecciones.*

INTRODUCTION

Many granitic plutons have a layered structure from the margin inwards, with changes in the bulk composition and mineralogy, and often have an haplogranitic cap (e.g. Imaoka et al., 2014; Wyborn et al., 2001). This structure in 'onion layers' represents the evolution in the composition of the magma as a consequence of crystallization from the colder margin and segregation of the residual melt from the crystal mush to the remaining magma (e.g. Lake, 2013). In this communication, we attempt to reproduce this fractional crystallization process using a thermodynamically constrained approach to study the evolution of magmas undergoing crystallization as described above, with focus on the chemical and mineralogical composition of the crystallized layers and the evolving composition of the residual magma. The results of this study will help to understand the evolution of the solid and liquid fractions of a crystallizing magma and will shed light on the evolution of the rheology of the magmas.

MODELLING METHODOLOGY

Three S-type magmas with different compositions have been used as the starting compositions for the fractional crystallization models (Table I). The compositions were chosen to represent magmas segregated from metapelitic sources at 0.8 GPa with variable amounts of entrained restitic minerals, from pure melts to crystal-rich magmas, and consequently they show a wide range in maficity (atomic Fe + Mg) and other elements (Garcia-Arias, in review). Magmas

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_t	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
Magma 1	69.75	0.19	14.55	1.20	0.26	0.54	3.11	5.67	4.73
Magma 2	66.75	0.53	15.59	3.28	0.89	0.87	3.13	5.15	3.82
Magma 3	63.75	0.87	16.63	5.36	1.52	1.21	3.15	4.63	2.90

TABLE I. *Composition of the three initial magmas used in the thermodynamic study.*

were allowed to cool at isobaric conditions of 0.3 GPa from 850 ºC, the temperature of generation of the magmas, down to the solidus. When the amount of minerals reached 60 wt%, 35 wt% out of 40 wt% residual melt was segregated and combined with the remaining magma, with 5 wt% of melt left within the crystal assemblage to represent the small volumes of melt usually trapped between the crystals. The amount of 60 wt% minerals was chosen as it represents the point at which crystals will begin to behave as a solid material and form a rigid crust (Lake, 2013; Marsh, 1996). The thermodynamic software used cannot handle a continuous segregation process as described above, so the crystallization process was modelled in ten steps, i.e., the final pluton will have ten layers. Crystallization occurred at one layer each time. The 35 wt% residual melt segregated from each layer mixed with the remaining magma, which was made homogeneous before another crystallizing step started. The crystallization process was modelled via pseudosections calculated in the NCKFMASHT system (all Fe as FeO) with the Perple_X software of Connolly (2005, 2009), version 6.6.8 updated on Jun 28, 2013, the hp02ver.dat thermodynamic database (Holland and Powell, 1998, and successive updates) and the solution_model.dat database for solution models, the same software and files used by Garcia-Arias (in review) to calculate the composition of the starting magmas. For a list of the selected solution models, the reader is referred to Garcia-Arias (in review).

RESULTS

Composition of the residual magma

Residual magmas evolve from the composition of the starting magma to more felsic compositions in mostly linear trends. Ca, Ti and Al contents decrease and Si increases with increasing fractionation (Fig. 1). This evolution in the composition of the magma is caused by the mixing of the residual melt from a crystallizing layer to the remaining magma. The melt is always felsic and leucogranitic after the crystallization of 60 wt% of the magma in the layer, so the progressive addition of this phase to the magma makes the magma increasingly more felsic. The composition of the last magma is almost haplogranitic, as it is almost pure melt and most of the non-haplogranitic components have already precipitated as crystals.

Composition of the crystallized assemblage

The chemical composition of each layer is always more mafic than the composition of the magma from which it derived. The compositional trend of the layers crosses the composition of the initial magma and have the same linear trend and slope of the compositions of the respective residual magmas. Consequently, maficity, Ca, Ti and Al contents decrease and Si increases with progressive crystallization (Fig. 2), as the magma from which each new layer forms is increasingly more felsic, as explained above. Moreover, the first half of the layers are more mafic than the composition of the initial magma, implying that magmatic facies more mafic than the bulk composition of the initial magma can be produced.

Mineralogy of the crystallized assemblage

The mineralogy of the layers consists of quartz, plagioclase, K-feldspar, muscovite and biotite in variable proportions that reflects the different composition of the initial magmas and the change in magma composition with increasing crystallization from which the minerals precipitate. Subsequent (and therefore inner) layers have lower amounts of biotite and plagioclase and higher amounts of quartz and K-feldspar, whilst muscovite amount seems to be rather constant (Fig. 3). This evolution in the mineralogy of each layer is consistent with an increasingly felsic composition for the residual magma. The final pluton will have a zonation from biotite granite to two-mica granite and finally a muscovite granite.

The role of water

The initial magmas contain some water dissolved in the melt. With the exception of micas, the mineral assemblage crystallized is anhydrous, so most of the water remains in the melt phase during crystallization until saturation is reached. Saturation of the melt phase in water causes the release of water in both the melt trapped in the crystal mush and in the melt segregating to the remaining magma. In this latter case, there is a water saturation front that migrates toward the inner parts of the magma chamber and that precedes the transition front from a liquid framework to a solid framework in the crystallizing layers (Lake, 2013; Marsh, 1996).

DISCUSSION

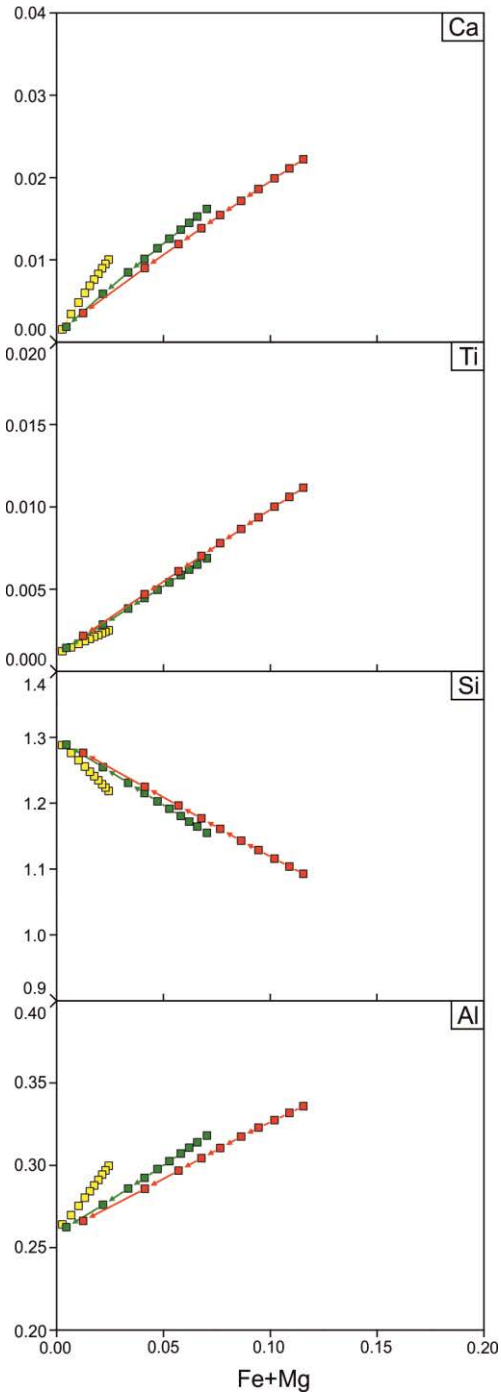


FIGURE 1. *Evolution of the composition of the residual magma fraction during crystallization in each layer. The arrows mark the order of crystallization of the magmas. Composition in an element basis.*

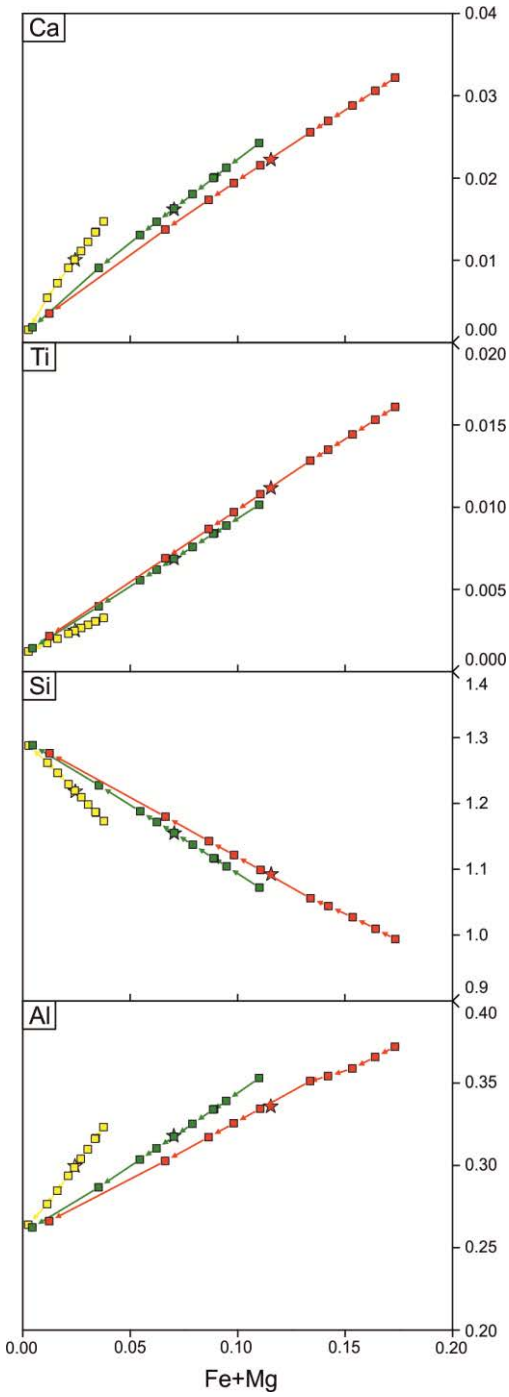


FIGURE 2. *Evolution of the composition of the fractionated crystal assemblages during crystallization. The stars mark the composition of the original magmas.*

The results of the thermodynamic study confirms the evolution in the composition of zoned granitic batholiths from a more mafic outer layer to a more felsic inner and top layers (e.g. Imaoka et al., 2014; Wyborn et al., 2001). The composition of the initial magmas had an S-type affinity and thus the layers evolve from biotite granites to two mica granites and finally to muscovite granites. With a more I-type affinity, the layers would show hornblende-biotite granites to biotite granites, as in Imaoka et al. (2014).

The compositional trend of the layers crosses through the composition of the initial magma. This result indicates that the slope observed in several elements in the units of a single pluton with decreasing maficity, and the range of maficities observed, are tightly controlled by the composition of the initial magma, which is attained at the source. Consequently, fractional crystallization processes like the one modelled here produces more variability in the composition of granitic units, but the general

compositional trends and the maficity range are inherited from the composition of the original magma.

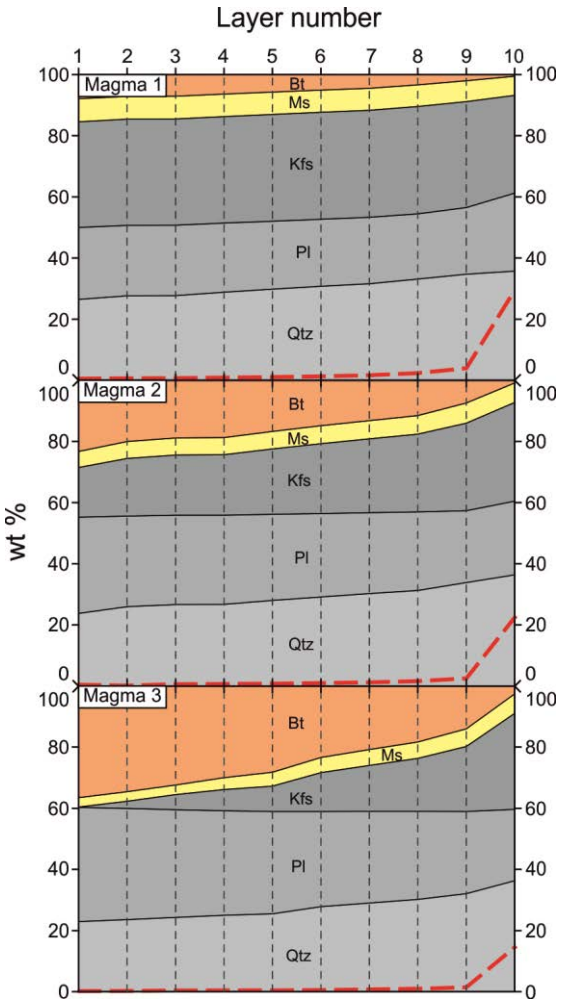


FIGURE 3. *Evolution of the modal proportions of the ten layers for each original magma at 600 ºC, recalculated to a water-free basis. Mineral symbols after Kretz (1983). Assemblage nº 1 is the outermost layer assemblage whilst nº 10 is the crystallization product of the last residual magma. The thick dashed line is the amount of water (in wt%) released from each layer.*

The last residual magma is virtually haplogranitic in composition and saturated in water. This magma is highly mobile and can easily ascent toward the top of the magma chamber, which explains the existence of haplogranitic caps in many granites. In addition, the release of a free fluid phase due to saturation in water of the residual magma explains the presence of granitic and pegmatitic dikes inside and outside batholiths. Water released from the melt trapped in the outer layers may also escape or be trapped within the minerals as secondary inclusions.

CONCLUSIONS

Fractional crystallization of magmas from the outer layers of magma chambers to the centre, caused by the segregation of melt from a crystallizing mush to the still mostly liquid core of the magma chamber, produces a gradual evolution in the composition of granite plutons from mafic to felsic layers, with the last residual magma having a virtually haplogranitic composition. The range of maficities and the slope of several elements is controlled not by the crystallization process but by the composition of the initial magma. Saturation of the residual magma in water causes a high mobility, which explains the haplogranitic caps and granitic and pegmatitic dikes observed in many plutons.

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper has been funded by the FAPA project (Universidad de los Andes, Colombia).

REFERENCES

Connolly, J.A.D. (2005): Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, 236: 524-541.

Connolly, J.A.D. (2009): The geodynamic equation of state: what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10: Q10014.

Garcia-Arias, M. (in review): Phase equilibrium modelling of granite magma petrogenesis: A. An evaluation of the magma compositions produced by crystal entrainment in the source. *Lithos*

Holland, T.J.B. and Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 309-343.

Imaoka, T., Nakashima, K., Kamei, A., Hayasaka, Y., Ogita, Y., Ikawa, T., Itaya, T., Takahashi, Y. and Kagami, H. (2014): Anatomy of the Cretaceous Hobenzan pluton, SW Japan: internal structure of a small zoned pluton, and its genesis. *Lithos*, 208-209, 81-103.

Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.

Lake, E.T. (2013): Crystallization and saturation front propagation in silicic magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters*, 383: 182-193.

Marsh, B.D. (1996): Solidification fronts and magmatic evolution. *Mineralogical Magazine*, 60: 5-40.

Wyborn, D., Chappell, B.W. and James, M. (2001): Examples of convective fractionation in high-temperature granites from the Lachlan Fold Belt. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48: 531-541.

The Ollo de Sapo gneiss: petrology, geochemistry, partial melting

El gneiss del Ollo de Sapo: petrología, geoquímica y fusión parcial

M. Garcia-Arias[1], L.G. Corretgé[2]and I.F. Blanco-Quintero[1]

1 Dpto. Geociencias, Facultad de Ciencias, Universidad de los Andes 111711 Bogotá, Colombia. m.garcia@uniandes.edu.co, if.blanco@uniandes.edu.co
2 Dpto. Geología, Universidad de Oviedo 33005 Oviedo, España. guillermocorretge@hotmail.com

Abstract: The Ollo de Sapo gneiss has been the object of several studies due to its petrological interest and for the implications on the tectonic evolution of Gondwana, and this contribution is a brief overview. The Ollo de Sapo Formation, which contains not only the gneiss but also tuffs, ignimbrites and metarrhyolites, has a calcalkaline affinity and a Upper Cambrian – Lower Ordovician age and formed from magmas originated from metagreywackes subducted in the active margin of Gondwana, which later ascended through diapirism to a back-arc basin undergoing a rifting process. The Formation crops out along 600 km from NW Spain to the easternmost region of the Spanish Central System and the main lithology metamorphized to an orthogneiss during the Variscan orogeny. The gneiss has a silicic and peraluminous composition, with a high REE content and a negative Eu anomaly. Melts generated from the gneiss are silicic, peraluminous and felsic, and under low-T water-rich conditions, they are depleted in REE and have a positive Eu anomaly. In the Sanabria region the gneiss underwent partial melting under water-present conditions and generated large volumes of melt, which produced migmatites and leucogranites.

Key words: Ollo de Sapo gneiss, Gondwana, Sanabria, calcalkaline magma.

Resumen: *El gneiss del Ollo de Sapo ha sido objeto de intensos estudios por su interés petrológico y por sus implicaciones en la evolución tectónica de Gondwana, por lo que en esta contribución se da un breve resumen. La Formación Ollo de Sapo, que contiene al gneiss pero también tobas, ignimbritas y metariolitas, tiene una afinidad calcoalcalina y una edad Cámbrico Superior – Ordovícico Inferior y se formó a partir de magmas generados de metagrauvacas subducidas en el margen activo de Gondwana y ascendidas mediante diapirismo a una cuenca de retroarco en un contexto extensional. La Formación se extiende por 600 km desde la costa NW de España hasta el límite oriental del Sistema Central Español y su litología principal se transformó en ortogneis durante la orogenia Varisca. El gneiss tiene una composición silícica y peralumínica, con un alto contenido en REE y una anomalía negativa de Eu. Los fundidos que genera son silícicos, peralumínicos y félsicos, y en presencia de agua libre y baja temperatura son pobres en REE y con anomalías positivas de Eu. En la región de Sanabria, el gneiss sufrió fusión parcial en condiciones de presencia de agua libre, generando abundante fundido, migmatitas y leucogranitos.*

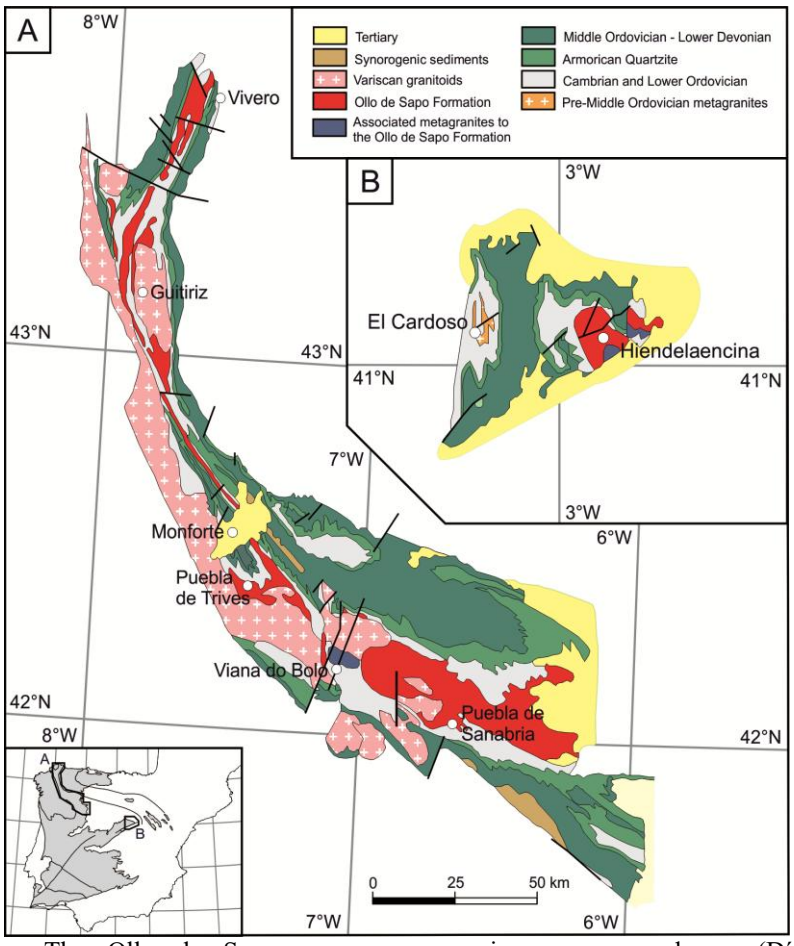
Palabras clave: *Gneiss del Ollo de Sapo, Gondwana, Sanabria, magma calcoalcalino.*

INTRODUCTION

The Ollo de Sapo augen gneiss is one of the most studied lithologies in the Iberian Peninsula due to its particular composition, its origin and the implications for the tectonic regime of the margin of Gondwana, its Variscan deformational and metamorphic history and for being the source of granitic rocks during the Variscan orogeny. For these reasons, the gneiss and the Formation containing it has been for decades the subject of petrological, structural, geochemical and experimental studies (e.g. Castro et al., 2000; Díez Montes, 2007; Garcia-Arias et al., 2012, 2015; Talavera et al., 2013, among the most recent works). A brief updated overview of the characteristics of this gneiss is the objective of this contribution, with special emphasis on the melting conditions in the Sanabria region during the Variscan orogeny.

GEOLOGY OF THE OLLO DE SAPO GNEISS

Regional setting



The Ollo de Sapo augen main accessory phases (Díez

FIGURE 1. *Geological sketch of the Ollo de Sapo formation in the Iberian Massif in NW Iberia (a) and in the easternmost section of the Spanish Central System (b). Both maps modified from González Lodeiro et al. (2004).*

gneiss (e.g. Díez Montes, 2007) is the main lithology of the Ollo de Sapo Formation. The Formation has an average thickness of 1500-2000 metres and crops out along a 600 km-long band from the NW coast of Spain at Vivero, Galicia, to the town of Hiendelaencina, in the easternmost region of the Spanish Central System, though it is partially covered by the Tertiary basin of the Duero river. The Formation is present in the core of an antiform in the Ollo de Sapo Domain, which belongs to the Central-Iberian Zone of the Iberian Massif and is close to the north-eastern boundary between this Zone and the West Asturian-Leonese Zone (Fig. 1).

Petrology, mineralogy and geochemistry

The Ollo de Sapo consists mainly of the Ollo de Sapo gneiss but also of epiclastic and coarse-grained tuffs, welded ignimbrites, volcanosedimentary rocks and subvolcanic metarhyolites of similar composition and petrography. At the lowest metamorphic grade, the gneiss consists of a greenish-grey matrix of quartz, plagioclase, muscovite, biotite and minor K-feldspar, with phenocrysts of plagioclase, quartz and mainly K-feldspar up to 15 cm long. Apatite and zircon are the

Montes, 2007) (Fig. 2a). The gneiss comprises two facies, a coarse-grained facies at the bottom of the sequence followed gradationally by a fine-grained facies. At higher metamorphic grade, a foliation of quartzofeldsphatic and micaceous layers is developed (Fig. 2b), with partial melting at the peak conditions (Fig. 2c). At these conditions, no phenocrysts of quartz persist.

The gneiss (Table I) has an acidic (65-70 wt% SiO_2), peraluminous (A/CNK = 1.38-1.41 in average), relatively mafic (FeO_t + MgO + MnO + TiO_2 = 4.4 – 7.7 wt%), calcalkaline composition, with a high REE content (ΣREE = 144.5 ppm), a moderate to strong fractionation $((La/Lu)_N$ = 10.1-15.3) and a moderate negative Eu anomaly $((Eu/Eu^*)_N$ = 0.64) (normalization values of the chondrite of Nakamura, 1974). U-Pb geochronology of zircons produced an age of 495-485 Ma (Upper Cambrian-Lower Ordovician), with inherited cores of Ediacaran or even older age (e.g. Talavera et al., 2013).

Origin of the gneiss

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	A/CNK	ΣREE	$(La/Lu)_N$	$(Eu/Eu^*)_N$
SOS	68,43	0,50	15,84	3,54	0,04	1,42	1,02	2,91	4,26	0,20	1,84	1,41	144,5	10,1	0,64
HOS	69,10	0,52	15,23	3,77	0,04	1,51	1,28	3,06	3,81	0,18	1,30	1,33	168,6	10,1	0,47

TABLE I. *Composition of the Ollo de Sapo gneiss in Sanabria (SOS) and in Hiendelaencina (HOS). Major element analyses in wt%., REE analyses in ppm. Data from Garcia-Arias et al. (2015).*

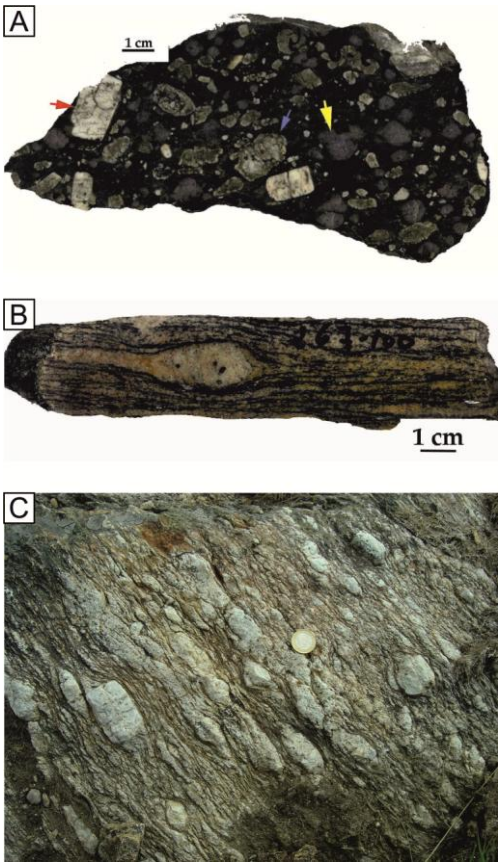


FIGURE 2. *Aspect of the Ollo de Sapo gneiss with increasing metamorphic grade, from low grade (A) to high grade (B) and showing a migmatitic structure in Sanabria (C). Photos A and B taken from Díez Montes (2007).*

The determination of the origin of the Ollo de Sapo Formation has been controversial and several hypothesis have been proposed: sedimentary rocks of pelitic, psammitic and conglomeratic nature, metamorphized granitic massifs or porphyritic granites intruded through faults. The origin of the Formation is now widely attributed to a massive, subaerial, ignimbritic and explosive volcanic event of calcalkaline silicic signature of Upper Cambrian-Lower Ordovician age at the margin of Gondwana (Díez Montes, 2007). The tectonic implications of this origin are interesting, as the composition of the magmas suggest an active volcanic arc above a subduction zone but the widely accepted tectonic scenario for the margin of Gondwana suggests a rifting stage related to the opening of the Rheic ocean (Díez Montes, 2007). Fernández et al. (2008) have proposed that crustal rocks of metagreywackic composition containing sediments of Ediacaran and older ages, very likely the Neoproterozoic Schist and Greywacke Complex widely present in the Iberian Massif, subducted and underwent near total melting, with the magmas raising to the lower crust via diapirism. Díez Montes (2007) has explained this paradox as the margin of Gondwana being an active margin undergoing subduction in the fore-arc while the back-arc was undergoing a rifting process, the initial stage of the opening of the Rheic Ocean. Consequently, the calcalkaline magmas produced in the subduction zone emplaced at the bottom of a thinned continental crust and reached the surface through volcanism, producing the materials of the Ollo de Sapo Formation.

Metamorphism and deformation

The Ollo de Sapo gneiss has undergone metamorphism during the Variscan orogeny that transformed the original volcanic and volcanoclastic deposits to a banded orthogneiss, with quartzofeldsphatic and micaceous layers, acquiring the granitic aspect that confused earlier researchers. At the peak metamorphic conditions, the gneiss reached partial melting conditions in some locations, with development of migmatites, leucosomes and leucogranites. The Ollo de Sapo Formation, especially in Sanabria, has recorded the tectonothermal and deformational evolution of the Variscan orogeny, with two initial contractional stages (C1 and C2) with development of recumbent folds of northeast vergence (C1) and thrusts (C2), a first phase of extension and gravitational collapse with development of horizontal tectonic foliation (E1), a later contractional stage that gave place to upright folds and crenulation cleavage (C3) and finally a second extension doming phase with normal faulting (E2). Consequently, the high-grade and migmatized gneiss is usually found at the core of extensional domes related to the E2 stage.

PARTIAL MELTING OF THE GNEISS

Partial melting relationships

The Ollo de Sapo gneiss has been subjected to melting experiments in the range of 0.2 to 1.5 GPa, 675 to 950 ºC and 0 to 10 wt% added water (Castro et al., 2000; García-Arias et al., 2012) and the partitioning of major and trace elements between melt and residuum is well constrained. All melts are silica-rich (>70 wt % SiO_2 in a free-water basis), mildly to strongly

peraluminous (A/CNK = 1.09–1.81) and felsic (FeO + MgO + MnO + TiO_2 = 1.17 – 3.86 wt%, average 1.63 wt%). Trace element composition of melts has been obtained only for water-added experiments (García-Arias et al., 2012). With 10 wt% added water and at T ≥ 800 ºC, the REE composition of experimental melts is very close to that of the gneiss (ΣREE = 153-218 ppm, average 174 ppm; $(Eu/Eu^*)_N$ = 0.5-0.6), whereas experiments at lower temperatures or lower added water contents have a very low REE content (ΣREE = 30-50 ppm) and show a strong positive Eu anomaly ($(Eu/Eu^*)_N$ = 1.1-1.8).

The main control in the REE budget of the melts is the solubility of phosphorus in the melt. Under water-present conditions, the feldspars melt substantially. At low temperatures, the low content of phosphorus in feldspars (Table I) is enough to saturate the melt in P_2O_5, preventing accessory REE-bearing phases like apatite to dissolve and release their REE content. At higher temperatures or lower amounts of free water, the melts become undersaturated in phosphorus and apatite can dissolve, increasing the REE content of the melt.

The migmatitic region of Sanabria

The Ollo de Sapo Formation in Sanabria crops out in two volcanic edifices, with the gneiss at the core of the edifices (Díez Montes, 2007). Partial melting of the gneiss occurred during the first extensional stage (E1) of the Variscan orogeny, with peak metamorphic conditions of 690–770 ºC and 0.5–0.66 GPa dated at 311-314 Ma (U-Pb ages in monazites, Díez Montes, 2007). At these conditions, the gneiss reached partial melting conditions and leucosomes and leucogranitic lenses of granitic composition and mainly concordant with the foliation developed, transforming the gneiss to a stromatic migmatite with micaceous layers interbedded within the leucosomes. The geochemistry of the leucosomes and leucogranites is consistent with pure anatectic melts with variable amounts of entrained phases, mainly biotite rich in inclusions of accessory phases, which produced linear correlations between REE and FeO + MgO, among other elements (Garcia-Arias et al., 2015). More information about the composition of leucosomes and leucogranites in Sanabria and the partial melting conditions is given in Garcia-Arias et al. (this issue)

Mass balance calculations and image analyses showed that the Ollo de Sapo gneiss produced about 62 wt% of melt in Sanabria. Major and trace element analyses and thermodynamic calculations agree with a fluid-present scenario as the reason for the large amount of melt produced, with the source of the water being the crystallization of mafic, hydrous appinitic magmas in the vicinity or water tapped from the extensional shear zones. When the amount of melt exceeded the rheological boundary from a solid-dominated framework to a liquid-dominated one, the stromatic structure broke down and the melt coalesced to form the Hermisende-Padornelo granitoid, a restite-rich diatexitic granite located at the south of the migmatitic terrane (Garcia-Arias et al., 2015).

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper has been funded by the FAPA project (Universidad de los Andes, Colombia).

REFERENCES

Castro, A., Corretgé, L.G., El-Biad, M., El-Hmidi, H., Fernández, C. y Patiño Douce, A.E. (2000): Experimental constraints on Hercynian anatexis in the Iberian Massif, Spain. *Journal of Petrology*, 41: 1471-1488.

Díez Montes, A. (2007): La geología del Dominio "Ollo de Sapo" en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo. *Serie Nova Terra*, 34, 496 p.

Fernández, C., Becchio, R., Castro, A., Viramonte, J.M., Moreno-Ventas, I. y Corretgé, L.G. (2008): Massive generation of atypical ferrosilicic magmas along the Gondwana active margin: Implications for cold plumes and back-arc magma generation. *Gondwana Research*, 14: 451-473.

García-Arias, M., Corretgé, L.G. y Castro, A. (this issue): Geochemical characterization of the leucosomes and leucogranites of the migmatitic region of Sanabria, Iberian Massif. *Geotemas*.

García-Arias, M., Corretgé, L.G. y Castro, A. (2012): Trace element behaviour during partial melting of Iberian orthogneisses: an experimental study. *Chemical Geology*, 292-293: 1-17.

García-Arias, M., Corretgé, L.G., Fernández, C. y Castro, A. (2015): Water-present melting in the middle crust: the case of the Ollo de Sapo gneiss in the Iberian Massif (Spain). *Chemical Geology*, 419: 176-191.

González Lodeiro, F., Díez-Montes, A. y Martínez Catalán, J.R. (2004): Dominio Ollo de Sapo. Estratigrafía. In: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.). SGE-IGME, Madrid, 69-72.

Nakamura, N. (1974): Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.

Talavera, C., Montero, P., Bea, F., González Lodeiro, F. y Whitehouse, M. (2013): U-Pb Zircon geochronology of the Cambro-Ordovician metagranites and metavolcanic rocks of central and NW Iberia. *International Journal of Earth Sciences*, 102: 1-23.

Relaciones entre rocas volcánicas y plutónicas en el distrito minero de Riotinto, Faja Pirítica Ibérica, España

Relations between volcanic and plutonic rocks in the Riotinto Mining District, Iberian Pyrite Belt, Spain

T. Donaire, M. Toscano y E. Pascual

Dpto. Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, 21007 Huelva. donaire@uhu.es

Resumen: La Faja Pirítica Ibérica (Zona Surportuguesa del Macizo Ibérico) es una región mundialmente conocida por sus grandes yacimientos de sulfuros masivos vulcanogénicos. El magmatismo regional, ligado en espacio y tiempo a los yacimientos, es bimodal y está constituido por rocas básicas y félsicas, tanto volcánicas como subvolcánicas. En algunos puntos de la Zona Surportuguesa afloran rocas plutónicas, generalmente consideradas posteriores al vulcanismo. Las dataciones U-Pb en el distrito minero de Riotinto y en la zona limítrofe de Campofrío indican no obstante que al menos parte de las rocas plutónicas del área son de la misma edad que las rocas volcánicas. Un número de similitudes petrográficas, geoquímicas e isotópicas sugieren además que las rocas plutónicas y volcánicas pueden estar genéticamente relacionadas. Esta relación puede explicar los rasgos de algunos de los depósitos de sulfuros masivos de la región.

Palabras clave: Rocas volcánicas, intrusiones plutónicas, Riotinto, Faja Pirítica Ibérica, España.

Abstract: *The Iberian Pyrite Belt, South Portuguese Zone of the Iberian Massif, is a region known worldwide for its huge massive sulphide deposits. Regional magmatism, related in time and space to the ore deposits, is bimodal and consists of basic and felsic rocks, both volcanic and subvolcanic. In points of the South Portuguese Zone, plutonic rocks also occur. These have been generally considered to postdate volcanism and related to a later magmatic event. U-Pb dating of plutonic and volcanic rocks in Riotinto and the neighboring Campofrío area indicates however that at least some of the plutonic rocks were coeval with volcanic tocks. In addition, a number of petrographic, geochemical and isotopic similarities suggest that plutonic and volcanic rocks could be genetically related. These relationships could account for some of the features of the massive sulphide deposits in the region.*

Key words: *Volcanic rocks, plutonic intrusions, Riotinto, Iberian Pyrite Belt, Spain.*

INTRODUCCIÓN

La Faja Pirítica Ibérica (en adelante, FPI) constituye el dominio geológico central de la Zona Surportuguesa (ZSP), la más meridional de las zonas en las que se subdivide el Macizo Ibérico. El área es mundialmente conocida por sus enormes yacimientos de sulfuros masivos vulcanogénicos (Leistel et al., 1998), localizados en la unidad central que la constituye, denominada Complejo Vulcano-sedimentario (CVS). Los depósitos de sulfuros están relacionados en espacio y tiempo con rocas volcánicas y subvolcánicas, tanto básicas como félsicas. Aunque no se han descrito rocas plutónicas en el CVS, se conocen en áreas de la ZSP como Campofrío, al norte de Riotinto.

En el área Riotinto-Campofrío, la relación genética entre rocas plutónicas y volcánicas ha sido sugerida tanto por argumentos estructurales (Stein et al., 1996) como geoquímicos (Schütz et al., 1987). La confirmación de este hecho es importante, porque las rocas plutónicas son consideradas como fuente de calor que podría iniciar y mantener sistemas hidrotermales bajo los fondos marinos (Galley, 2003).

Sin embargo, en la FPI esta posible relación entre vulcanismo e intrusiones plutónicas no ha recibido apoyo más que en casos aislados, como en Neves Corvo (Huston et al., 2011). En otras áreas, como en Campofrío, se ha considerado que las rocas plutónicas son posteriores y carecen de relación con los depósitos minerales vecinos (Barrie et al., 2002).

En este trabajo presentamos evidencias que apoyan una relación genética entre algunas de las rocas plutónicas de Campofrío y parte de las rocas volcánicas del CVS. No sólo a la luz de nuevas dataciones en Riotinto y áreas vecinas, sino también en vista de las similitudes petrológicas de estas rocas volcánicas con las rocas plutónicas de Campofrío. En consecuencia, concluimos que el papel de las rocas plutónicas como fuente de calor en relación con los yacimientos de la FPI debe ser considerado.

COMPARACIÓN DE ROCAS PLUTÓNICAS Y VOLCÁNICAS EN RÍOTINTO.

Las rocas del techo de la secuencia volcánica del distrito minero de Riotinto (Valenzuela et al., 2011) y las rocas graníticas de la ZSP en Campofrío y otras localidades (Bellido et al., 2010) (Fig. 1) comparten al menos dos rasgos petrográficos importantes:

a) La secuencia de cristalización, en la cual plagioclasa y cuarzo preceden al feldespato alcalino. Este último no aparece como fenocristal en las rocas plutónicas, y es intersticial en las muestras de Campofrío estudiadas por nosotros.

b) Las texturas granofídicas de las rocas graníticas de la ZSP (Bellido et al., 2010) son omnipresentes en las riolitas del área de Riotinto, tanto en el Odiel, lejos de las áreas mineralizadas, como en áreas próximas a los yacimientos (Fig. 2).

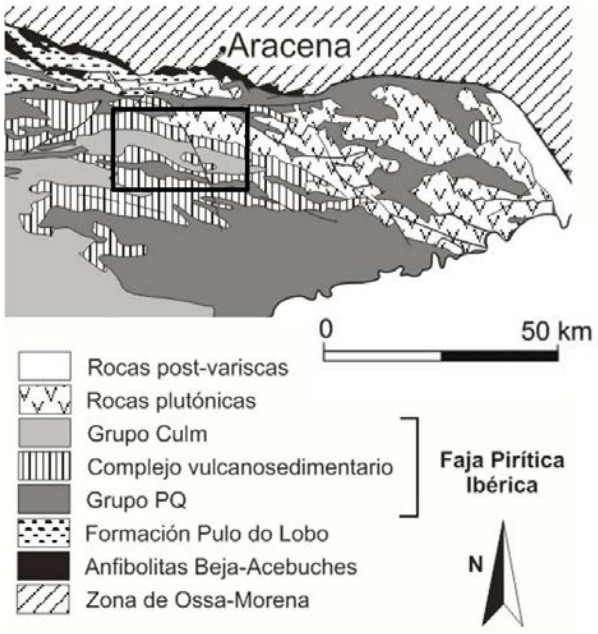


FIGURA 1. *Mapa geológico del sector de estudio de la Zona Surportuguesa.*

La comparación geoquímica entre las rocas plutónicas de Campofrío y las volcánicas de la FPI es en muchos casos difícil debido a la intensa alteración regional de estas últimas, No obstante, la similitud de ambos grupos es evidente si se consideran elementos inmóviles, incluidas Tierras Raras, y razones isotópicas ε_{Nd}, en ambos casos comprendidas entre -1,7 y -2,8 para las rocas volcánicas de Riotinto y -1 y -2,2 para las rocas plutónicas (de la Rosa, 2004)

EDAD DE LAS ROCAS DE RIOTINTO Y DE CAMPOFRÍO

Las dataciones de granitoides del área de Campofrío existentes en la literatura oscilan entre los 354,4 +5/-4 Ma (Dunning et al., 2002) y los 346,2 ± 0,8 Ma (Barrie et al., 2002). En cuanto a las rocas volcánicas de Riotinto, las determinaciones U-Pb del stockwork de de Corta Atalaya indican edades comprendidas entre 349,7 ± 0,9 Ma (Barrie et al., 2002) y 348,4 ± 0,7 (Valenzuela et al., 2011). Considerando su propia determinación de las rocas plutónicas, Barrie et al. (2002) concluyen que al ser más jóvenes que las volcánicas no pudieron ser la fuente de calor del sistema hidrotermal que originó el yacimiento de Riotinto.

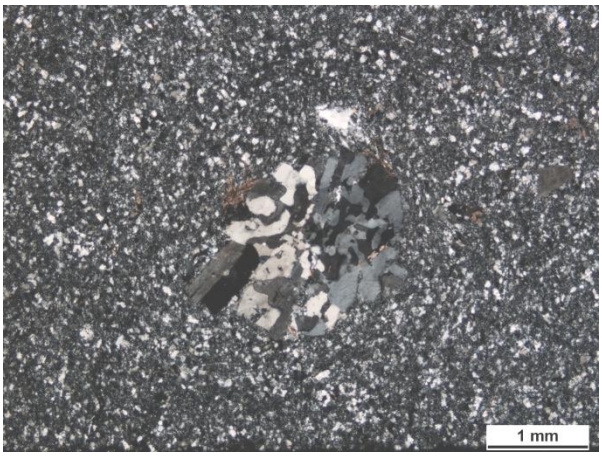


FIGURA 2. *Microfotografía en lámina delgada de una riolita porfídica con agregados milimétricos con textura granofídicas. Nícoles cruzados.*

Sin embargo, las nuevas determinaciones isotópicas U-Pb de rocas volcánicas del sector de Riotinto, en particular las realizadas en las rocas riolíticas del techo de la secuencia volcánica, dan una edad de 345,7 ± 0,6 Ma equivalente a las de Campofrío (Valenzuela et al., 2011). Además, estas rocas riolíticas (PQR en el trabajo de Valenzuela et al., 2011) son similares desde el punto de vista petrográfico y químico a las riolitas del stockwork de Corta Atalaya, con las que también comparten una signatura Sm-Nd similar.

Por lo tanto, lo que realmente indican los datos U-Pb disponibles es que la muestra datada del plutón de Campofrío, si bien ligeramente más moderna que las rocas riolíticas en las que encaja la mineralización de sulfuros masivos de Riotinto en Corta Atalaya (Barrie et al., 2002), es de la misma edad que otras rocas volcánicas de la misma unidad con los mismos caracteres petrográficos, químicos e isotópicos. En consecuencia, la evidencia petrológica indica un evento ígneo de más de 2 Ma de duración, durante el cual se formaron, en primer lugar, las riolitas del stockwork de Riotinto, seguidas por el plutón de Campofrío y, simultáneamente, el emplazamiento de más rocas volcánicas a techo del CVS. Todo ello con composición y signatura isotópica esencialmente similares.

Por otra parte, las rocas plutónicas más antiguas datadas en el complejo plutónico del N de la ZSP

(354,4 +5/-4 Ma, Dunning et al., 2002) predatan ligeramente el magmatismo félsico más antiguo que hemos datado en la región (351,5 ± 0,4 Ma, Valenzuela et al., 2011). Ello sugiere que tanto el emplazamiento de las rocas volcánicas en la FPI como el de rocas plutónicas abarcan intervalos de tiempo prolongados y pudieron ser, en gran parte, simultáneos.

Ello no quiere decir, obviamente, que además del magmatismo entre 353 y 345 Ma, relacionado en espacio y tiempo con los yacimientos minerales de sulfuros masivos en la FPI, no exista un episodio netamente posterior de generación de rocas plutónicas tardivariscas, especialmente al N de la FPI. Sin embargo, la existencia de rocas plutónicas coetáneas con el vulcanismo del CVS debe ser reconocida también.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Aunque es evidente que debe realizarse aún un considerable esfuerzo en la datación de las facies plutónicas y volcánicas de la ZSP, consideramos que no es posible seguir manteniendo una desconexión entre vulcanismo en la FPI y plutonismo en su límite N.

Considerar esta posibilidad tiene consecuencias para la exploración minera: igual que en Neves Corvo, es preciso tener en cuenta los posibles cuerpos plutónicos como fuente de calor sostenida para la actividad hidrotermal (Galley, 2003; Huston et al., 2011). Así es especialmente -pero no solamente- en el área de Riotinto.

Por último, creemos necesario resaltar que en otras provincias de sulfuros masivos también se ha constatado la coexistencia en el tiempo de rocas plutónicas y volcánicas (Galley, 2003; Bejgarn et al., 2008). Esto ha tenido como consecuencia el reconocimiento de varios estilos de yacimientos minerales en función de las relaciones entre rocas plutónicas y volcánicas. Esas mismas posibilidades deberían ser tenidas en cuenta en la exploración minera en la FPI.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio está financiado por el proyecto de investigación “Caracterización y datación isotópicas de rocas ígneas y sistemas hidrotermales en la Faja Pirítica Ibérica Española” (BTE2003-04354, Plan Nacional I+D).

REFERENCIAS

Barrie, T., Amelin, Y. y Pascual, E. (2002): U–Pb geochronology of VMS mineralisation in the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 37: 684–703.

Bellido, F., Díez-Montes, T. y Sánchez-García, A. (2010): Caracterización geoquímica y estudio comparativo de plagiogranitos de las Zonas Surportuguesa y Ossa-Morena (SO del Macizo Ibérico, España). *Estudios Geológicos,* 66(1): 13-23.

de la Rosa, J.D. y Castro, A. (2004). Magmatismo de la Zona Sudportuguesa. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.). SGE-IGME, Madrid, 215-222.

Dunning, G.R., Díez-Montes, A., Matas, J., Martín-Parra, L.M., Almarza, J. y Donaire, M. (2002): Geocronología U-Pb del vulcanismo ácido y granitoides de la Faja Pirítica Ibérica (Zona Surportuguesa). *Geogaceta*, 22: 127-130.

Galley, A.G. (2003). Composite synvolcanic intrusions associated with Precambrian VMS-related hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, 38: 443–473.

Huston, D.L., Relvas, J.M.R.S., Gemmell, J.B. y Drieberg, S. (2011): The role of granites in volcanic-hosted massive sulphide ore-forming systems: an assessment of magmatic–hydrothermal contributions. *Mineralium Deposita*, 46: 473–507.

Leistel, J.M., Marcoux, E., Thieblemont, D., Quesada, C., Sánchez, A., Almodóvar, G.R., Pascual, E. y Sáez, R. (1998): The volcanic hosted massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 33: 2–30.

Schütz, W., Ebneth, J. y Meyer, K.D. (1987): Trondjhemites, tonalites and diorites in the South Portuguese Zone and their relations to the volcanics and mineral deposits in the Iberian Pyrite belt, *Geologische Rundschau*, 76: 201–212.

Stein, G., Thiéblemont D. y Leistel, J.-M. (1996): Relations volcanisme/plutonisme dans la Ceinture pyriteuse ibérique, secteur de Campofrío, Espagne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 322: 1021-1028.

Valenzuela, A. , Donaire, T., Pin, Ch., Toscano, M., Hamilton, M.A. y Pascual. E. (2011): Geochemistry and U–Pb dating of felsic volcanic rocks in the Riotinto–Nerva unit, Iberian Pyrite Belt, Spain: crustal thinning, progressive crustal melting and massive sulphide genesis. *Journal of the Geological Society, London*, 168: 717–731.

Revisión de la geocronología U-Pb de las carbonatitas del NW de Fuerteventura: nuevos datos e implicaciones geológicas

U-Pb geochronology of carbonatites from NW Fuerteventura revisited: new data and geological implications

C. de Ignacio[1], J.I. Gil Ibarguchi[2], M. Muñoz[1], J. Sagredo[3] y M.E. Sánchez Lorda[2]

1 Dpto. Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid 28040 Madrid. cris@ucm.es ; fuertm@ucm.es
2 Dpto. Mineralogía y Petrología, F. Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. josei.gil@ehu.es
3 Instituto de Geología Económica, CSIC, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid 28040 Madrid. sagredo@ucm.es

Resumen: En este trabajo se presentan nuevas edades U-Pb en circones de carbonatitas del sector NW de Fuerteventura. Los circones presentan características tanto texturales como composicionales que indican su origen ígneo y su cristalización a partir de magmas carbonatíticos. La edad obtenida, 24.2 ± 0.3Ma, es algo más joven que la existente para las carbonatitas del sector centro-occidental de la isla, por lo que se propone que habrían existido al menos dos intrusiones alcalino-carbonatíticas con cierta migración temporal en el sentido SW-NE, dentro de una zona de rift. Esta edad, además, restringe el episodio magmático alcalino-carbonatítico de la isla a prácticamente 1 Ma de duración. Sin embargo, este lapso temporal es significativo, en cuanto que representa la consecuencia de los cambios que ha sufrido la placa africana en su movimiento de divergencia con respecto a América del Sur y de convergencia con Eurasia.

Palabras clave: Carbonatitas, U-Pb, Fuerteventura.

Abstract: *In this work, new U-Pb zircon ages in carbonatites from the NW sector of Fuerteventura are presented. The zircons show textural and compositional characteristics indicating its igneous origin and its crystallization from carbonatitic magmas. The obtained age, 24.2 ± 0.3 Ma, is slightly younger than the existing age for carbonatites in the central-western sector of the island. Therefore, we propose that at least two alkaline-carbonatitic intrusions would have been emplaced in a rift zone, with a certain degree of time migration from SW to NE. In addition, this age constrains the alkaline-carbonatitic magmatic episode in the island to an almost virtually 1 Ma span. However, this time lapse is meaningful, as it represents the consequence to the changes underwent by the African plate in its divergent movement with respect to South America and its convergence with Eurasia.*

Key words: *Carbonatites, U-Pb, Fuerteventura.*

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

El magmatismo intraplaca del Atlántico centro-oriental presenta la peculiaridad de incluir entre sus productos rocas silicatadas de la serie ultraalcalina y carbonatitas. Este tipo de rocas, comunes en muchas islas del archipiélago de Cabo Verde, son sin embargo escasas en las Islas Canarias, donde sólo afloran en Fuerteventura, la isla más oriental y más antigua del archipiélago.

La asociación de rocas silicatadas y carbonatitas de Fuerteventura ocupa una franja de dirección NNE-SSW aflorante en la parte occidental de la isla, tanto en la costa como en barrancos que inciden pequeños cuerpos intrusivos, algunos kilómetros hacia el interior (Muñoz y Sagredo, 2004). Estos afloramientos presentan dos sectores principales: sector centro-occidental (Ajui-Solapa-Garcey) y sector noroccidental (Esquinzo), en el cual se focaliza este trabajo.

En ambos sectores, las rocas que componen esta asociación son clinopiroxenitas con perovskita y melteigitas-ijolitas-urtitas, cortadas por venas, diques y pequeñas masas de sienitas nefelínicas y carbonatitas calcíticas (Muñoz y Sagredo, 2004). Su importancia e interés radica no sólo en su peculiar composición, sino en que se trata de uno de los eventos magmáticos más antiguos de la isla y por tanto del archipiélago. En este sentido, las rocas de la asociación alcalino-carbonatítica, de carácter casi exclusivamente intrusivo, se emplazaron fundamentalmente en el edificio volcánico submarino y complejo de diques asociado que construyeron la isla, representando las cámaras someras más antiguas de la misma.

La edad de la asociación alcalino-carbonatítica en el sector de Ajui-Solapa-Garcey se encuentra bien establecida en 25.4 ± 0.4 Ma (Muñoz et al., 2005), a partir de la datación U-Pb en circones de sienitas. Por otra parte, la asociación aflorante en el sector de Esquinzo, fue inicialmente datada también en 25.0 ± 1 Ma (Le Bas et al., 1986) mediante K-Ar en flogopita de

ijolitas atravesadas por venas de carbonatita, y posteriormente en 23.2 ± 0.2 Ma (Cantagrel et al., 1993) mediante U-Pb en circón de carbonatitas. Balogh et al., (1999) trataron de refinar la edad en este sector mediante K-Ar y Ar-Ar tanto en las carbonatitas como en las rocas silicatadas, pero concluyeron que la edad más probable para este conjunto de rocas era la publicada por Cantagrel et al., (1993) y que todas las edades más antiguas de 23 Ma se debían a exceso de argón.

Las carbonatitas del sector de Esquinzo presentan en algunos de sus afloramientos texturas de grano muy grueso (pegmatoides) con circones de tamaño milimétrico y hasta centimétrico lo cual ha permitido realizar dataciones U-Pb *in situ*, de gran precisión mediante LA-ICP-MS. Estas dataciones se llevaron a cabo en el Servicio de Geocronología y Geoquímica Isotópica-SGIker de la UPV/EHU utilizando un sistema de ablación láser UP213 acoplado a un espectrómetro XSeries 2.

CARACTERÍSTICAS DEL CIRCÓN DE LAS CARBONATITAS DEL SECTOR DE ESQUINZO

El circón estudiado se encuentra como mineral accesorio en silicocarbonatitas feldespáticas y sienitas calcíticas aflorantes en la cabecera del barranco de los Encantados, algo más al norte que el barranco de Esquinzo y con dirección aproximada ENE-WSW. En estas rocas, la textura general es inequigranular, en la que destacan grandes prismas de feldespato potásico y romboedros idiomorfos de calcita, alrededor de los cuales suele aparecer un agregado en mosaico de calcita de menor tamaño. Es frecuente la presencia de minerales opacos como inclusiones en calcita o como cristales de mayor tamaño, a veces aislados, a veces formando parte de agregados asociados a microbolsadas de apatito (de Ignacio, 2008).

El circón es de idiomorfo a subidiomorfo, a veces con bordes algo redondeados y con ligero zonado óptico, marcado por una fina zona de color rosáceo que rodea a un ancho núcleo incoloro. Algunos cristales presentan zonados sectoriales y/o secciones huecas, esqueléticas, lo que indica una rápida velocidad de cristalización. El estudio de cátodoluminiscencia (de Ignacio, 2008) revela colores desde verdosos hasta azul profundo, típicos de circones de carbonatitas, así como zonados oscilatorios bien desarrollados, sobre todo en las zonas de borde de cristal.

Su composición química (de Ignacio, 2008) es muy próxima a la estequiométrica $ZrSiO_4$, con tan solo sustituciones menores de HfO_2 (0.5-1.0% en peso) e Y_2O_3 (hasta 0.3% en peso), así como bajos contenidos de ThO_2 y UO_2 (0.1 y 0.01% en peso, respectivamente). Asimismo, sus patrones de tierras raras son coincidentes con los típicos de circones de carbonatitas y sienitas pegmatíticas.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos (Fig. 1) incluyen un total de 33 análisis, en 14 circones. Las edades son muy homogéneas, tanto en centros como en bordes de cristal, dando un resultado de 24.2 ± 0.3 Ma. Este resultado es concordante dentro del error con los obtenidos tanto por Le Bas et al., (1986). Por tanto, la edad de 24 Ma representaría la edad de cristalización de las carbonatitas.

Este dato es bastante próximo a la edad obtenida para la asociación alcalino-carbonatítica en el sector de Ajui-Solapa-Garcey (Muñoz et al., 2005). Aunque las respectivas edades U-Pb para cada sector no se solapan dentro del error, su proximidad indicaría que el episodio alcalino-carbonatítico en la isla fue de muy corta duración (1 Ma aproximadamente) y podría haber estado representado por el emplazamiento de al menos dos pequeñas cámaras someras en una zona de rift de dirección NE-SW. En dicha zona, la primera cámara en emplazarse, a los 25.4 Ma, habría sido la del sector centro-occidental, que parece constituir el principal foco de actividad intrusiva de la isla, con un máximo gravimétrico aproximadamente en esta zona cuya continuidad es muy importante, llegando hasta los 25 km de profundidad (Montesinos et al., 2005). Poco tiempo después, a los 24.2 Ma, y probablemente en conexión con la primera cámara, se habría establecido una segunda intrusión, de menor tamaño, al NE de la anterior, en el sector de Esquinzo y a menor profundidad, dado el menor desarrollo de anomalías gravimétricas en este sector.

El estrecho intervalo de edad (25.4-24.2 Ma) para el magmatismo alcalino-carbonatítico en Fuerteventura es además significativo en conexión con el movimiento de la placa africana desde hace 80 Ma hasta la actualidad. Según Silver et al., (1998), la separación entre África y América del Sur, que se producía a razón de 2.5 cm/año hace 80 Ma, sufre un progresivo frenazo desde que comienza la colisión entre África y Eurasia, que rebaja dicha velocidad hasta llegar a 1 cm/año alrededor de los 30 Ma. A su vez, América del Sur ve acelerarse su movimiento hacia el oeste, lo cual culmina con la última fase de deformación andina en torno a los 30-25 Ma. Este frenazo en la placa africana habría derivado en una importante acumulación de calor bajo la misma, que a su vez está representada por un período de reactivación del magmatismo intraplaca en el continente africano a los 25 Ma, a favor de estructuras de rift con direcciones NE-SW, que incluye Camerún, Gough, Benue, Kavirondo y Uganda (Bailey, 1992). Es interesante destacar que este período se continúa durante el Mioceno (Cabo Verde, Tristan, Santa Helena y los rifts de Etiopía y Kenia y prosigue, de manera más o menos intermitente según las zonas, hasta la actualidad (Bailey, 1992). Esta continuación se correlaciona también con un nuevo frenazo en el movimiento de la placa africana detectado a partir del estudio de edades en montes submarinos del Atlántico

Sur (O'Connor et al., 1999) desde al menos 19 Ma y probablemente desde hace 30.

CONCLUSIONES

El estudio geoquímico y de geocronología U-Pb *in situ* mediante LA-ICP-MS en circones de las carbonatitas de Esquinzo (NW de Fuerteventura) ha revelado la naturaleza ígnea de dichos circones, sin núcleos que representen herencias y con características propias de su cristalización a partir de fundidos carbonatíticos.

Las edades obtenidas son homogéneas tanto en centros como en bordes de cristal y corresponden a 24.2 ± 0.3 Ma. Son, por tanto, ligeramente más antiguas que las edades previamente publicadas por Cantagrel et al., (1993) y algo más jóvenes que las del sector centro-occidental de la isla (25.4 ± 0.4 Ma, Muñoz et al., 2005), e indicarían la existencia de al menos dos cámaras someras de carácter alcalino-carbonatítico, con cierta migración aunque en un corto período de tiempo según una estructura de rift de dirección SW-NE.

El desarrollo de este tipo de magmatismo, tan acotado en el tiempo en la isla de Fuerteventura, estaría relacionado con un frenazo en el movimiento divergente de la placa africana con respecto a América del Sur, debido a la colisión de aquélla con Eurasia. Este descenso en la velocidad de separación llevaría consigo la acumulación de calor bajo la placa africana, que coincide con un repunte de la actividad ígnea intraplaca en el continente en torno a los 25 Ma.

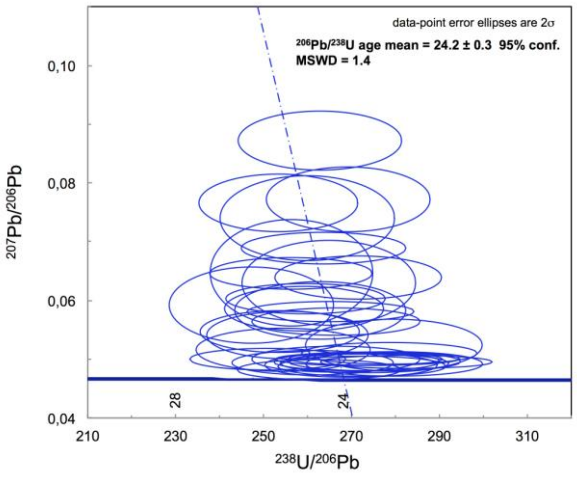


FIGURA 1. *Diagrama Tera-Wasserburg en el que se muestran los resultados obtenidos de la geocronología U-Pb en los circones de las carbonatitas de Esquinzo.*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado como parte del proyecto de investigación CGL-2012-32135. J.I. G-I. y M.E.S.L. agradecen la financiación de los proyectos CGL 2015-63530-P y GIU15/05.

REFERENCIAS

Bailey, D.K. (1992): Episodic alkaline igneous activity across Africa: implications for the causes of continental break-up. En: *Magmatism and the causes of continental break-up* (B.C. Storey, T. Alabaster y R.J. Pankhurst, eds.). Geological Society Special Publication 68, London, 91-98.

Balogh, K., Ahijado, A., Casillas, R. y Fernández, C. (1999): Contributions to the chronology of the Basal Complex of Fuerteventura, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 90: 81-101.

Cantagrel, J.M., Fúster, J.M., Pin, C., Renaud, U. e Ibarrola, E. (1993): Age Miocène inférieur des carbonatites de Fuerteventura (23 Ma, U-Pb zircon) et le magmatisme précoce d'une île océanique (Îles Canaries). *Comptes Rendues de l'Academie des Sciences Paris*, 316: 1147-1153.

de Ignacio, C. (2008): *Caracterización petrológica y evolución geoquímica de la asociación alcalino-carbonatítica del NW de la isla de Fuerteventura*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 525 p.

Le Bas, M.J., Rex, D.C. y Stillman, C.J. (1986): The early magmatic chronology of Fuerteventura, Canary Islands. *Geological Magazine*, 123: 287-298.

Montesinos, F.G., Arnoso, J. y Vieira, R. (2005): Using a genetic algorithm for 3-D inversion of gravity data in Fuerteventura (Canary Islands). *International Journal of Earth Sciences*, 94: 301-316.

Muñoz, M. y Sagredo, A. (2004): El Complejo Basal. En: *Geología de España*. (J.A. Vera, ed.). SGE-IGME, Madrid, 645-649.

Muñoz, M., Sagredo, J., de Ignacio, C., Fernández-Suárez, J. y Jeffries, T. (2005): New data (U-Pb, K-Ar) on the geochronology of the alkaline-carbonatitic association of Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Lithos*, 85: 140-153.

O'Connor, J.M., Stoffers, P., van den Bogaard, P. y McWilliams, M. (1999): First seamount evidence for significantly slower African plate motion since 19 to 30 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 171: 575-589.

Silver, P.G., Russo, R.M. y Lithgow-Bertelloni, C. (1998): Coupling of South American and African plate motion and plate deformation. *Science*, 279: 60-63.

Estudio estructural de la superficie basal del deslizamiento gravitacional de Playa de la Veta II en la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias)

Structural study of the basal surface of the Playa de la Veta II gravitational landslide at the Caldera de Taburiente (La Palma, Canary Islands)

C. Fernández[1], J. de la Nuez[2], R. Casillas[2], E. García Navarro[1] y J. R. Colmenero[3]

1 Dpto. de Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, 21007 Huelva. fcarlos@uhu.es, navarro@uhu.es
2 Departamento de Biología Animal, Edafología y Geología. Fac. de Biología, c/Astrofísico Sánchez s/n, Universidad de La Laguna, 38206 La Laguna, Santa Cruz de Tenerife. rcasilla@ull.es, jnuezpes@ull.es
3 Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca. colme@usal.es

Resumen: Se ha realizado un análisis estructural detallado de la superficie basal del deslizamiento gravitacional de Playa de la Veta II, aflorante en el interior de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias). Dicho deslizamiento es responsable de la destrucción parcial del edificio volcánico Taburiente Inferior, siendo fosilizado por el edificio Taburiente Superior. Los datos obtenidos permiten documentar dos periodos sucesivos de deslizamiento, entre los cuales habría tenido lugar un notable proceso de arqueamiento de la superficie basal de dicho deslizamiento. La primera fase se caracteriza por el desplazamiento de la masa deslizada hacia el SSO. Con posterioridad, se produjo el levantamiento de la parte central de la zona deslizada, lo que dio lugar a una geometría dómica alargada en dirección NNE-SSO. Finalmente, los flancos NO y SE de dicha estructura se inestabilizaron y deslizaron lateralmente, dando lugar a la segunda fase identificada en este trabajo. Esta evolución es interpretada en el marco de los modelos de colapso gravitacional de edificios volcánicos asociados con grandes fallas en el basamento.

Palabras clave: Colapso de flanco, edificios volcánicos, Playa de la Veta II, isla de La Palma.

Abstract: *This work presents a detailed structural study of the basal surface of the Playa de la Veta II gravitational landslide, exposed within the Caldera de Taburiente (La Palma, Canary Islands). This landslide is responsible for the partial destruction of the Lower Taburiente volcanic edifice, and it is previous to the building of the Upper Taburiente edifice. The obtained data allow identifying two successive periods of sliding activity, punctuated with an intervening stage of upward doming of the basal surface of this landslide. The first sliding phase implied SSW-directed displacement of the destabilized mass. Afterwards, the central area of the flank collapse was subjected to rapid uplift, generating a NNE-SSW elongated dome-like geometry. Finally, the NW and SE limbs of the upward arched structure were subjected to a renewed lateral sliding period, which corresponds to the second phase here identified. This evolution can be interpreted with the use of analogue models of flank collapse of volcanic edifices associated with the activity of basement faults.*

Key words: *Flank collapse, volcanic edifices, Playa de la Veta II, La Palma island.*

INTRODUCCIÓN

Durante su etapa de vulcanismo subaéreo, los sucesivos edificios de la isla de La Palma resultaron parcialmente destruidos durante distintos episodios de colapso gravitacional. Los gigantescos deslizamientos producidos dejaron grandes cicatrices en cada edificio volcánico afectado, que fueron irregularmente cubiertas por los edificios posteriores (p. ej., Ancochea et al., 1994; Carracedo et al., 1999; Colmenero et al., 2012), así como extensos depósitos lobulares de *debris avalanche* sobre el fondo marino tanto al este como al oeste de la isla (p. ej., Urgeles et al., 1999; Acosta et al., 2003). La superficie de deslizamiento mejor expuesta en la Caldera de Taburiente es la perteneciente al deslizamiento de Playa de la Veta II (Colmenero et al., 2012), responsable de la destrucción parcial del edificio Taburiente Inferior. La edad del deslizamiento ha sido establecida por Colmenero et al. (2012) en el rango comprendido entre 1.02 y 0.85 Ma, correspondiente, respectivamente, a la edad de los materiales más jóvenes del edificio Taburiente Inferior situados bajo el deslizamiento, y la de las coladas más antiguas del edificio Taburiente Superior apoyadas sobre él (Guillou et al., 2001).

En este trabajo se describen las características estructurales principales de la superficie de deslizamiento de Playa de la Veta II, avanzándose algunas interpretaciones acerca de su evolución en dos estadios o fases principales.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA Y ESTRUCTURAL

La superficie del deslizamiento de Playa de la Veta II aflora a lo largo de la base de la pared de la Caldera de Taburiente, donde limita el Complejo Basal (rocas volcánicas submarinas, rocas plutónicas y complejo filoniano, brechas de la Cumbrecita) y las coladas del edificio Taburiente inferior, a muro, y una unidad de brechas asociadas al deslizamiento, a techo (brechas y conglomerados de la pared de la Caldera en la Fig. 1).

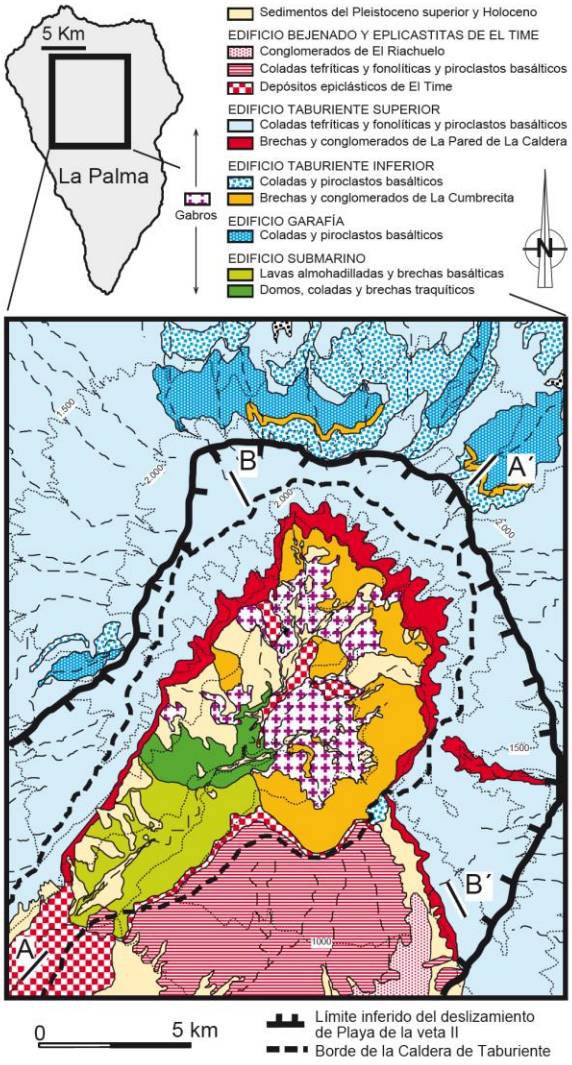


FIGURA 1. *Esquema geológico de la Caldera de Taburiente (basado en Colmenero et al., 2012). Se indica asimismo la situación de los dos cortes geológicos (A-A' y B-B') mostrados en la figura 4.*

La unidad de brechas y conglomerados de la pared de la Caldera ha sido descrita con detalle por Colmenero et al. (2012), quienes reconocieron una sub-unidad inferior constituida por depósitos de *debris avalanche* y *debris flow*, y otra superior atribuida a depósitos de corriente o *sheetflow*. Las coladas del edificio Taburiente superior fosilizan la unidad.

La superficie del deslizamiento es neta y planar a la escala del afloramiento (Fig. 2A), y ha sido descrita por Roa (2004) como una falla de *detachment*. Se caracteriza por una banda centimétrica de harina de falla acompañada por multitud de estructuras menores (fracturas de tipo X, Y, P, R y R', foliación cataclástica, superficies pulidas y estriadas –en ocasiones con estrías de longitud de onda centimétrica a decimétrica, Fig. 2A-, escalones de recristalización y grietas extensionales) que han permitido la caracterización cinemática de la superficie, como se indica más adelante. El bloque de muro se encuentra brechificado y afectado por multitud de fallas menores hasta una profundidad de varios metros por debajo de la superficie. El arrastre de elementos previos como diques, *sills* o coladas ha sido utilizado también como criterio cinemático.

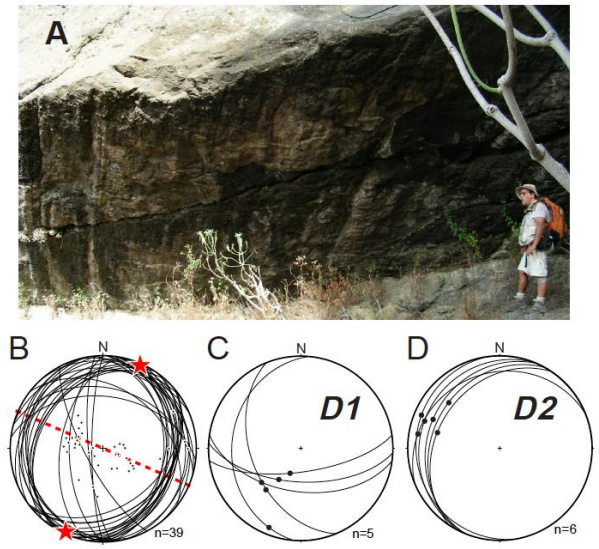


FIGURA 2. *A) Fotografía de la superficie basal del deslizamiento de Playa de la Veta II en la base de la pared de la Caldera de Taburiente (zona de Tenerra), NNE a la derecha. Obsérvese la superficie estriada por efecto de la fase D2. B) Proyección ciclográfica y polar de todos los datos de orientación de la superficie basal del deslizamiento medidos a lo largo de la Caldera de Taburiente. Obsérvese la geometría arqueada de la superficie, cuyo eje estadístico está representado mediante estrellas rojas (polo del plano de mejor ajuste marcado con un círculo mayor discontinuo, también de color rojo) C) Selección de fallas medidas en el bloque de muro del deslizamiento (estación situada en la zona de Tenerra). Todas ellas son fallas normales e indican desplazamiento del bloque de techo hacia el SSO (fase D1). D) Selección de fallas y estrías correspondientes a la superficie basal del deslizamiento (estación situada en la zona de Tenerra), indicando movimiento normal con desplazamiento del bloque de techo hacia el ONO (fase D2). Proyección equiareal, hemisferio inferior. En C) y D) se representan las ciclográficas de los planos de falla y las estrías de desplazamiento sobre ellas (puntos negros).*

A escala cartográfica, la característica más llamativa de la superficie del deslizamiento es su geometría dómica, alargada en dirección NNE-SSO (Figs. 2B y 3). Sus buzamientos suelen ser inferiores a los 30º como promedio, aunque localmente (especialmente en la zona N) pueden llegar a superar 70º (Fig. 3). En las paredes occidental y oriental) de la Caldera predominan los buzamientos hacia el ONO y ESE, respectivamente. Por su parte, el cierre septentrional de la Caldera se caracteriza por buzamientos hacia el norte de la superficie del deslizamiento. En conjunto, toda la estructura arqueada presenta una geometría sub-cilíndrica dentro de la

Caldera (descontando la zona norte), con eje sub-horizontal y de dirección NNE-SSO (Fig. 2B). Fuera de la caldera de Taburiente, la superficie se observa como una discordancia angular entre los niveles de los edificios Taburiente Inferior y Superior (Fig. 1), y está marcada asimismo por la presencia de la unidad de brechas y conglomerados descrita antes en este trabajo. Toda esta información ha permitido a Colmenero et al. (2012) trazar el límite aproximado de la superficie de deslizamiento, tal y como se muestra en la Figura 1. Se supone también que la traza del deslizamiento debe continuar hacia el SSO, bien erosionada, bien cubierta por materiales más recientes, de modo que llegue a enlazar con los depósitos submarinos debidos a la destrucción del edificio Taburiente inferior.

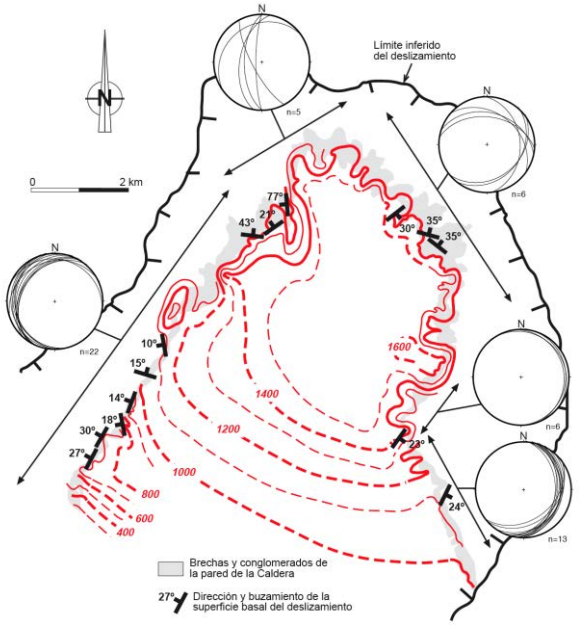


FIGURA 3. *Esquema estructural de la superficie basal del deslizamiento de Playa de la Veta II. Al límite exterior del deslizamiento, deducido por Colmenero et al. (2012), se le ha añadido un mapa de isocontornos de elevación de la superficie (elevación en metros sobre el nivel del mar) elaborado por triangulación en la zona aflorante (líneas rojas de trazo continuo, base de la unidad de brechas y conglomerados de la pared de la Caldera) e interpolada mediante la técnica de "moving average" (líneas rojas de trazo discontinuo). Además, se proyectan datos de dirección y buzamiento de dicha superficie medidos en el campo y separados por sectores estructuralmente homogéneos (proyección equiareal, hemisferio inferior). Algunos de estos datos se representan directamente sobre el mapa.*

La fallas menores que afectan al bloque de muro del deslizamiento se orientan en dirección NO-SE, mayoritariamente buzando hacia el SO, y son fallas normales con estrías indicativas de desplazamiento del bloque de techo hacia el SSO (Fig. 2C). Esta generación de fallas se encuentra sistemáticamente cortada y obliterada por otras de dirección NNE-SSO, incluyendo el propio contacto basal del deslizamiento, también con cinemática normal, y cuyo sentido de movimiento implica desplazamiento del bloque de techo hacia el ONO en el oeste de la Caldera (Fig. 2D), y hacia el ESE en la parte oriental de la Caldera.

Por lo tanto, el deslizamiento muestra una evolución en dos etapas o fases distintas: una primera fase (D1) de colapso hacia el SSO, de la que únicamente quedan evidencias en el bloque de muro del deslizamiento, y una segunda fase (D2), que borró las estructuras de la primera fase a lo largo de la propia superficie de deslizamiento, y a la que se asoció una extensión en dirección ONO-ESE, con sentidos de movimiento opuestos al este y al oeste de la Caldera.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Dos son los aspectos estructurales principales que en este trabajo se han puesto de manifiesto en relación con el deslizamiento de Playa de la Veta II: por un lado, su geometría arqueada (Figs. 2B, 3 y 4) y, por otro, la secuencia de dos fases de deformación con direcciones de extensión sub-ortogonales (Fig. 2C, D). El hecho de que la dirección del desplazamiento relacionado con la primera fase de colapso (NNE-SSO, D1) coincida aproximadamente con la dirección del eje del arqueamiento a gran escala (comparar las Figs. 2B y 2C) se considera en este trabajo un rasgo significativo que, por otro lado, ha dejado su huella incluso en la geometría actual de la Caldera de Taburiente (Fig. 1). Por su parte, los desplazamientos asociados a la segunda fase (ONO-ESE, D2) coinciden estructural y cinemáticamente con un colapso lateral o centrífugo de los flancos de la gran estructura arqueada.

Los experimentos analógicos de Wooller et al. (2009) permiten avanzar una hipótesis preliminar acerca de la interpretación estructural de los resultados obtenidos en este trabajo. A este respecto, se considerará que la componente tectónica del campo de deformaciones en La Palma, con una extensión en dirección E-O deducida por Fernández et al. (2002) para los primeros estadios del vulcanismo subaéreo (hasta, como mínimo, 1.2 Ma), continuó durante la formación y posterior colapso sectorial del edificio Taburiente Inferior (1.02 a 0.85 Ma). Asumiendo que tal extensión es fruto de la actividad de una falla que afecta al basamento con dirección aproximada N-S (hipótesis apoyada también por Hildenbrand et al., 2003), los experimentos de Wooller et al. (2009) establecen que, para fallas del basamento verticales, normales o normal-direccionales, las áreas de inestabilidad en el flanco de los edificios y las direcciones de los grandes colapsos tenderán a disponerse con bajos ángulos de oblicuidad con respecto a la dirección de tales fallas. Por tanto, la fase D1, con colapso en dirección NNE-SSO, es perfectamente congruente con la actividad de una falla norteada que acomoda un estiramiento cortical en dirección E-O.

Para explicar el arqueamiento subsiguiente, y la actividad de la segunda fase, hay que mencionar el

proceso continuado de levantamiento que sufre la parte central de la Caldera de Taburiente, ya destacado por Hildenbrand et al. (2003). El sector más fuertemente levantado de la superficie estudiada se localiza en la parte NE de la Caldera, donde puede llegar a superar los 700 m (Fig. 4, corte A-A'). El basculamiento producido en los flancos NO y SE de la superficie (entre 20º y 30º como promedio en cada flanco, Fig. 3) puede explicar el colapso centrífugo descrito en este trabajo como fase D2. En este sentido, el arqueamiento debe de haber sido rápido, y haberse producido dentro del rango temporal asignado en conjunto al deslizamiento (1.02-0.85 Ma). Si esto es cierto, la tasa de levantamiento mínima de 0.4 mm/año sugerida por Hildenbrand et al. (2003) es claramente insuficiente, y habría que admitir que el proceso de elevación de la isla, en conjunto reposado y constante, está puntuado por periodos de rápida elevación local, probablemente debidos a efectos de descarga súbita asociados a gigantescos colapsos gravitacionales de los edificios volcánicos.

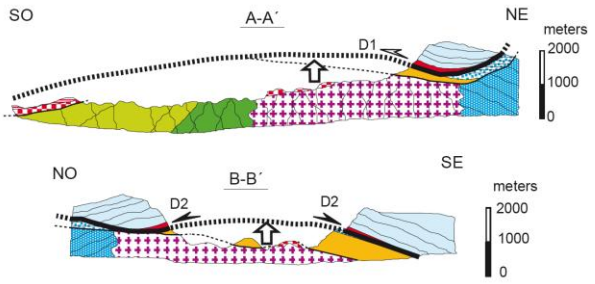


FIGURA 4. *Cortes geológicos de la Caldera de Taburiente (ver situación en la Fig. 1) destacándose la geometría de la superficie basal del deslizamiento de Playa de la Veta II (líneas negras gruesas). Basados en Colmenero et al. (2012). El corte A-A' es subparalelo a la dirección de desplazamiento de la masa deslizada durante la primera fase (D1), mientras que el corte B-B' indica el efecto de los desplazamientos asociados a la segunda fase (D2). Las flechas blancas verticales señalan el arqueamiento de la superficie producido con posterioridad a la fase D1. La traza de la superficie del deslizamiento se ha dibujado de acuerdo con la información mostrada en la figura 3.*

Finalmente, los distintos y extensos lóbulos submarinos asociados al deslizamiento Playa de la Veta II (p. ej., Urgeles et al., 1999) pueden ser interpretados como resultado de la evolución en dos fases descrita en este trabajo.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por los Proyectos CGL2009-07775/BTE del MICI; PIL2190901 del GC; y 529/2012 del MIMAA. Agradecemos a D. Ángel Palomares, Director-Conservador del P. N. Caldera de Taburiente, y al resto del personal del Parque, en especial a D. Álvaro Rodríguez y D. Valentín Abel Rodríguez.

REFERENCIAS

Acosta, J., Uchupi, E., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M. y el ZEE Working Group (2003): Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera and comparison of landslides at these islands with those at Tenerife, La Palma and El Hierro. *Marine Geophysical Research*, 24: 1–40.

Ancochea, E., Hernán, F., Cendrero, A., Cantagrel, J.M., Fúster, J.M., Ibarrola, E. y Coello, J. (1994): Constructive and destructive episodes in the building of a young oceanic island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60: 243–262.

Carracedo, J.C., Day, S.J., Guillou, H. y Pérez Torrado, F.J. (1999): Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 94: 169–190.

Colmenero, J.R., de la Nuez, J., Casillas, R. y Castillo, C. (2012): Epiclastic deposits associated with large-scale landslides and the formation of erosive calderas in oceanic islands: The example of the La Palma Island (Canary Archipelago). *Geomorphology*, 177-178: 108-127.

Fernández, C., De la Nuez, J., Casillas, R. y García Navarro, E. (2002): Stress fields associated with the growth of a large shield volcano (La Palma, Canary Islands). *Tectonics*, 21: doi:10.1029/2000TC900038

Guillou, H., Carracedo, J.C. y Duncan, R.A. (2001): K-Ar, 40Ar/39Ar ages and magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama lava sequences from La Palma island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106: 175–194.

Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Soler, V. y Lahitte, P. (2003): Evidence for a persistent uplifting of La Palma (Canary Islands), inferred from morphological and radiometric data. *Earth and Planetary Science Letters*, 210: 277-289.

Roa, K. (2004): *The structural evolution and landslides of La Palma, Canary Islands*. Tesis Doctoral, Trinity College, Dublin, 214 p.

Urgeles, R., Masson, D.G., Canals, M., Watts, A.B. y Le Bas, T. (1999): Recurrent large-scale landsliding on the west flank of the La Palma, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 104 (B11): 25331–25348.

Wooller, L., van Wyk de Vries, B., Cecchi, E. y Rymer, H. (2009): Analogue models of the effect of long-term basement fault movement on volcanic edifices. *Bulletin of Volcanology*, 71: 1111-1131.

Tholeiitic volcanic rocks of the Mechraa Ben Abbou Basin (Northern Rehamna, Western Meseta, Morocco): Petrography, geochemistry and geodynamic setting

Rocas volcánicas toleíticas de la cuenca de Mechraa Ben Abbou (Rehamna norte, Meseta occidental, Marruecos): Petrografía, geoquímica y contexto geodinámico

M. Kholaiq[1], N. Saber[1], Gh. Zahour[1], L. Maacha[2], H. El Hadi[1] and M. Oukassou[3]

1-LCA, Department of Geology, Faculty of Sciences Ben M'Sik, Hassan II University of Casablanca, Morocco kholaiq.mariame@gmail.com , najib_saber@yahoo.fr , gh_zahour@yahoo.fr , elhadihas@gmail.com
2- Managem Group, Twin center, tour A, BP 5199, Casablanca, Morocco
3-LSBDGC, Department of Geology, Faculty of Sciences Ben M'Sik, Hassan II University of Casablanca, Morocco mostafa.oukassou@gmail.com

Resumen: La actividad magmática relacionada con los materiales variscos Marroquíes está expresada en la cuenca de Mechraa Ben Abbou (Rehamna norte, Meseta occidental, Marruecos) por rocas subvolcánicas de edad Viseense (o posterior) representada por gabros, doleritas y sills basálticos. Las rocas subvolcánicas muestran texturas equigranulares en los gabros, ofítica intersertal y subofítica en doleritas y los basaltos son principalmente porfídicos con vacuolas en la matriz microlítica. Estas rocas tienen una composición mineral simple, compuesta de plagioclasa, clinopiroxeno, biotita, óxidos de hierro, clorita y calcita. Trece análisis geoquímicos de estas rocas indican una tendencia toleítica. Estas rocas han sido generadas en un contexto post-colisional después de la subducción del océano Rheico durante el fin del Devónico.

Palabras clave: Cuenca de Mechraa Ben Abbou, toleitas post-colisionales, subducción del Océano Rheico.

Abstract: *The magmatic activity related to the Moroccan Variscides is expressed in the Mechraa Ben Abbou Basin (Northern Rehamna, Western Meseta, Morocco) by Visean (or later) subvolcanic rocks represented by gabbros, dolerites and basalt as sills. Subvolcanic rocks display an equigranular textures for the gabbros, intersertale ophitic and subophitic for the dolerite and the basalts are mostly porphyritic and have vacuoles within the microlithic matrix. These rocks show a simple mineral association made up of plagioclase, clinopyroxene, biotite, iron oxides, chlorite and calcite. Thirteen geochemical analyses carried out on these rocks suggest a tholeiitic affinity. These rocks were generated in a post-collisional scenario that would have inherited their orogenical signature after the subduction of the Rheic Ocean during late Devonian times.*

Key words: *Mechraa Ben Abbou Basin, tholeiitic, orogenic context, subduction of the Rheic Ocean*.

INTRODUCTION

The geodynamic evolution of the Rehamna massif (Western Meseta, Morocco) during the upper Visean is marked by several magmatic events related to the Variscan orogeny. In the syncline of Gada Jennabia, an integral part of Mechraa Ben Abbou Basin (Northern Rehamna), the basic magmatic event is dominated by sills of variable thickness of gabbros, dolerites and basalts.

Petrographical observations of these magmatic rocks indicate fairly constant mineralogical composition (plagioclase and strongly altered ferromagnesian minerals such as clinopyroxene).

Observed textures are equigranular for the gabbros, intersertale ophitic and subophitic for the dolerite and microlithic porphyritic vacuolar for the basalts. A pronounced hydrothermal alteration of some units is attested by the presence of calcite, chlorite, sericite and iron oxide. Moreover, basic rocks are variably deformed within some sill bodies, concordantly with structures of the wall rocks.

The main aim of this study is the geochemical characterization of the basic magmatic event (as until the date, such geochemical study is lacking), to constrain their geodynamic setting and to correlate it with the tectono-sedimentary results in order to reconstruct the history of the Mechraa Ben Abbou Basin.

GEOGRAPHICAL AND GEOLOGICAL CONTEXT

The Rehamna massif is located approximately 120 km north of Marrakech and 130 km south of Casablanca. Geologically, this Massif is part of the Western Meseta. The study area is located in the

central part of the Northern Rehamna Hercynian Massif (Fig.1 a & b).

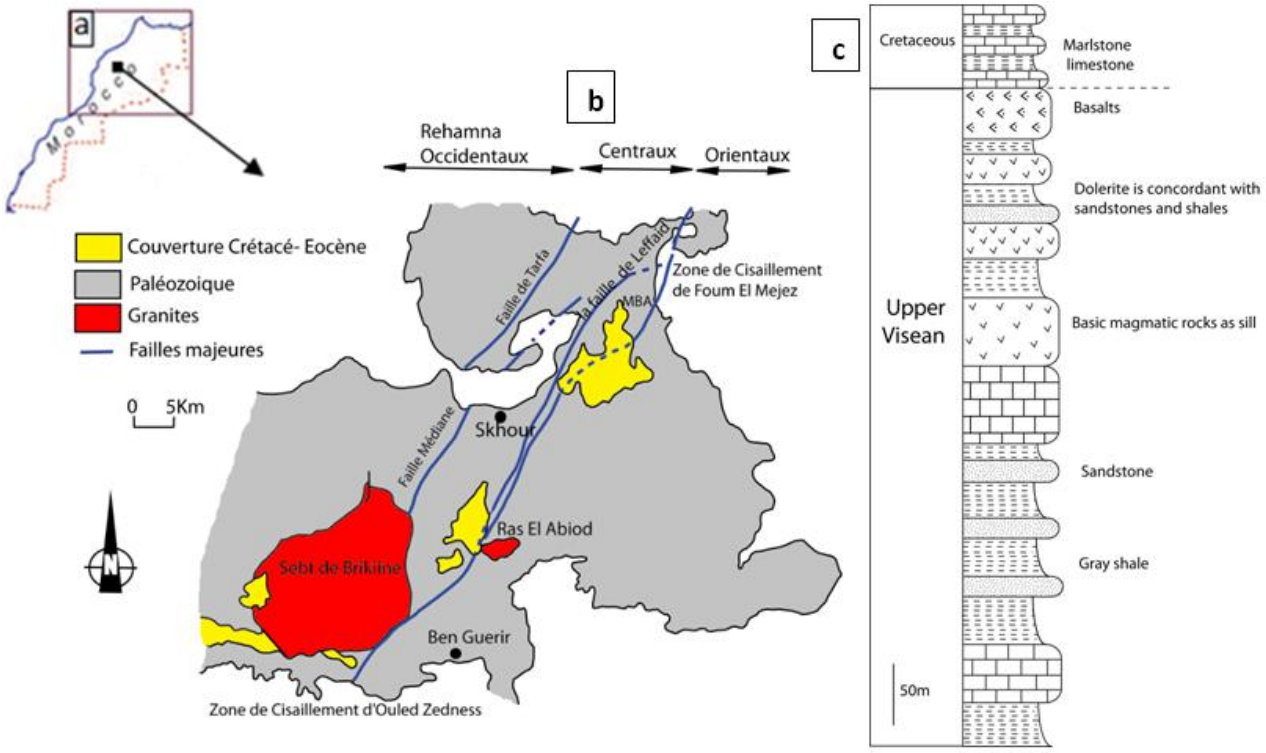


FIGURE 1. *a) Location of the Rehamna massif at the north of Morocco. b) Schematic map of the Mechraa Ben Abbou Basin in the northern Rehamna and surrounding areas. c) Synthetic lithostratigraphic column of the Mechraa Ben Abbou Basin.*

The lithological study of the Mechraa Ben Abbou Basin, along four geological cross sections (Bled El Mekrech, Cheikh El Basri, Lala El Gara, and Leffaid), shows different Visean facies, represented by detrital, carbonate and pelagic sediments, dominated by shale, sandstone and limestone. These sedimentary series are intruded by doleritic, gabbro and basalt sills (Fig. 1 c).

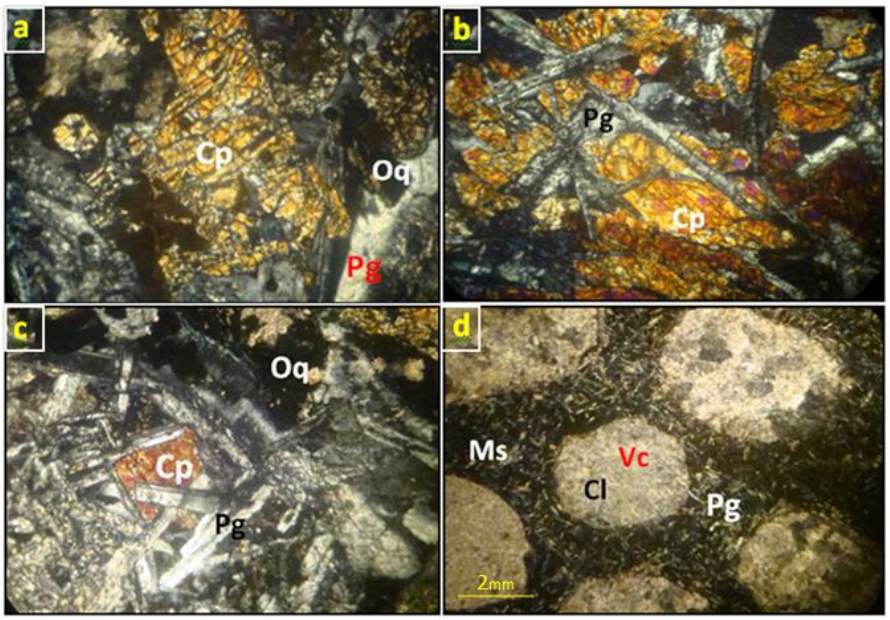


FIGURE 2. *a) Gabbro, b) and c) Dolerites showing ophitic, subophitic and intersertale texture, d) basalts showing microlithic porphyritic vacuolar textures*
Pg : Plagioclase, Cp : Clinopyroxene, Oq : Opaque, Ca : Calcite, Cl : Chlorite, Vc : Vesicles

PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL DATA

The observed textures are granular and microgranular for gabbros, ophitic subophitic and intersertale for dolerites (Fig. 2a, b & c). Basalt sills are mostly porphyritic and microlithic and have vacuoles within the microlithic matrix (Fig. 2d). These rocks are characterized by large grains (2 - 3mm) in the core of sills and are fined-grained (50 microns) to the rims. The primary paragenesis of the dolerites and the gabbros consists of Ca-plagioclase associated with augitic clinopyroxene. Plagioclase occurs as phenocrysts frequently polisynthetic and Carlsbad twinned, showing an interstale texture. Occasionally, plagioclase occurs as laths inside clinopyroxene giving to the rock an ophitic texture. The augitic clinopyroxene is the most abundant mineral after plagioclase. Accessory minerals are opaques.

Basalt lava flows contain predominately plagioclase phenocrysts. The basalts are highly vesicular with vesicles filled with calcite, chlorite and sericite. Chlorite, calcite and iron oxide minerals, as secondary minerals, are frequent in veins and microcracks of these rocks.

Chemical analyses of the studied rocks (thirteen samples) were carried out in the Managem laboratory (Marrakech, Marocco). The major elements were performed by X-Ray fluorescence and the trace elements by ICP-MS. In the $Na_2O+ K_2O/ SiO_2$ diagram (Fig. 3), the analyzed basic rocks plot in the basalt field (46.02<SiO2<52.29 wt%). Compatible element contents are high: 4.49 <MgO <10.38 wt%; 17 <Ni <268 ppm; 52 <Cr <174 ppm, attesting for an evolved character and a corresponding low ferromagnesian content. The titanium contents (<1.5 wt%) are typical among low–Ti tholeiitic basalt of continental affinity (Albarède 1992). Relatively high calcium contents (4.65 <Ca <13.74 wt%) are opposed to those of sodium 2.5 <Na <4.77 wt%.

La/10-Y/15-Nb/8 diagram (Cabanis and Lecolle, 1989) (Fig. 4) shows that the analyzed samples are placed in the field of orogenic tholeiitic series, in agreement with the tardi to post-orogenic character of these intrusives.

In rare-earth (REE) chondrite-normalized plots, the studied tholeiitic basic rocks show parallel patterns that are enriched in light (LREE) relative to heavy rare earths (HREE). These samples show a small positive Eu anomaly reflecting the role of plagioclase in crystal fractionation processes (Fig. 5).

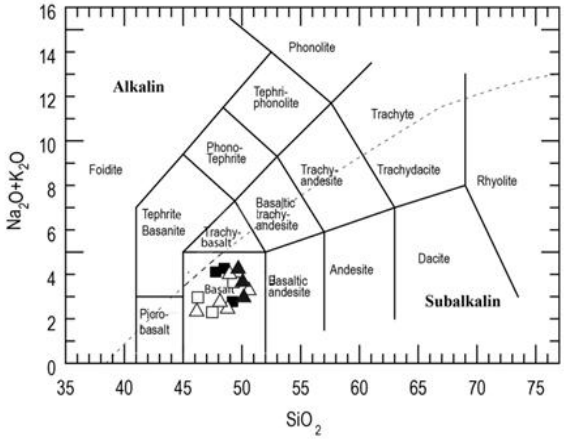


FIGURE 3. *Chemical classification of the volcanic rocks based on total alkalies vs. silica (TAS) of Le Bas et al.(1986).*

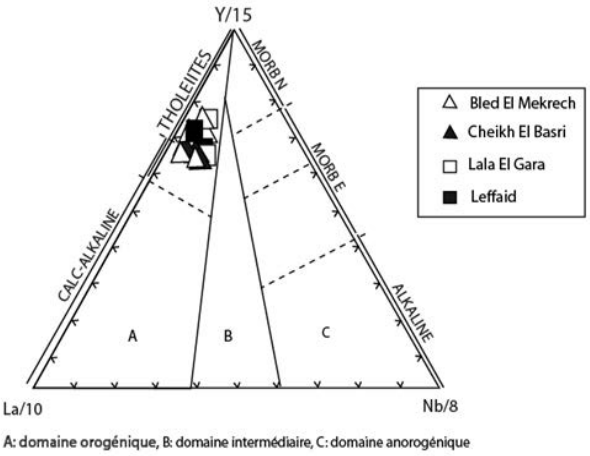


FIGURE 4. *La-Y-Nb diagram (Cabanis & Lecolle, 1989) for the magmatic basic rocks of the Mechraa Basin.*

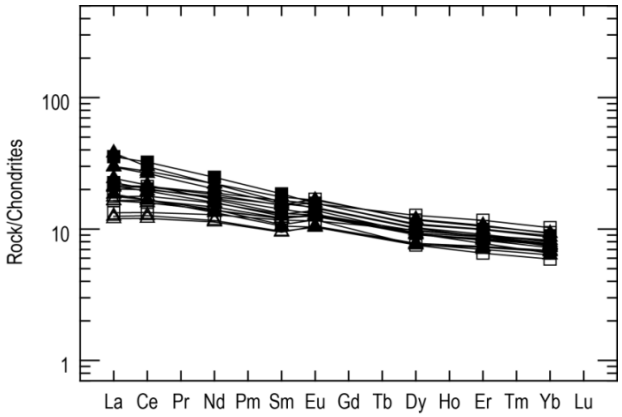


FIGURE 5. *Chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) REE patterns for the studied tholeiitic rocks*

CONCLUSIONS

The volcanic and subvolcanic magmatic rocks of the Mechraa Ben Abbou basin have a simple mineralogy. The plagioclase and clinopyroxene are the main minerals of the gabbros and dolerite, those rocks showing granular and microgranular textures for gabbros, ophitic to subophitic and intersertale for dolerites. The basalts are highly vesicular with vacuoles filled with calcite, chlorite and sericite.

For the studied rocks, Al_2O_3 and TiO_2 contents, and the LREE fractionation compared to the HREE in the REE patterns, along with the various geochemical diagrams used, lead to the same result: the volcanic rocks of the Mechraa Ben Abbou Basin are tholeiites generated in an orogenic context, i.e., lately or after the Variscan collision. Post-Carboniferous basic magmatism (Permian or Triassic in age) are absent in the studied area.

The magmatic activity at Upper Visean (or lately?) in the Mechraa Ben Abbou basin was probably triggered by lithospheric extension in post-collision times, and, thus, is interpreted as being related to the subduction of the Rheic ocean during late Devonian times.

Nevertheless, the geochronology of these rocks is a future key to precise the geodynamic setting of this tholeiitic magmatic event.

REFERENCES

Albarède, F. (1992): How deep do common basaltic magmas form and differentiate? Journal of Geophysical Research, 97, 10997– 11009.

Cabanis, B. and Lecolle, M. (1989): Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. Comptes Rendus Académie Sciences 309, p 2023-2029.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrology, 27, 745–750.

Sun, S and McDonough, W. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Magmatism in the ocean basins (A.D. Saunders y M.J. Norry, eds). Geological Society, London, Special Publications 42, 313-345

Evolución de la deformación y los fluidos durante el tránsito dúctil-frágil del basamento cristalino Paleozoico de la Cadena Litoral Catalana

Evolution of deformation and fluids during the ductile to brittle transition of the Paleozoic crystalline basement of the Catalan Littoral Chain

I. Cantarero[1], G. Alías[1] y A. Travé[1]

1 Dpt. de Mineralogia, Petrologia i Geologia Aplicada, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona (UB). Martí i Franqués s/n 08028 Barcelona. i_cantarero@ub.edu; galias@ub.edu; atrave@ub.edu.

Resumen: El Turó de les Forques es un horst aislado de la Cadena Litoral Catalana, formado principalmente por filitas ordovícicas, caracterizado por una intensa fracturación que abarca desde el Hercínico al Neógeno. La deformación Hercínica está representada por una foliación muy penetrativa y por venas de quarzo-clorita sinesquistosas y tardiesquistosas de carácter dúctil. La extensión Mesozoica está definida por venas y brechas cementadas por las asociaciones albita-cuarzo-clorita±titanita-rutilo y dolomita-clorita-cuarzo y marca el cambio hacia condiciones de deformación frágiles. La compresión Paleógena genera cabalgamientos y fracturas cementadas por calcita-barita. Finalmente la extensión Neógena está representada por fallas normales que generan harinas de falla y fracturas cementadas por calcita. Tanto la deformación Hercínica como la Mesozoica están relacionadas con un flujo de fluidos local ligados al metamorfismo de bajo grado. En cambio, durante las dos siguientes fases deformativas, el flujo de fluidos se da a nivel de cuenca. La localización de este bloque a lo largo de la evolución de la Cadena Costero Catalana tuvo que jugar un control principal en la formación de las fracturas y paragénesis exclusivas del Turó de les Forques.

Palabras clave: fallas, fluidos, transición dúctil-frágil, basamento cristalino, Cadena Costero Catalana

Abstract: *The Turó de les Forques is an isolated horst of the Catalan Littoral Chain, mainly formed by Ordovician phyllites, which is characterized by an intense fracturing that spans from Hercynian to Neogene. Hercynian deformation is represented by a pervasive foliation and syn-cleavage and post-cleavage quartz-chlorite veins of ductile character. The Mesozoic extension is defined by veins and breccias cemented by albite-quartz-chlorite±titanite-rutile and dolomite-chlorite-quartz associations, marking the change towards fragile deformation conditions. The Paleogene compression develops thrusts and fractures cemented by calcite and barite. Finally, the Neogene extension is represented by normal faults that generate gouges and fractures cemented by calcite. The Hercynian and Mesozoic deformation events are related to a local fluid flow associated with low-grade metamorphism. On the other hand, during the two following deformation events, fluid flow occurred at basin-scale. The location of this block during the evolution of the Catalan Coastal Ranges had to play a main control on the formation of fractures and exclusive paragenesis of the Turó de les Forques.*

Key words: *faults, fluids, ductile-fragile transition, crystalline basement, Catalan Coastal Ranges*

INTRODUCCIÓN

En contextos corticales superiores o medios, y bajo condiciones de metamorfismo de grado bajo, el flujo de fluidos puede producirse de escala centimétrica a escala regional (Berwouts et al., 2008). El estudio de venas, unas de las mayores evidencias de flujo de fluidos, desde un punto de vista estructural, petrológico y geoquímico, nos da información sobre el grado de relación entre deformación, metamorfismo y flujo de fluidos (Miller y Cartwright, 2006).

La Cadena Litoral Catalana, formada por el Macizo del Garraf y el Macizo de Collserola-Montnegre, es uno de los horsts que configuran la Cadena Costero Catalanas (CCC) (Fig. 1). La CCC es el resultado de una larga historia tectónica que abarca del Paleozoico al Neógeno. Su actual configuración en horsts y grabens delimitados por fallas normales de dirección NE-SO fue adquirida durante la extensión Neógena relacionada con la abertura del surco de Valencia. Estas fallas normales reactivaron cabalgamientos previos producidos durante la compresión Paleógena (Eoceno-Oligoceno inicial) que a su vez invirtieron fallas normales producidas durante la extensión Mesozoica (Jurásico final-Cretácico inicial). Además, las rocas cristalinas del basamento Paleozoico que constituyen la zona norte y central de la CCC han registrado estructuras deformativas Hercínicas y tardi-hercínicas que también han ejercido un control sobre las estructuras producidas durante los siguientes episodios tectónicos.

Este trabajo se centra en el estudio de la deformación y los fluidos que afectan a las filitas ordovícicas que afloran en el Turó de les Forques (Figs. 1-2). Este montículo es un horst aislado delimitado por fallas normales que ponen en contacto las filitas ordovícicas con las areniscas y conglomerados miocenos. Estos materiales también yacen de manera discordante sobre las filitas al norte de la zona de estudio.

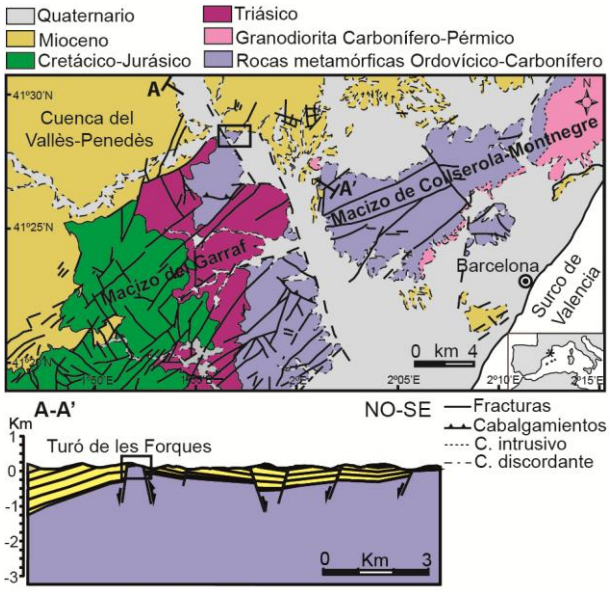


FIGURA 1. *Mapa geológico de la zona central de la Cadena Litoral Catalana con la localización de la zona de estudio y corte geológico (modificado de Travé et al., 2009).*

RESULTADOS

Observaciones de campo

Las filitas ordovícicas presentan una foliación Hercínica regional de orientación ONO-ESE y buzamiento hacia el NNE, que muestra pliegues centimétricos de tipo kink.

Estas rocas muestran dos generaciones de venas de cuarzo. La primera generación muestra pliegues sinesquistosos, apretados que tienen entre 1 y 5 cm de grosor. Estas venas se agrupan en bandas de 4 m de potencia con espaciado de orden métrico (Fig. 2). La segunda generación está representada por venas de hasta 1 m de longitud y 7 cm de grosor que son perpendiculares a la foliación. Ambas generaciones se inyectaron durante el Hercínico: la primera coetáneamente a la principal fase de deformación y el metamorfismo regional de bajo grado y la segunda durante los últimos estadios de formación de la foliación como resultado de la extensión perpendicular al plano de foliación y a los ejes de los pliegues de los cuarzos sinesquistosos.

Además, se han identificado tres fases deformativas posteriores a estas venas. La primera fase consiste en venas de albita de orden centimétrico y fallas normales y transtensivas. Las venas tienen una orientación N-S a NE-SO con buzamiento hacia el oeste. Tienen formas rectas y sigmoidales y se distribuyen de manera heterogénea en el afloramiento, donde se presentan diseminadas en las filitas con densidades entre 11 y 75 fracturas/metro o en bandas en-echelon (Fig. 2). Estas bandas en-echelon son tanto sencillas como conjugadas. Las fallas forman un sistema conjugado de orientación NE-SO y buzamiento entre 63 y 87º y producen dos generaciones de brechas. La segunda fase está representada por pequeños cabalgamientos de orientación NO-SE y buzamiento hacia el NE y fracturas subhorizontales de hasta 2 mm de grosor cementadas por calcita de orientación N-S. La tercera fase está representada por dos sistemas de fallas. El primero está formado por fallas normales de orientación NE-SO y buzamiento mayoritariamente hacia el NO que presentan geometrías en abanico (Fig. 2). Estas fallas generan harinas de falla de color gris de hasta 1,5 m de grosor. El segundo sistema está formado por fallas normales conjugadas de dirección NNO-SSE que han sido reactivadas posteriormente con componente direccional como indican las estrías de calcita. Este sistema corta y desplaza la discordancia entre las filitas paleozoicas y las rocas miocenas, situando su formación durante la extensión Neógena.

Secuencia paragenética y microestructuras

El estudio petrográfico ha permitido establecer la siguiente secuencia paragenética:

1) Cuarzo±clorita. Es la principal asociación que forma las venas de cuarzo hercínicas. Los cristales de cuarzo son inequigranulares, hasta 7 mm de tamaño, y tienen bordes interlobulados. Presentan extinción ondulante, subgranos, lamelas de deformación y son ricos en inclusiones (Fig. 3A).

2) Albita-cuarzo-clorita±titanita-rutilo. Esta paragénesis está asociada a la primera fase deformativa identificada tras los filones de cuarzo (Fig. 3B). Se desarrolla en las venas de dicha fase y cementa la primera generación de brechas (Fig. 3C). También se observa en pequeñas cizallas y fracturas de abertura que afectan a los grandes cristales de cuarzo hercínicos y en el contacto entre dichos cristales. El cuarzo está limpio de inclusiones y en las fracturas de abertura crece en continuidad óptica con los granos encajantes. La albita forma cristales prismáticos, de 50 a 770 µm, con macla de Carlsbad y alterados a caolinita. La clorita generalmente presenta morfología vermicular.

3) Cuarzo-dolomita-clorita. Esta paragénesis se desarrolla en pequeñas fracturas que afectan a los cristales de cuarzo hercínicos, en puntos triples generados entre los cristales de cuarzo y en vacuolas (Fig. 3D). El cuarzo está limpio de inclusiones y crece en continuidad óptica con los granos encajantes. La

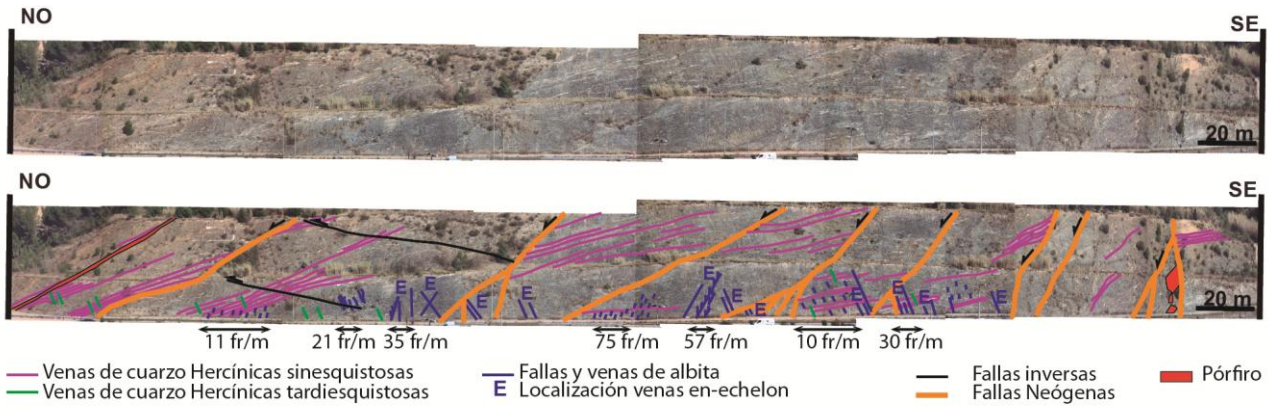


FIGURA 2. *Interpretación con las diferentes estructuras identificadas en el afloramiento del Turó de les Forques.*

dolomita forma rombos de tamaño entre 50 y 340 µm y presenta una catodoluminiscencia rojo apagado. Finalmente la clorita presenta morfología vermicular y fibroso-radial.

4) Calcita 1±barita. Esta asociación se presenta en las fracturas subhorizontales de la segunda fase deformativa, en porosidades residuales y como cemento de la segunda generación de brechas (Fig. 3D-E). La calcita se caracteriza por cristales euhédricos de tipo drusy entre 40 µm y 1 mm de tamaño y catodoluminiscencia naranja zonada. La barita forma prismas de hasta 1,5 mm de longitud y 140 µm de grosor.

5) Calcita 2. Esta calcita es de edad Neógena pues cementa las últimas fallas normales de dirección NNO-SSE asociadas a esta etapa. Se caracteriza por cristales subhédricos de tipo drusy de 80 a 520 µm de tamaño con catodoluminiscencia naranja en las fracturas de cizalla y por cristales blocky subhédricos a redondeados de 60 µm a 1 mm de tamaño con una catodoluminiscencia zonada naranja-no luminiscente en las fracturas de abertura (Fig. 3F).

Geoquímica

Cementos de calcita y dolomita. La dolomita se caracteriza por valores de $\delta^{18}O$ entre -6.3 y -4.9‰VPDB y de $\delta^{13}C$ entre -11.7 y -8‰VPDB. La calcita 1 presenta valores entre -9 y -6.5‰VPDB para $\delta^{18}O$ y entre -12.7 y -9.7 para $\delta^{13}C$ mientras que la calcita 2 tiene valores de $\delta^{18}O$ entre -15 y -12.2‰VPDB y de $\delta^{13}C$ entre -7.4 y -6.3‰VPDB.

Cementos de clorita. La clorita se divide en dos grandes grupos. Las cloritas que pertencen a las asociaciones cuarzo±clorita y cuarzo-albita-clorita±titanita-rutilo se clasifican como ripidolitas mientras que las cloritas de la asociación cuarzo-dolomita-clorita se clasifican como brunsvigitas según la clasificación de Foster (1962).

DISCUSIÓN

Las venas de cuarzo son muy frecuentes en las rocas metamórficas de grado bajo a lo largo de la CCC pues están estrechamente ligadas a la deformación y fluidos ricos en sílice producidos durante este metamorfismo. En cambio, las venas de albita (cuarzo-albita-clorita±titanita-rutilo) y la paragénesis cuarzo-dolomita-clorita, son exclusivas de las filitas ordovícicas del Turó de les Forques. La asociación mineral cuarzo-albita-clorita±titanita-rutilo cementa las primeras brechas producidas durante la primera fase deformativa, marcando el cambio de condiciones dúctiles a frágiles. Además, las bandas de venas en-echelon cementadas por dicha paragénesis indican su formación bajo un campo de esfuerzos extensivos. Por lo tanto, esta primera fase deformativa está posiblemente ligada a la extensión Mesozoica. No obstante, esta paragénesis no ha sido observada en ninguno de los estudios sobre deformación y fluidos en rocas mesozoicas y paleozoicas de la CCC (Baqués et al., 2012; Cantarero et al., 2014). Este hecho tiene dos implicaciones: 1) La roca encajante ejerce un control importante sobre el tipo de fluidos. Las filitas ordovícicas están formadas por la paragénesis cuarzo-albita-moscovita-clorita y dentro de la secuencia metamórfica también están las calizas devónicas que podrían aportar el carbonato para el cemento de dolomita. 2) Debe existir también un control estructural diferencial del Turó de les Forques respecto a otras localizaciones de la CCC donde afloran estas filitas.

La segunda fase deformativa, debido al desarrollo de cabalgamientos y fracturas subhorizontales, se ha relacionado con la compresión Paleógena. La señal isotópica de la calcita 1, asociada a esta etapa, está más empobrecida en oxígeno y carbono que en otras zonas del macizo del Garraf (Baqués et al., 2012). El ligero empobrecimiento en oxígeno podría deberse a un aumento de las condiciones de enterramiento, y por tanto de temperatura, de las filitas respecto a los depósitos cretácicos. Por otro lado, el empobrecimiento de carbono, podría deberse a procesos de sulfato reducción, como podría indicar la asociación de esta calcita con barita. La segunda brecha cementada por esta asociación se produciría durante una segunda

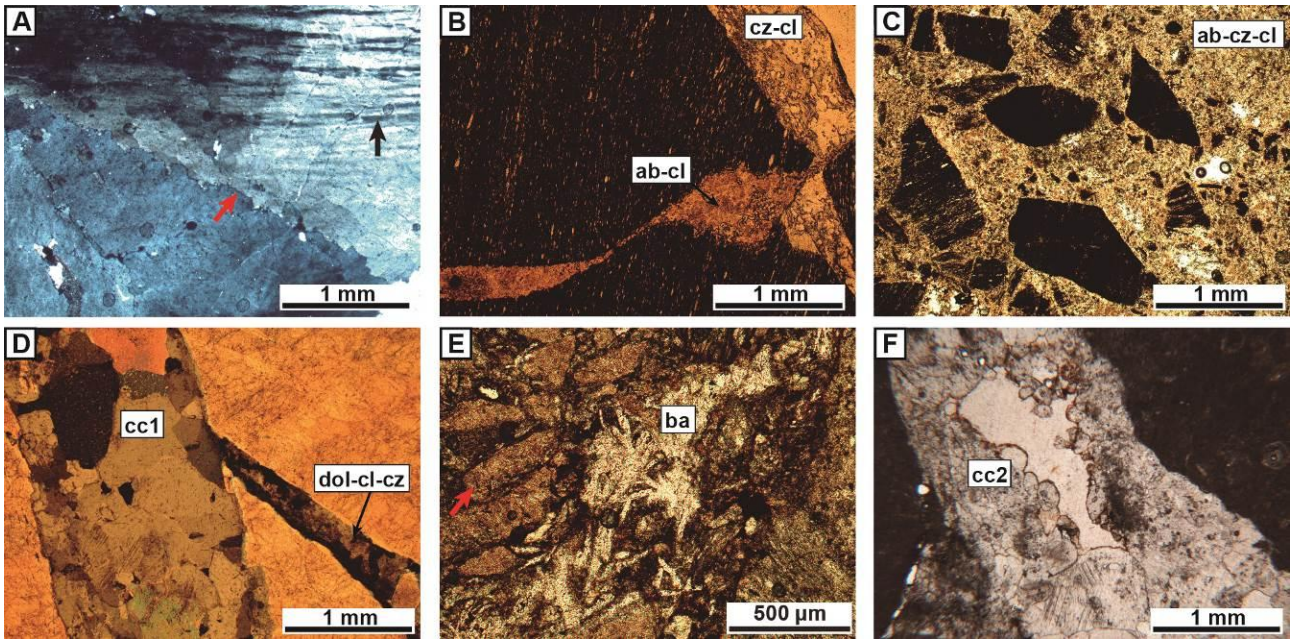


FIGURA 3. *Microfotografías de las asociaciones minerales. A) Cristales de cuarzo hercínicos con subgranos, bordes interlobulados (flecha roja) y lamelas de deformación (flecha negra) (nícoles cruzados). B) Vena de cuarzo-clorita desplazada por la vena de albita-clorita (luz paralela). C) Primera generación de brechas cementada por la asociación albita-cuarzo-clorita (luz paralela). D) Fractura cementada por dolomita-clorita-cuarzo cortada por una fractura cementada por la calcita 1 (nícoles cruzados). E) Segunda generación de brechas con clastos formados por venas de albita (flecha roja) y filitas cementadas por cristales prismáticos de barita (luz paralela). F) Fractura cementada por la calcita 2, caracterizada por sus cristales redondeados (luz paralela).*

reactivación de la falla formada en el Mesozoico durante este episodio compresivo.

Finalmente, la calcita 2 tiene los mismos valores de oxígeno y carbono que la calcita en las fallas normales desarrolladas en las areniscas y conglomerados Burdigalienses del alrededor del Turó de les Forques (Travé et al., 2009). Éstos fueron interpretados como fluidos meteóricos que entraron en la cuenca por su margen norte durante la etapa de sin-rift.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en este trabajo permiten establecer que el flujo de fluidos durante las deformaciones Hercínica y Mesozoica tuvo lugar a escala local y estuvo claramente controlado por la roca encajante, es decir, las filitas ordovícicas. Por el contrario, en el caso de la deformación Paleógena y Neógena el flujo de fluidos se produce a escala de cuenca en un sistema hidrológico abierto establecido por la entrada de aguas meteóricas. Además, la elevada superposición de venas y fracturas en el Turó de les Forques formadas del Hercínico al Neógeno, y algunas de ellas exclusivas de esta zona, indica un importante control estructural en este pequeño bloque aislado.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está financiado por el proyecto CGL2015-66335-C2-1-R y el Grup Consolidat de Recerca Geologia Sedimentària 2014SGR-251.

REFERENCIAS

Baqués, V., Travé, A., Roca, E., Marín, M. y Cantarero, I. (2012): Geofluid behaviour in successive extensional and compressional events: a case study from the southwestern end of the Vallès-Penedès Fault (Catalan Coastal Ranges, NE Spain). *Petroleum Geoscience*, 18: 17-31.

Berwouts, I., Van Noorden, M., Muchez, Ph., Boyce, A.J. y Sintubin, M. (2008): Inferring intermediate-scale fluid flow in a heterogeneous metasedimentary multilayer sequence during progressive deformation: evidence from the Monts d'Arrée slate belt (Brittany, France). *Geofluids*, 8: 143-158.

Cantarero, I., Travé, A., Alías, G. y Baqués, V. (2014): Polyphasic hydrothermal and meteoric fluid regimes during the growth of a segmented fault involving crystalline and carbonate rocks (Barcelona Plain, NE Spain). *Geofluids*, 14: 20-44.

Foster, M.D. (1962): Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *US Geological Survey Professional Paper*, 414-A: 1-33.

Miller, J.A. y Cartwright, I. (2006): Albite vein formation during exhumation of high-pressure terranes: a case study from alpine Corsica. *Journal of Metamorphic Geology*, 24: 409-428.

Travé, A., Roca, E., Playà, E., Parcerisa, D., Gómez-Gras, D. y Martín-Martín, J.D. (2009): Migration of Mn-rich fluids through normal faults and fine-grained terrigenous sediments during early development of the Neogene Vallès-Penedès half-graben (NE Spain). *Geofluids*, 9: 303-320.

Sobre la presencia o ausencia de carbonatitas en la región volcánica del Campo de Calatrava. Nuevas evidencias a partir del microanálisis elemental e isotópico (Sr) de carbonatos

On the presence or absence of carbonatites in the volcanic region of Campo de Calatrava. New evidence from the elemental and Sr isotope microanalysis of carbonates.

M. Carracedo Sánchez[1], F. Sarrionandia[2], S. García de Madinabeitia[3] y J.I. Gil-Ibarguchi[1]

1 Dpto. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Sarriena s/n, 48940 Leioa. manuel.carracedo@ehu.eus, josei.gil@ehu.es
2 Dpto. Geodinámica, Facultad de Farmacia, Universidad del País Vasco UPV/EHU, 01006 Vitoria. fernando.sarrionandia@ehu.es
3 SGIker-Geocronología y Geoquímica Isotópica, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Sarriena s/n, 48940 Leioa. sonia.gdm@ehu.es

Resumen: Algunas de las calcitas que aparecen como glóbulos inmiscibles o en la matriz de las lavas nefeliníticas-melilitíticas del dique de alimentación del volcán Cabezo Segura (Región Volcánica del Campo de Calatrava) presentan contenidos elevados de SrO (>0.7%) y bajos de MgO (<0.2%) similares a los de calcitas en carbonatitas de otras partes del mundo (e.g., Henkenberg, Kaiserstuhl, Alemania). La presencia de estas calcitas magmáticas, en equilibrio isotópico (Sr_i=0.703-0.707) con las lavas, permite suponer que la fragmentación explosiva de estos magmas y la acumulación de los carbonatos sobre el terreno podría formar depósitos piroclásticos carbonatíticos. Sin embargo, la formación de auténticas carbonatitas (rocas con más de un 50% de carbonato magmático) requeriría una separación muy efectiva y una acumulación sumamente selectiva de cristales y fragmentos de cristales de calcita rica en Sr que forman menos del 10% de los cristales del dique de alimentación. Así, los datos obtenidos en este trabajo demuestran la existencia de calcitas magmáticas ricas en Sr en las lavas ultrabásicas alcalinas del dique de alimentación de Cabezo Segura pero descartan que los depósitos formados esencialmente por carbonato pobre en Sr, intercalados en las tefras de lapilli nefelinítico-melilítico del mismo volcán, sean carbonatitas piroclásticas.

Palabras clave: carbonatita, nefelinita, melilitita, Cabezo Segura, Calatrava.

Abstract: *Some calcites found as immiscible globules or in the matrix in the nephilinite-melitite lavas of the feeder dyke of the Cabezo Segura volcano (Volcanic Region of the Campo de Calatrava) show high SrO (>0.7%) and low MgO (<0.2%) contents similar to those in calcite of carbonatites elsewhere (e.g., Henkenberg, Kaiserstuhl, Germany). The occurrence of those magmatic calcites, in isotopic equlibrium (Sr_i=0.703-0.707) with the host lava allows to consider that the explosive fragmentation of those magmas and the accumulation of carbonates on the field could form carbonatite pyroclastic deposits. Yet, the formation of true carbonatites (rocks with more than 50% of magmatic carbonate) would require a highly efficient separation and extremely selective accumulation of Sr-rich calcite crystals and crystals fragments that account for just <10% of the crystals of the feeder dyke. Thus, the results obtained attest to the occurrence of Sr-rich magmatic calcite within the alkaline ultrabasic lavas of the feeder dyke of the Cabezo Segura volcano but exclude the deposits made essentially of Sr-poor carbonate, intercalated within the tephra of nephelinite-melilitite lapilli of the same volcano, from being considered as pyroclastic carbonatites.*

Key words: *carbonatite, nephelinite, melilitite, Cabezo Segura, Calatrava.*

INTRODUCCIÓN

Reputados geólogos especialistas en carbonatitas han estudiado en los últimos años los carbonatos que, como amígdalas, inclusiones en minerales o glóbulos inmiscibles, albergan las lavas feldespatoídicas y melilíticas de la Región Volcánica del Campo de Calatrava (RVCC). Algunos de estos estudios han concluido que los carbonatos son de origen ígneo (e.g., Bailey et al., 2005; Humphreys et al., 2010). Otros sugieren que los carbonatos se han podido formar por fusión de rocas calizas basicrustales atrapadas y fundidas por los magmas alcalinos durante su ascenso (Lustrino et al., 2016). También han fijado su atención en los depósitos ricos en carbonato y las tefras nefeliníticas-melilíticas cementadas por carbonato que forman parte de los distintos volcanes de la RVCC. Stoppa et al. (2011) señalan que estos depósitos carbonatados son carbonatitas piroclásticas.

Pero se debe trabajar también con otras hipótesis. Tanto los carbonatos que se encuentran en las amígdalas de las lavas como en los depósitos piroclásticos ricos en carbonato pueden tener su origen en la circulación de agua rica en carbonato, y derivada de las cuencas endorreicas sobre las que se edifican muchos volcanes de la RVCC, debido a la elevación

del gradiente geotérmico local asociado al ascenso de las lavas.

El elevado contenido en SrO de las carbonatitas (rocas ígneas formada por el enfriamiento y consolidación de una magma carbonatado) y de los carbonatos que las forman ha sido utilizado con frecuencia como clave en la identificación de las auténticas carbonatitas magmáticas, ya que las calizas y los carbonatos que las forman tienen composiciones sensiblemente más bajas en SrO. Baker (2007) sugiere que los análisis de roca total o de carbonatos disueltos tienen menos significado diagnóstico que los datos obtenidos por microsonda y microperforación sobre los cristales de carbonato. Por ello, en este trabajo presentamos los datos químicos obtenidos por microsonda electrónica y ablación láser Q/MC-ICP-MS sobre los carbonatos que alberga el dique de alimentación del volcán Cabezo Segura (RVCC), prestando especial atención al Sr elemental e isotópico, para tratar de establecer si son o no son originalmente magmáticos. También hemos analizado uno de los depósitos rico en carbonato que afloran intercalados con las rocas volcánicas, considerados carbonatitas por Stoppa et el (2011), para discutir si están formados o no por carbonatos magmáticos. Finalmente, y a efectos de comparación, hemos analizado la composición química de las calizas que afloran en la base y el entorno del volcán.

LA REGIÓN VOLCÁNICA DE CAMPO DE CALATRAVA

Esta región volcánica se ubica en la provincia de Ciudad Real, y está formada por más de 300 centros volcánicos dispersos a través de unos 5000 km^2 (López Ruiz et al., 2002; Ancochea, 2004 y referencias incluidas). Los volcanes están asentados en terrenos Paleozoicos cubiertos localmente por sedimentos Cenozoicos. El sustrato Paleozoico incluye pizarras y cuarcitas de edad Ordovícico-Silúrico, fuertemente plegadas y deformadas durante la orogenia Varisca, y fracturadas posteriormente durante la orogenia Alpina. Este basamento está cubierto discordantemente por sedimentos lacustres y fluviales depositados en cuencas limitadas por fallas activas desde el Mioceno en respuesta a una tectónica extensional

Los centros volcánicos fueron construidos por erupciones esencialmente estrombolianas e hidrovolcánicas, aunque hay también depósitos que responden a dinamismos hawaianos. La actividad estromboliana generó conos de cinder y pequeñas coladas de lava, mientras que la actividad hidrovolcánica formó maares, anillos de tobas y algunos cráteres de explosión. La actividad hawaiana forma coladas de lavas, spatter y tefras achnelíticas. Hay volcanes en los que alternan depósitos estrombolianos, hidrovolcánicos y hawaianos, reflejo de cambios en la dinámica eruptiva.

Las rocas volcánicas son basaltos olivínicos, basanitas, nefelinitas, leucititas olivínicas y melilititas. Las composiciones de elementos mayores y trazas de

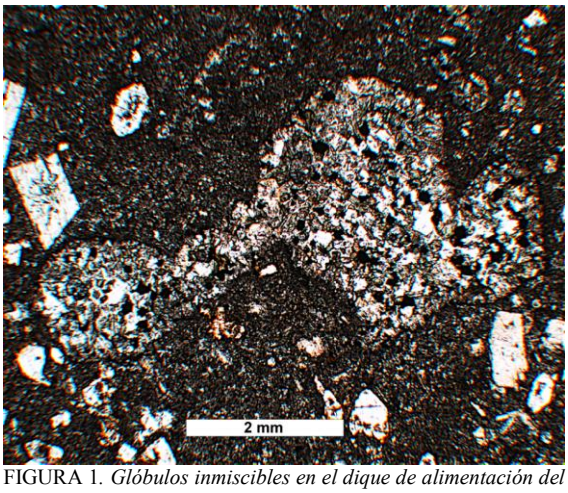


FIGURA 1. *Glóbulos inmiscibles en el dique de alimentación del volcán Cabezo Segura formados por nefelina, clinopiroxeno, opacos y calcita rica en Sr.*

estas rocas son típicas de magmas máficos alcalinos de intraplaca continental. La primera fase del vulcanismo se desarrolló al final del Mioceno sucediéndose las erupciones volcánicas hasta el cuaternario. Este magmatismo alcalino ha sido relacionado con un complejo sistema de rifts y megafallas transtensionales que se extiende desde el norte de África hasta Escandinavia a través de la costa mediterránea española, Francia y Centro-Europa (Trans-Moroccan-Mediterranean-European fault system, López Ruiz et al., 2002).

EL DIQUE DE ALIMENTACIÓN DEL VOLCÁN CABEZO SEGURA

El volcán Cabezo Segura está formado por dos focos volcánicos separados aproximadamente 1.5 km. Ambos focos tuvieron dinámicas eruptivas similares y edificaron simultáneamente dos edificios volcánicos solapados, asentados sobre calizas. La actividad fue efusiva (coladas de lava de $\leq$20 m de potencia y extensión reducida, 2-3 km) y explosiva con episodios tanto estrombolianos como hawaianos y, en menor medida hidrovolcánicos, que contribuyeron al desarrollo de un importante depósito piroclástico, muy degradado por explotaciones mineras actualmente inactivas.

En las canteras excavadas en el cono de escorias sólo se observa un dique. Su trazado en planta es semianular y su potencia varía entre 30 cm y 1.5 m. Se trata de un dique múltiple, que refleja la intrusión de varios pulsos de lava ultrabásicos, y vertical, que atraviesa prácticamente todo el depósito piroclástico. Las rocas tienes una textura porfídica con matriz micro- criptocristalina amigdalar – globular. Los fenocristales son de olivino y clinopiroxeno. La matriz

está formada por olivino, clinopiroxeno, opacos, nefelina, carbonato, ± melilita. La presencia de melilita y de nefelina en las rocas, en cantidades variables, hace que su clasificación modal varíe entre melilititas olivínicas con nefelina y nefelinitas con melilita.

Las vesículas muestran formas circulares y suelen estar rellenas de carbonatos; muchas de ellas presentan un borde palagonítico, generalmente fibropalagonítico. Los glóbulos de carbonato presentan rasgos texturales que apuntan a la desmezcla de un fundido silicatado-carbonatado, como meniscos curvados y bien definidos hacia la parte silicatada, formas ameboidales y protrusiones. Algunas veces el carbonato está acompañada por piroxenos y/o nefelina formando glóbulos de microurtitas a micromelteigitas con carbonato (Fig. 1). El carbonato aparece también alguns veces como cristales intersticiales xenomorfos a hipidiomorfos en la matriz de las lavas.

El dique, múltiple, está formado por rocas ultrabásicas aunque de composición ligeramente diferentes, con contenidos en SiO_2 que varían entre 35.59–39.37 % en peso, contenidos en CaO que varían entre 15.61% y 18.79% en peso, y LOIs variables entre 4.15–10.04 % en peso. Las rocas se clasifican como foiditas en el diagrama TAS. Los contenidos en aquellos elementos traza que son más diagnósticos de las carbonatitas son relativamente elevados: Sr = 1554-1069 ppm, Ba = 364–497 ppm, Zr = 574–625 ppm y La = 177–197.

COMPOSICIÓN DE LOS CARBONATOS EN EL DIQUE Y EN LOS DEPÓSITOS RICOS EN CARBONATO

Los carbonatos analizados son muy ricos en CaO (53 - 61% en peso) y muy pobres en Fe_2O_3 (0-0.4% en peso), MgO (0 - 1.69% en peso; con un valor de 3.6%), Na_2O (0 – 0.09% en peso) y K_2O (0-0.02 % en peso), por lo cual se trata en todos los casos de calcitas.

Composición química de los carbonatos del dique

La composición química del Sr elemental de las calcitas analizadas en las amígdalas y glóbulos del dique identifica claramente dos poblaciones de cristales. Unos son ricos en Sr, con contenidos en SrO comprendidos entre 0.5-4% en peso. Otros, por el contrario son pobres en Sr, con valores de SrO comprendidos entre 0.2-0% en peso. Los carbonatos ricos en Sr no tienen prácticamente MgO ni Rb. Los carbonatos pobres en Sr son algo más ricos en MgO, 0.3% - 1.3% en peso, y sus contenidos en Rb varían entre 30 y 60 ppm. Todas las calcitas son pobres en BaO (<0.06% en peso) y ZrO_2 (<0.06% en peso).

Dadas las diferencias elementales de los distintos cristales analizados, el análisis isotópico mediante MC-ICPMS ha tenido un éxito desigual. Así, mientras en los cristales de calcita rica en Sr se obtienen relaciones isotópicas con errores aceptables, los análisis de las calcitas pobres en Sr presentan unos errores muy elevados que no permiten discernir con claridad la existencia de diferencias isotópicas significativas entre ambos grupos. Las relaciones isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en el grupo rico en Sr varían entre 0.703 y 0.707; dada la baja relación Rb/Sr obtenida y la edad de las lavas del volcán (≈3.6 Ma; Ancochea, 2004 y referencias incluidas), podemos asumir que la relación calculada de Sr es aproximadamente representativa de su valor inicial.

Composición química de las calcitas en los depósitos ricos en carbonato

Los análisis realizados sobre las calcitas de los depósitos ricos en carbonato intercalados en el depósito volcánico (supuestas tobas de surges carbonatíticas; Stoppa et al., 2011) indican que la mayor parte de las calcitas (42 análisis) son pobres en Sr, con contenidos en SrO comprendidos entre 0 – 0.12% en peso. Sólo 3 cristales superan este valor (0.23 – 0.35% en peso). Todos los cristales analizados presentan contenidos en MgO comprendidos entre 0.3-1.69% en peso (con un valor de 3.6%) y sus contenidos en Rb varían entre 20 y 80 ppm. Todas las calcitas son pobres en BaO (<0.06% en peso) y ZrO_2 (<0.05% en peso).

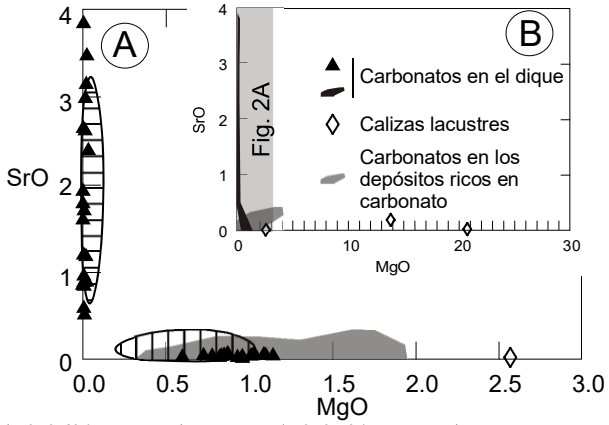


FIGURA 2. *Diagrama SrO-MgO (% en peso) para: (i) calcita de varios tipos en el dique de alimentación del volcán Cabezo Segura (triángulos en A), (ii) calcita en los depósitos ricos en carbonato intercalados en el cono volcánico (campo sombreado en A), y (iii) calizas (roca total) de la base y el entorno del volcán (rombos en A y B). Rayado horizontal: campo de las calcitas de origen magmático (Barker, 2007; Mattsson y Reusser, 2010); rayado vertical: campo de las calcitas de origen secundario (Barker, 2007).*

DISCUSIÓN

Las calcitas ricas en Sr tienen un contenido en SrO (0.5-4% en peso), próximo al rango de variación de los carbonatos mantélicos (0.1-3.3 % en peso) del volcán Oldoinyo Lengai, en Tanzania (Mattsson y Reusser, 2010; Mitchell y Kameenetsky, 2012). Baker (2007) considera que los cristales de calcita magmática

incluidos en lapillis carbonatíticos tienen valores de SrO situados por encima de 0.7% en peso y sus contenidos en MgO son inferiores al 0.2% en peso (Fig. 2). Los valores de Sri, mayoritariamente en el rango 0.703-0.705, indican también que estos carbonatos ricos en Sr pueden estar en equilibrio isotópico con el fundido ultrabásico, cuyo contenido en las lavas de la RVCC es del orden de 0.703–0.706 (Cebria, 1992). Entonces, los cristales de calcita ricos en Sr estudiados, que cumplen perfectamente estos requisitos químicos, tanto elementales como isotópicos, podrían ser magmáticos.

Las calcitas pobres en Sr analizadas en el dique del volcán Cabezo Segura tienen por el contrario un contenido en SrO (0-0.2% en peso) más bajo y un contenidos en MgO (0.3-1.3% en peso) más alto que las carbonatitas magmáticas (SrO > 0.8% en peso, MgO < 0.2% en peso; Baker, 2007; Fig. 2). Los contenidos en Sr están comprendidos dentro del rango de las calizas del entorno del volcán Cabezo Segura (SrO = 0.02-0.19% en peso). Entonces, la formación de estos carbonatos puede estar relacionada con las calizas que afloran en la base del este volcán. Se han podido formar por fusión y digestión de rocas calizas o barros micríticos atrapados por los magmas alcalinos durante su ascenso en la base del edificio volcánico. Pero también se han podido formar por la percolación de fluidos hidrotermales tardíos ricos en carbonatos que circulan a través del depósito volcánico. Estos fluidos pueden precipitar carbonatos en las vesículas del dique.

Las calcitas ricas en Sr del dique de alimentación del volcán Cabezo Segura presentan características geoquímicas que podrían ser compatibles con un origen magmático primario. Si el magma que alberga estas calcitas se fragmentara de forma explosiva, los cristales y los fragmentos de cristales de calcita magmática podrían incorporarse a los depósitos piroclásticos junto con otros fragmentos juveniles silicatados (vidrios, cristales y fragmentos de cristales de olivino, clinopiroxeno, etc) y con carbonatos pobres en Sr. Sin embargo, las calcitas ricas en Sr forman menos del 30% de las calcitas analizadas en el dique, por lo cual su acumulación no podría formar auténticas carbonatitas, con más del 50% de carbonato magmático, salvo que su separación del resto de los piroclastos silicatados generados por la explosión durante el vuelo y su concentración sobre el terreno fueran extremadamente efectivos. El volumen apróximado de estos cristales de calcita magmática en la roca (< 10% modal) y está última condición limita de forma importante la posibilidad de encontrar carbonatitas auténticas en el volcán Cabezo Segura.

Las calcitas que forman las supuestas tobas de surges carbonatíticas de Stoppa et al. (2011) son mayoritariamente más pobres en Sr y algo más ricas en MgO que las calcitas magmáticas (Baker, 2007) y son prácticamente iguales, en lo que a MgO y SrO se refiere, a los carbonatos pobres en Sr que se encuentran en el dique de alimentación. Los datos de Sr y Mg sugieren entonces origenes secundarios para los carbonatos analizados.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por los Proyectos CGL2015-63530-P y GIU15/05.

REFERENCIAS

Ancochea, E. (2004). La región volcánica del Campo de Calatra En: *Geología de España* (J.A. Vera, eds.). SGE-IGME, Madrid, 676–677.

Bailey, K., Garson, M., Kearns, S y Velasco, P.A. (2005). Carbonate volcanism in Calatrava, central Spain: a report on the initial findings. *Mineralogical Magazine*, 69(6): 907-915.

Barker, D.S. (2007). Origin of cementing calcite in "carbonatite" tuffs. *Geology*, 35: 371-374.

Cebriá, J.M. (1992). *Geoquímica de las rocas basálticas y leucititas de la región volcánica de Campo de Calatrava, España*. Tesis Doctoral, Univ Complutense Madrid, 314 p.

Humphreys E.R., Bailey, K., Hawkesworth, C.J., Wall, F., Najorka, J. y Rankin, A.H. (2010). Aragonite in olivine from Calatrava, Spain-Evidence for mantle carbonatite melts from >100 km depth. *Geology* 38: 911-914.

López Ruiz, J.L., Cebriá, J.M. y M. Doblas, M. (2002). Cenozoic volcanism I: the Iberian Peninsula. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, eds.). The Geological Society, London, 417–438.

Lustrino, M., Prelevic, D., Agostini, S., Gaeta, M., Di Rocco, T., Stagno, V., Samuele, L y Capizzi, S.L. (2016). Ca-rich carbonates associated with ultrabasic ultramafic melts: carbonatite or limestone xenoliths?. A case study from the late Miocene Morron de Villamayor volcano (Calatrava volcanic field, central Spain). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2016.02.026.

Mattsson, H.B. y Reusser, E., (2010). Mineralogical and geochemical characterization of ashes from the early phase of the explosive September 2007 eruption of Oldoinyo Lengai (Tanzania). *Journal of African Earth Sciences*, 58: 752–763.

Mitchell, R.H., y Kamenetsky V.S. (2012). Trace element geochemistry of nyerereite and gregoryite phenocrysts from natrocarbonatite lava, Oldoinyo Lengai, Tanzania: Implications for magma mixing. *Lithos*, 152: 56–65.

Stoppa, F., Lloyd, F.E., Tranquilli, A. y Schiazza, M. (2011). Comment on: Development of spheroid "composite" bombs by welding of juvenile spinning and isotropic droplets inside a mafic "eruption" column. By Carracedo Sanchez et al. (2009). *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 204: 107-116.

Caracterización petrológica y geoquímica del moteado leucocrático en rocas basálticas alcalinas

Petrological and geochemical characterization of sunburns in alkaline basaltic rocks

G.Gisbert[1], M. Aulinas[2], M. Garcia-Valles[3], D. Fernandez, D. Gimeno[2] y P. Zagozdzon[4]

1 Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México D.F. (Mexico). ggisbertp@hotmail.com
2 Dept. de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona. C/ Martí Franquès s/n, 08028 Barcelona. meritxellaulinas@ub.edu; domingo.gimeno@ub.edu
3. Dept. de Cristal·lografia, Mineralogia i Universitat de Barcelona. C/ Martí Franquès s/n, 08028 Barcelona. maitegarciavalles@ub.edu
4. Facultad de Geoingenieria, Mineria y Geología, Wroclaw Univeristy of Technology, 2. Teatralny Sq., 50-051 Wroclaw (Polonia). pawel.zagozdzon@pwr.edu.pl

Resumen: La presencia de un moteado leucocrático en basaltos alcalinos es un aspecto bastante frecuente en este tipo de lavas. A pesar de ello los estudios sobre su origen e implicaciones son hoy en día escasos y controvertidos. Es por ello que en el presente trabajo se presenta un estudio detallado del moteado en el que se incluyen relaciones de campo así como una caracterización textural, mineralógica y geoquímica de una selección de muestras. Los resultados obtenidos permiten sugerir que el moteado leucocrático se desarrolla como consecuencia del remplazamiento postmagmático de leucita primaria intersticial, dispuesta en forma de cuerpos poiquilíticos, por analcima secundaria. El aumento de volumen que supone este remplazamiento explica el mayor grado de fracturación de los minerales esenciales (olivino, clinopiroxeno y plagioclasa) así como la formación de grietas capilares que se disponen de forma radial desde los motes y que pueden llegar a comprometer la coherencia de la roca. Las observaciones realizadas indican que el desarrollo y tipología de moteado están fuertemente condicionados por la temperatura de la roca y la presencia de agua.

Palabras clave: moteado leucocrático, basaltos alcalinos, analcimitización, leucita poiquilítica intersticial.

Abstract: *The presence of sunburns is a common feature in alkaline basaltic rocks. Despite their frequent occurrence, works that have studied the origin and implications of sunburn presence are still scarce and controversial. In this study we present a detailed work on sunburns including field relations and a textural, mineralogical and geochemical characterization of a set of selected samples. The obtained results evidence that leucocratic discolorations are developed as a consequence of post-magmatic replacement of primary interstitial groundmass leucite arranged in poikilitic bodies by secondary analcime. The volume increase associated to this replacement explains the major degree of fracturing of the framework minerals (olivine, clinopyroxene and plagioclase) as well as the development of radial capillary cracks that radiate outwards from the sunburns. Both characteristics can compromise the coherence of the rock. Al the observations indicate that the combination of rock temperature and water supply strongly conditions de development and type of sunburns.*

Key words: *sunburns, alkaline basalts, analcimization, interstitial poikilitic leucite.*

INTRODUCCIÓN

Una característica bastante frecuente en rocas basálticas alcalinas es la presencia de un moteado leucocrático (normalmente de color gris claro o blanco y menos frecuentemente con tonalidades rojizas) de tamaño inferior a 20 milímetros que se distribuye uniformemente en toda la muestra y que suele presentar morfologías generalmente redondeadas (Fig. 1). Su distribución en los cuerpos lávicos puede ser altamente variable y su concentración puede alcanzar el 85% en volumen si bien normalmente ocupan menos del 50% en volumen (Zagozdon, 2003). Asociado a este moteado se observan grietas capilares que se propagan radialmente desde los motes y que pueden comprometer la coherencia de la roca provocando en última instancia su fragmentación.

Si bien esta característica de las lavas alcalinas fue ya descrita a finales del siglo diecinueve, su origen y desarrollo resulta todavía hoy en día controvertido. Existen numerosas hipótesis sobre su formación en las que se incluyen: 1) acumulación heterogénea de volátiles en los magmas (Pukall, 1940), 2) procesos de origen magmático tardío (Ernst y Drescher-Kaden, 1940), 3) asimilación de granos de cuarzo de la roca caja por parte del magma basáltico (Schreiber, 1991), 4) transformación de minerales menos estables (olivino o feldespatoides) así como vidrio volcánico en minerales de las arcillas por la acción de soluciones acuosas que penetran a través de grietas (Kühnel et al.,

1994), o 5) combinación de procesos magmáticos tardíos y factores atmosféricos (Zagozdon, 2001; 2003). A pesar de la variabilidad de hipótesis, ninguna de ellas explica satisfactoriamente la formación y características del moteado leucocrático.

FIGURA 1. *Típico moteado leucocrático presente en numerosas lavas basálticas alcalinas. En general, el moteado (en este caso de color gris claro) presenta formas bastante redondeadas.*

En este trabajo se presenta un estudio sobre el origen y características de este fenómeno basado en resultados de campo, petrográficos, mineralógicos y geoquímicos. El estudio se ha desarrollado principalmente en la Zona Volcánica de la Garrotxa (NE Peninsular) donde se encuentran afloramientos de volcanismo efusivo excepcionales. De forma complementaria se han analizado muestras equivalentes procedentes del Macizo Central Francés (S Francia) y de Silesia (SO Polonia). Estas tres zonas volcánicas monogenéticas se asocian a un volcanismo alcalino de intraplaca continental que se desarrolló durante el Terciario y Cuaternario. Mientras que la Zona Volcánica de la Garrotxa y el Macizo Central Francés se relacionan con la apertura del Rift Central Europeo, la zona volcánica de Silesia forma parte de la provincia volcánica Terciaria de Europa Central.

RELACIONES DE CAMPO

El estudio de las relaciones de campo se ha llevado a cabo en uno de los afloramientos más importantes de la Zona Volcánica de la Garrotxa como es la Pedrera del Boscarró (42º12´54´´N, 2º30´38´´E). La acción erosiva del río Fluvià y la riera de Bianya en la localidad de Sant Joan les Fonts han puesto al descubierto la superposición de tres coladas de lava que se vertieron por los antiguos cauces de estos ríos. En la cantera del Boscarró se expone la colada de lava superior que se asocia a la actividad inicial del volcán la Garrinada hace aproximadamente 133 ± 12 ka. Esta colada, de composición basanítica, presenta estructuras de enfriamiento como son disyunciones columnares en su base y techo, y disyunciones tabulares en la parte central. Además de esta estructura general, la colada presenta otras estructuras en las que generalmente se asocia la formación del moteado leucocrático (Fig. 2). Estas incluyen: 1) *blisters* en la base de la colada, 2) deformación plástica en el contacto entre la colada y el depósito fluvial que la separa de la colada intermedia, 3) peperitas, 4) hidroclastitas, y 5) grandes fracturas que cruzan toda la colada de lava. Gran parte de estas estructuras son indicativas de una saturación en agua de la terraza fluvial en el momento de emplazamiento de la colada.

FIGURA 2. *Detalle de una hidroclastita con presencia de moteado blanco*

Características del moteado leucocrático

El moteado que se observa en la colada de lava de la Cantera del Boscarró no es uniforme ni presenta una distribución homogénea. Teniendo en cuenta el color, se diferencian motes blancos-grisáceos, rojos, y algunos de rosados. Éstos no se encuentran mezclados unos con los otros sino que aparecen de forma transicional en la roca. Independientemente del color, los motes pueden formar cuerpos esféricos irregulares distribuidos en todo el volumen de roca (moteado tridimensional), o bien pueden presentarse en forma de cuerpos circulares únicamente en la superficie de la lava (motes bidimensionales). En función de la presencia o ausencia de moteado en la roca, así como de las características anteriormente citadas se han distinguido los cuatro tipos de lava:

1) con moteado blanco ocupando todo el volumen de roca (lavas tipo 1),
2) con moteado rojizo ocupando todo el volumen de roca (lavas tipo 2),
3) con moteado (blanco o rojizo) únicamente superficial (lavas tipo 3), y
4) sin moteado aparente (lavas tipo 4).

TECNICAS ANALÍTICAS

El estudio textural, mineralógico y geoquímico de una selección de muestras representativas la Zona Volcánica de la Garrotxa, así como del Macizo Central Francés y de Silesia se ha realizado mediante Fluorescencia de Rayos X (FRX), Espectometria de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS), Difracción de Rayos X (DRX) y Microscopía Electrónica de Barrido (SEM) en los Centres Científics i Tecnològics de la Universitat de Barcelona.

PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA

En sección delgada, las lavas estudiadas son holocristalinas y porfídicas en las que destacan fenocristales de olivino y clinopiroxeno subidiomorfos inmersos en una matriz formada por microlitos de plagioclasa y microcristales de clinopiroxeno y opacos (óxidos). No existen diferencias texturales ni mineralógicas aparentes entre las secciones correspondientes a lavas con moteado leucocrático y a las lavas sin moteado, hasta el punto que el moteado resulta muy difícil de reconocer en el microscopio. Únicamente se intuye por una mayor fragmentación de los cristales, y en el caso del moteado rojizo, por una acumulación de óxidos.

Caracterización mineral y textural mediante DRX y SEM

Los análisis de DRX revelan la naturaleza de las fases minerales intersticiales que no se reconocen en el microscopio petrográfico. A parte de las especies minerales citadas anteriormente, se han identificado nefelina ($(Na,K)AlSiO_4$), leucita ($KAlSi_2O_6$), analcima ($NaAlSi_2O_6.H_2O$) y en menor proporción sanidina ($KAlSi_3O_8$). Resulta interesante destacar que, mientras olivino, clinopiroxeno, plagioclasa, nefelina y los óxidos están en proporciones similares en todas las muestras analizadas, la presencia y abundancia de la leucita y analcima claramente se correlaciona con la aparición del moteado leucocrático. Este hecho, sumado a la distribución de la nefelina (únicamente presente en las áreas fuera del moteado) y a las variaciones mineralógicas y texturales entre los distintos tipos de moteados, también se evidencian en las observaciones en el SEM.

Lavas tipo 1

Las principales características de las lavas con moteado blanco son la presencia de nefelina, analcima y la ausencia de leucita. La distribución de nefelina y analcima en estas muestras no es homogénea, si bien las dos se presentan en forma de cristales intersticiales xenomorfos. Mientras que la analcima se localiza dentro de los motes, la nefelina únicamente se detecta en las áreas fuera de los mismos (Fig. 3). Texturalmente, la principal característica de estas lavas es la presencia de grietas capilares que se desarrollan radialmente desde cada uno de los motes. Más en detalle se evidencia un mayor grado de fragmentación dentro del moteado que en las áreas externas.

Lavas tipo 2

Al igual que las de tipo 1, las lavas con motes rojizos se caracterizan por presentar cristales xenomorfos intersticiales de analcima y nefelina. Pero a diferencia de las anteriores, en éstas destaca la coexistencia de leucita y analcima en el interior de los motes. Mientras que la nefelina se localiza únicamente en las zonas externas.

Una característica particular de la leucita en este tipo de lavas es la inclusión de óxidos en forma de: 1) cristales esqueléticos primarios, y 2) óxidos secundarios localizados en fracturas y en las zonas de contacto entre la leucita y la analcima. Muy probablemente el desarrollo de estos últimos óxidos es el responsable del color rojo de los motes.

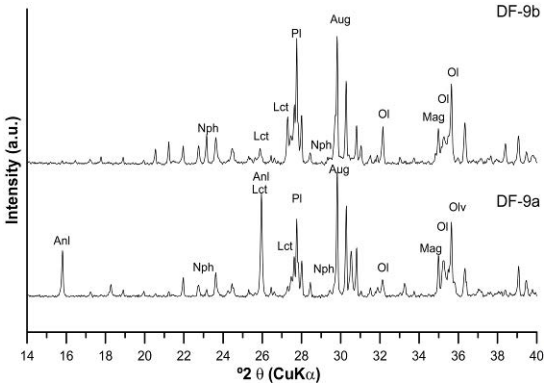


FIGURA 3. *Difractogramas de la muestra DF-9 (a = dentro de los motes; b= zonas fuera de los motes). La única diferencia que se observa es la presencia de analcima dentro del moteado y de nefelina en las partes externas. La presencia de nefelina en la DF-9a se atribuye a una separación mecánica imperfecta del moteado blanco. Anl: analcima; Aug: augita; Lct: leucita; Mag: magnetita, Nph: nefelina; Ol: olivino; Pl: plagioclasa.*.

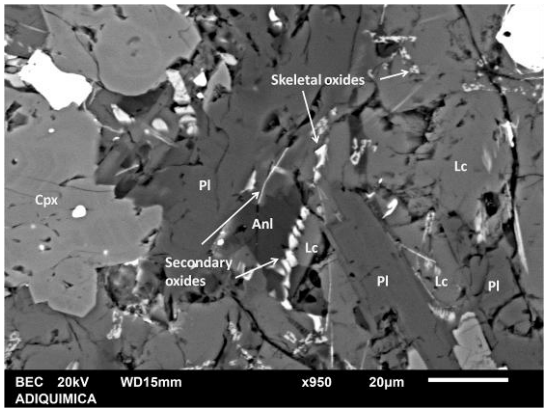


FIGURA 4. *Imagen SEM BSE de una zona dentro del moteado rojo en la que se aprecia el desarrollo de los óxidos secundarios en el contacto entre analcima y leucita. Anl: analcima; Cpx: clinopiroxeno; Lc: leucita; Pl: plagioclasa.*

Lavas tipo 3

Este tipo de lavas se caracterizan por la presencia de leucita y ausencia de analcima. Al igual que las lavas anteriores, las observaciones en el SEM muestran una homogeneidad textural y una distribución uniforme de los minerales esenciales (olivino, clinopiroxeno y plagioclasa), y la presencia de leucita y nefelina como fases intersticiales. La leucita se presenta en forma de cuerpos circulares poiquilíticos (de morfología y tamaño similares a los motes) mientras que la nefelina se encuentra en las áreas donde no hay leucita.

Lavas tipo 4

Las lavas sin presencia de moteado se dividen mineralógicamente en dos grupos. El primer grupo está formado por lavas que no contienen ni analcima ni leucita en su asociación mineral. En cambio el segundo

grupo presenta los dos minerales. Ambos grupos presentan nefelina además del resto de minerales esenciales. Las muestras del segundo grupo muestran una distribución homogénea de la leucita, analcima y nefelina, contrariamente a lo que se observa en las lavas con presencia de moteado. La leucita y la nefelina coexisten en los espacios intersticiales y las observaciones texturales dejan entrever una cristalización contemporánea de ambas fases minerales.

GEOQUÍMICA

El estudio geoquímico se ha realizado especialmente en las lavas de tipo 1, en las que la separación mecánica de los motes y las áreas fuera de los motes fue más efectiva. De este modo, para una misma muestra, se han podido establecer las diferencias geoquímicas básicas entre el moteado y las zonas externas.

Todas las muestras analizadas son lavas de carácter alcalino y se clasifican como basaltos, traquibasaltos y basanitas en el diagrama TAS de Le Bas et al. (1986). El análisis de los motes blancos y de las zonas fuera de los motes revela que estas últimas están empobrecidas en Na_2O y enriquecidas en K_2O respecto las zonas analizadas del interior de los motes. Además, los valores obtenidos de la pérdida al fuego (LOI) *(Loss son ignition)* son mayores dentro de los motes que fuera, cosa que se explica por la presencia de analcima en ellos. Por lo que se refiere a los elementos traza, la característica común de todas las muestras estudiadas es el relativo enriquecimiento de Rb y Cs dentro de los motes.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El estudio petrográfico de las muestras con moteado leucocrático ha puesto de manifiesto que los motes son la expresión macroscópica de una intensa fracturación de la roca a microescala. La forma, el tamaño, la abundancia y la distribución de los motes claramente se correlacionan con la distribución heterogénea de la analcima y leucita tanto en las rocas que contienen motes bidimensionales como tridimensionales.. Mientras que en los motes rojos, la cantidad de analcima y el grado de fragmentación es menor, la transición a un moteado rosado, gris y finalmente blanco experimenta un aumento progresivo del contenido en analcima intersticial así como del grado de fragmentación.

En base a los resultados de petrografía, mineralogía y geoquímica de las lavas con moteado, sugerimos que la analcima en estas rocas es de carácter secundario, formada por remplazamiento postmagmático de leucita primaria heterogéneamente distribuida en forma de cuerpos poiquilíticos. Las evidencias que justifican el origen secundario de la analcima incluyen:

1) Distribución equivalente de la analcima y la leucita. La leucita presenta una disposición en las lavas tipo 3 semejante a la distribución de la analcima en las lavas tipo 1.

2) Química de la analcima. La baja concentración de K y el enriquecimiento en Rb y en menor grado Cs en los motes se explica por el origen secundario de la analcima a partir de la leucita.

3) Fragmentación de los cristales esenciales y formación de grietas capilares que se explican por un aumento de volumen de la roca en la transformación de la leucita en analcima.

Además, la localización del moteado preferentemente en zonas con circulación de fluidos (hidroclastitas, peperitas, fracturas etc.) en la colada favorece este proceso de remplazamiento. De todos modos la presencia de agua no es el único mecanismo que favorece la analcimitización. La temperatura también juega un papel importante sobre todo en el desarrollo de las distintas tipologías de motes. Las observaciones realizadas permiten sugerir que la circulación de fluidos a altas temperaturas durante el enfriamiento de la lava favorece la formación de los motes tridimensionales, mientras que la penetración de fluidos de baja temperatura a través de fracturas una vez la lava ya está enfriada favorece el desarrollo del moteado superficial.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por los proyectos CGL2007-63727/BTE y CGL2011-28022 del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte.

REFERENCIAS

Ernst, T. y Drescher-Kaden, F.K. (1940): Über den „Sonnenbrand" der Basalte. *Zeitschrift für angewandte Mineralogie,* 3(2):73-141.

Kühnel, R.A., Van der Gaast, S.J., Brych, J., Laan, G.J. y Kulnig, H. (1994): The role of clay minerals indurability of rocks: observations on basaltic rocks. *Applied Clay Science,* 9:225-237.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanicrocks based on the Total Alkali-Silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3):745-750.

Pukall, K. (1940): Beiträge zur frage des sonnenbrandes der basalte. II. Zeitschrift für angewandte. *Mineralogie*, 2: 277-303.

Schreiber, U. (1991): Basaltic „Sonnenbrand", the result of magmatic assimilation of incorporated surface sands, and magma mixing phenomena: the alkaline volcanic association of Westerwald region, Western Germany. *Symposium on Central European Alkaline VolcanicRocks, Abstracts. Praha*.

Zagozdzon, P. (2001): On the origin of basaltic sunburn. *Przegląd Geologiczny ,* 49(4): 328-334.

Zagozdzon ,P. (2003): Sunburn in the Tertiary Basalts of Silesia (SW Poland). *Geolines* 15:188-193.

Definición de trampas estratigráficas en cuencas petrolíferas maduras: Estudio integrador de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena, Colombia

Definition of stratigraphic traps in mature oil basins: An integrative study of the Middle Magdalena Valley Basin (Colombia)

P. Cabello[1], C. López[2], M.I. Dussán[2], N. Gamba[2], R. Calvo[1], Y. Vázquez[3] y E. Ramos[1]

1 Dept. Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Institut de Recerca Geomodels. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, c/Martí i Franquès s/n, 08028, Barcelona. pcabello@ub.edu
2 Ecopetrol S.A., Carrera 7 No 32-13 Ed. San Martín, Piso 7, Bogotá, Colombia
3 Escuela de Ciencias Geológicas e Ingeniería, Yachay Tech University, Hacienda San José s/n y Proyecto Yachay, San Miguel de Urcuquí, Ecuador

Resumen: Este trabajo presenta una metodología para redireccionar las actividades exploratorias en los depósitos fluviales Terciarios de la cuenca del Valle Medio del Magdalena (Colombia), mediante la identificación, en modelos geoestadísticos 3D de facies, de nuevos *plays* asociados a posibles trampas estratigráficas. Este método incluye: a) un estudio sedimentológico basado en la información publicada disponible, datos de campo de nueva adquisición, datos de pozos y perfiles sísmicos; b) construcción de modelos 3D de facies, fundamentados en el estudio sedimentológico previo, que sirvan para predecir la distribución a escala de cuenca de la rocas reservorio y sello. Se han definido 5 estrategias de modelización variando las proporciones de las facies modelizadas y los variogramas horizontales. Aunque se han observado algunas diferencias entre los modelos obtenidos, en líneas generales, las tendencias dominantes en la distribución de facies en los cinco escenarios de modelización son similares. Los modelos obtenidos han permitido evidenciar áreas donde se da la máxima acumulación de facies de relleno de canal, así como las zonas de transición hacia facies finas de llanura de inundación, donde se concentran las terminaciones de los cuerpos arenosos, y que pueden ser consideradas como potenciales trampas estratigráficas.

Palabras clave: Modelos 3D de facies, sistemas fluviales, variogramas

Abstract: *The main goal of this work is to present a methodology that allows to redirect the exploratory activities in the Tertiary fluvial deposits of the Middle Magdalena Valley Basin (Colombia), by means of identifying new plays associated to stratigraphic traps in 3D geostatistical facies models. This method comprises: a) a stratigraphic study based on the integration of published works, new acquisition field data, well logs and seismic profiles; b) building of 3D facies models at basin scale, founded on the previous sedimentological study, leading to predict reservoir and seal rock distribution. Five modelling strategies have been defined by varying facies proportions and horizontal variograms. Although some differences have been recognized, in general, similar trends in facies distribution are recognized amongst the models built. These models show preferential areas where channel-fill facies are concentrated, as well as the transition to fine-grained floodplain facies, defining pinchout geometries that could be considered as to potential stratigraphic traps.*

Key words: *3D facies models, fluvial systems, variograms*

INTRODUCCIÓN

Históricamente, la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (VMM) en Colombia ha sido una de las provincias de hidrocarburos más prolíficas de la Cordillera de los Andes. El primer descubrimiento tuvo lugar en 1918, el campo Cira-Infantas, para el cual se estimaron 800 millores de barriles de petróleo (MMBO) de reservas recuperables. Los descubrimientos que le siguieron alcanzaron un volumen recuperable aproximado de 3000 MMBO, encontrándose el 97% de ellos en los depósitos fluviales del Paleoceno–Mioceno Temprano y asociados a trampas estructurales. Tras años de explotación, la mayor parte de estos campos se consideran maduros y las trampas estructurales en la cuenca son *plays* ya probados. En estas circunstancias, se espera que las reservas remanentes de la cuenca se localicen en nuevos *plays* asociados a trampas estratigráficas (Allen et al., 2006).

Así pues, este trabajo tiene como principal objetivo la presentación de un método que permita redireccionar las actividades exploratorias en la cuenca del VMM de forma eficiente. Este método incluye: a) un estudio sedimentológico y una síntesis de las unidades terciarias estudiadas, que se ha realizado a partir de la integración de la información publicada disponible, de datos de campo de nueva adquisición, de datos de 94

pozos con interpretación sedimentológica y de perfiles sísmicos (i.e. un total 3500 km); b) construcción de modelos geoestadísticos 3D de asociaciones de facies, fundamentados en la síntesis y estudio sedimentológico previo, y que sirvan para predecir la distribución a escala de cuenca de la rocas reservorio y sello en una zona de estudio que cubre una extensión aproximada de 10000 km^2.

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca del VMM es una cuenca intramontana, estrecha y elongada en dirección N–S, limitada al oeste por la Cordillera Central y al este por la Cordillera Oriental (Fig. 1). Esta cuenca, junto con la Cordillera Oriental y la cuenca Llanos Orientales, podría ser considerada como parte de sistema de antepaís de la Cordillera Andina (Gómez et al., 2005). Este sistema se empezó a formar en el Cretácico Superior, como respuesta a la acreción oblicua de la Cordillera Occidental, que produjo el levantamiento de la Cordillera Central, y que quedó evidenciado en una discordancia a escala regional (Gómez et al., 2005).

La cuenca del VMM contiene un relleno sedimentario potente y relativamente continuo que registra la evolución tectónica de las dos cordilleras que la limitan (Gómez et al., 2005). Durante el Cretácico, se produjo una transgresión marina generalizada que dio lugar al depósito de una secuencia constituida principalmente por arcillas, calizas y niveles de chert, conocida como Fm. Luna, y que constituye la roca generadora en la cuenca (Cooper et al., 1995). Los sedimentos Terciarios fueron depositados en su mayoría en medios continentales. En este trabajo se han estudiado los depósitos aluviales y fluviales que abarcan desde el Eoceno Medio hasta el Mioceno Temprano, y que incluyen, de base a techo, las formaciones La Paz, Esmeraldas, Mugrosa y Colorado (Schamel, 1991; Caballero, 2010). Estas formaciones pueden agruparse en tres unidades tectonosedimentarias: la Tectonosecuencia 1 incluye las Fms. La Paz y Esmeraldas, la Tectonosecuencia 2 incluye la Fm. Mugrosa, y la Tectonosecuencia 3 es equivalente a la Fm. Colorado (Suárez, 1996).

SEDIMENTOLOGÍA

La Fm. La Paz se depositó discordantemente sobre un sustrato de rocas pre-Eocenas en dos dominios de sedimentación relacionados con los márgenes E y NW de la cuenca, no estando presente en su parte central. Los sedimentos en el margen E se relacionan con un sistema fluvial que muestra una clara evolución vertical desde canales trenzados y rectilíneos en su parte inferior, a canales de tipo meandriforme ya hacia la parte media de la unidad. La dirección general de transporte del sistema fluvial fue hacia el N y NE. En el margen NW de la cuenca, el registro sedimentario del Eoceno Medio lo constituyen depósitos de abanicos aluviales de pequeño radio adosados a los relieves de la

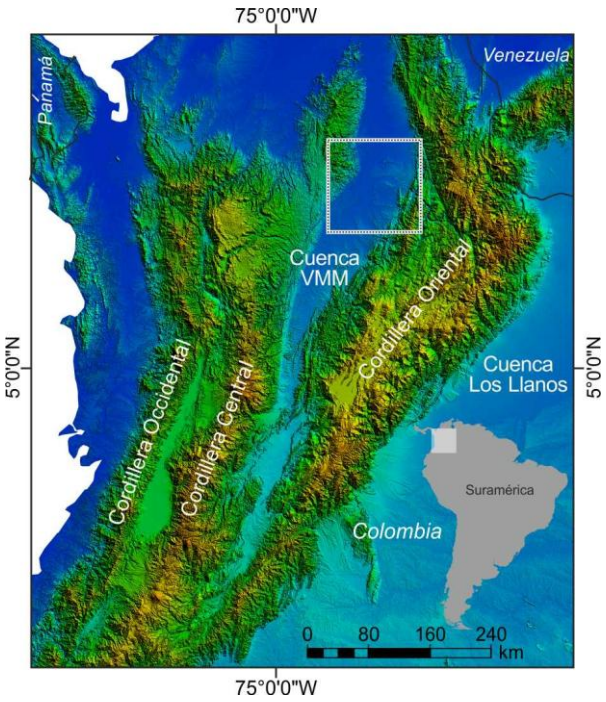


FIGURA 1. Imagen de un modelo digital de elevaciones de la región noroccidental de Suramérica, donde se muestran las Cordilleras Occidental, Central y Oriental, así como la cuenca del Valle Medio del Magdalena. El recuadro con línea punteada indica la localización del área de estudio.

Cordillera Central, con direcciones de transporte en general hacia el E (de SE a NE).

La Fm. Esmeraldas se depositó expansivamente sobre la infrayacente Fm. La Paz y sobre el sustrato, cubriendo gran parte de la cuenca. Sus mayores espesores se encuentran asociados al margen E, donde se relacionan con la sedimentación en un sistema fluvial con canales meandriformes de alta sinuosidad que formaron cinturones de canales de grandes dimensiones y cuya dirección general de transporte fue hacia el NE. Se ha reconocido la existencia de sistemas de abanicos aluviales similares a los descritos para la Fm. La Paz en el margen W de la Cuenca.

La Fm. Mugrosa (Tectonosecuencia 2) se depositó discordantemente sobre la Fm. Esmeraldas, y en el margen E de la Cuenca del VMM está dominantemente constituida por rocas relacionadas con la sedimentación en un abanico fluvial de grandes dimensiones, probablemente progradante hacia el NW; no habiendo sido reconocidos en afloramiento los depósitos más distales del sistema fluvio-aluvial.

La Fm. Colorado (Tectonosecuencia 3) se depositó también discordantemente sobre Tectonosecuencia 2, y en el margen E de la Cuenca registra la sedimentación en un sistema fluvial con predominio de canales meandriformes de alta sinuosidad con direcciones dominantes de transporte hacia el N.

MODELO 3D ESTRUCTURAL Y DE FACIES

Tanto en los perfiles sísmicos como en los pozos, se han interpretado los horizontes estratigráficos que limitan las unidades estudiadas, así como las fallas principales. Excepto el límite entre la Fm. La Paz y la Fm. Esmeraldas, los horizontes corresponden a superficies de discordancia. La interpretación ha permitido reconstruir en 3D los horizontes y las fallas, y obtener así el armazón estructural de los modelos 3D de facies.

La modelización 3D de facies reproduce la distribución de las asociaciones de facies de relleno de canal, de desbordamiento o *crevasse*, de llanura de inundación, y de abanico aluvial (Fig. 2).

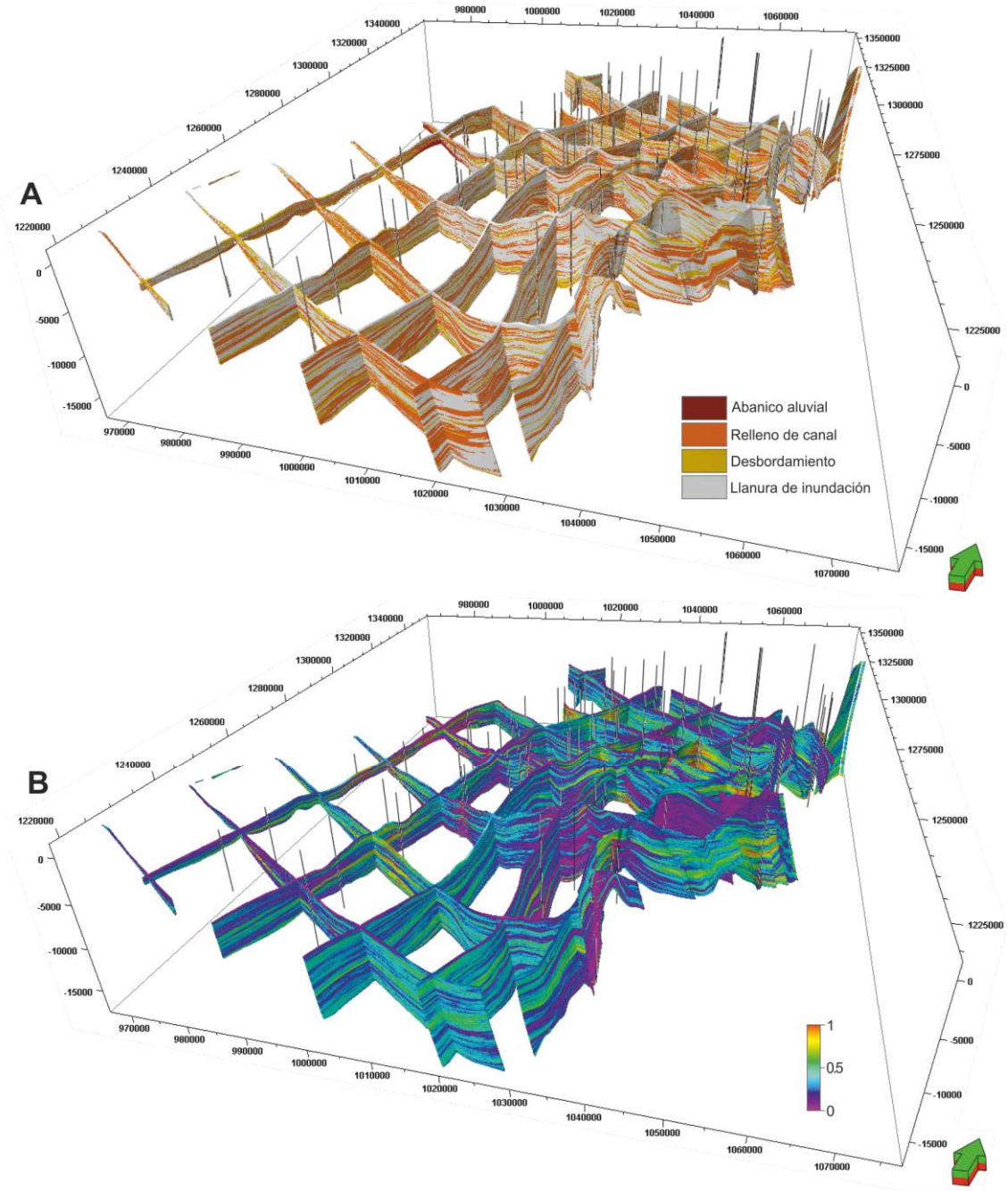


FIGURA 2. *A) Modelo de distribución 3D de cinturones de facies en la cuenca del Valle Medio del Magdalena. Este modelo está condicionado a las tendencias verticales en las proporciones de las asociaciones de facies registradas en los pozos, y utiliza variogramas horizontales derivados de mapas de distribución de porcentajes de las asociaciones de facies. B) Parámetro 3D que describe la probabilidad (de 0 a 1) de encontrar la asociación de facies de relleno de canal como resultado de promediar las 20 realizaciones del modelo mostrado en A. Las coordenadas se indican en UTM y la escala vertical, exagerada 5 veces, está en pies.*

La modelización se ha llevado a cabo en base a dos etapas jerárquicas, para las cuales se han diseñado 5 escenarios de modelización distintos. Las dos etapas de modelización han consistido en: 1) Modelización de la asociación de los abanicos aluviales mediante el uso del algoritmo que resulta de la truncación de la suma de una tendencia determinística y un campo Gaussiano aleatorio (MacDonald y Aasen, 1994; Falivene et al., 2009); y 2) modelización de las asociaciones de canal, desbordamiento y llanura de inundación mediante la simulación indicadora secuencial (Journel y Alabert, 1989; Gómez-Hernández y Srivastava, 1990). Los escenarios de modelización han sido definidos en base a variaciones en las proporciones de las asociaciones de facies y los variogramas horizontales. Para variaciones en las proporciones, se han construido modelos que han usado: 1) directamente los valores registrados en los pozos; 2) tendencias verticales en la distribución de las proporciones derivadas de los pozos; y 3) una reducción del 15% respecto de los datos de pozo en el global de las proporciones de la asociación de canal. Los variogramas laterales han sido derivados de dos fuentes: 1) mapas de porcentajes de las asociaciones de facies, que han sido obtenidos a partir de los datos de los pozos; y 2) mapas paleogeográficos elaborados para cada tectonosecuencia. Todos los modelos han sido condicionados a los datos experimentales de los pozos, y para cada escenario de modelización se han obtenido 20 realizaciones.

CONSIDERACIONES FINALES

En líneas generales, se observa que las tendencias dominantes en la distribución de cinturones de facies en los cinco escenarios de modelización considerados son similares. No obstante, se ha observado que modelos con variogramas derivados de los mapas paleogeográficos tienden a reproducir un mayor apilamiento vertical de los cinturones de canal, en comparación con los modelos que han usado variogramas obtenidos de los mapas de porcentajes de asociaciones de facies. El efecto de condicionamiento a las tendencias verticales de distribución de proporciones de las asociaciones de facies en los modelos no se aprecia visualmente, dado que la tendencia vertical usada corresponde al promedio de todos los pozos, y ésta varía de un sector a otro en una cuenca de antepaís como la del VMM. No obstante, los modelos condicionados a dichas tendencias reproducen porcentajes más cercanos a los valores iniciales que los que no consideran tendencias verticales.

Los modelos 3D a escala de cuenca obtenidos han permitido evidenciar áreas donde se da la máxima acumulación de facies de relleno de canal, así como las zonas de transición hacia facies finas de llanura de inundación, donde se concentran las terminaciones o *pinchouts* de los cuerpos arenosos, y que pueden ser considerados como potenciales trampas estratigráficas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación SEROS CGL2014-55900-P. Las revisiones de E. Pardo-Igúzquiza y A. Pérez-López mejoraron el manuscrito original.

REFERENCIAS

Allen, M.R., Goffey, G.P., Morgan, R.K. y Walker, I.M. (2006): The deliberate search for the stratigraphic trap: an introduction. *Geological Society of London Special Publications*, 254: 1–5.

Caballero, V. (2010): *Evolución tectono-sedimentaria del sinclinal del Nuevo Mundo, Cuenca sedimentaria Valle Medio del Magdalena Colombia, durante el Oligoceno-Mioceno*. Tesis de Máster. Univ. Industrial de Santander, 157 p.

Cooper, M.A., F.T. Addison, R. Álvarez, M. Coral, R.H. Graham, A.B. Hayward, S. Howe, J. Martínez, J. Naar, R. Peñas, A.J. Pulham y Taborda, A. (1995): Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79: 1421–1443.

Falivene, O., Cabello, P., Arbués, P., Muñoz, J.A. y Cabrera, L. (2009): A geostatistical algorithm to reproduce lateral gradual facies transitions: description and implementation. *Computers and Geosciences*, 35: 1642–1651.

Gómez, E., Jordan, T., Allmendinger, R., Hegarty, K. y Kelley, S. (2005): Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. *Geological Society of America,* 117: 547–569.

Gómez-Hernández, J.J. y Srivastava, R.M. (1990): ISIM3D: An ANSI-C three-dimensional multiple indicator conditional simulation program. *Computers and Geosciences*, 16: 395–440.

Journel, A.G. y Alabert, F. (1989): Non-Gaussian data expansion in the Earth Sciences. *Terra Nova*, 1: 123–134.

MacDonald, A.C. y Aasen, J.O. (1994): A Prototype Procedure for Stochastic Modeling of Facies Tract Distribution in Shoreface Reservoirs. En: *Stochastic modeling and geostatistics; principles methods and case studies* (J.M. Yarus y R.L. Chambers, eds.). American Association of Petroleum Geologists Computer Applications in Geology, 91–108.

Schamel, S. (1991): Middle and Upper Magdalena Basins, Colombia. En: *Active margin basins* (K.T. Biddle, ed.). American Association of Petroleum Geologists Memoir 52, 283–301.

Suárez, M.A. (1996). *Facies analysis of the Upper Eocene La Paz Formation, and regional evaluation of the Post-Middle Eocene Stratigraphy, Northern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia*. Tesis de Máster, Univ.de Colorado, 104 p.

Efecto contrafuerte en las mineralizaciones de sulfuros del entorno de la Falla Sur de Río Tinto

Buttressing effect on the sulfide ores in the context of the Rio Tinto deposit South Fault

G. Casado[1], I. Martínez-Abad[1], D. Arias[1] y A. Martín-Izard[1]

1. Dpto. Geología, Universidad de Oviedo 33005 Oviedo. UO247564@uniovi.es.

Resumen: El yacimiento de Rio Tinto de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS) está localizado en el sector español de la Faja Piritica Ibérica (Zona Surportuguesa del Macizo Ibérico) y se encuentra encajado en rocas volcánicas félsicas de carácter porfídico. La Falla Sur limita al sur el anticlinal de Rio Tinto, un *rollover* apretado por la deformación varisca, y junto a la falla norte, actúa como falla alimentadora que ha contribuido a generar el sistema VMS. En este trabajo se presentan por primera vez datos de 4 sondeos profundos (más de 1000 m cada uno) en el entorno de la Falla Sur, con evidencias acerca de la naturaleza transpresiva asociada por un proceso de efecto contrafuerte, lo que la diferencia de la Falla Norte. Durante el proceso de aplastamiento con cizalla, el flanco sur es verticalizado y se generan cataclasitas y milonitas de bajo grado. A este proceso se asocia un hidrotermalismo en un metamorfismo de facies de esquistos verdes (±350ºC). En la unidad riolítica los *stockworks* se presentan plegados y cizallados, rodeados por materiales crenulados sericítico-cloríticos de grano muy fino. La mineralización presenta también texturas de deformación, recristalización y sobrecrecimiento debido principalmente al flujo hidrotermal sintectónico.

Palabras clave: Falla Sur, efecto contrafuerte, zona de cizalla, VMS, *stockwork*.

***Abstract*:** *The Rio Tinto volcanogenic massive sulfide (VMS) deposit is located in the Spanish segment of the Iberian Pyrite Belt (South Portuguese zone of the Iberian Massif) and is hosted by felsic porphyritic volcanic rocks and tuffs. The Southern Fault is the southern limit of the Rio Tinto anticline, a tight rollover during the Variscan orogeny, and together with the Northern Fault forms the VMS feeding system. In this work, we present for the first time data from 4 deep drilling cores (over 1000 m each) around the Southern Fault, which show evidence of a buttressing related transpressive deformation, that not appear in the North Fault. During the buttressing and shearing, the Rio Tinto southern limb become vertical and cataclasites and low-grade milonites are developed. Related to these processes there is a hydrothermalism under green schist metamorphism (±350ºC). The stockworks in the riolitic unit are folded, sheared, and surrounded by crenulated fine-grained sericitic-chloritic materials. The ore also presents textures such as recrystallization and overgrowth due to the deformation and related hydrothermal fluid flow circulation.*

Keywords: *Falla Sur, buttressing, shear zone, VMS, stockwork.*

INTRODUCCIÓN

La mina de Rio Tinto se localiza en la denominada Faja Pirítica Ibérica, que se extiende por el sur de Portugal y España, con unos 250 km a lo largo (E-O) y hasta 60 km de ancho (N-S). Dentro del Macizo Ibérico, la Faja Pirítica pertenece a la denominada Zona Surportuguesa. La edad de los materiales está comprendida entre el Devónico Superior y el Carbonífero Medio, momento a partir del cual se inició la deformación de la Orogenia Varisca, la cual se produjo como consecuencia del choque transpresivo entre Laurentia, del que formaba parte la Zona Sudportuguesa, y Gondwana (Oliveira, 1990). Previamente a esta transpresión se produjo una situación transtensiva de fracturación continental durante la cual se formaron cuencas marinas (Oliveira, 1990) y se desarrolló un magmatismo bimodal con basaltos de origen mantélico y posteriores riolitas de origen cortical (Mitjavilla et al., 1997). En el área de Rio Tinto, en esta secuencia volcánica se intercala material detrítico de naturaleza siliciclástica (García Palomero, 1990). En relación con esta etapa extensional se formaron más de 100 depósitos con *stockwork* y sulfuros masivos en la FPI (Leistel et al., 1998), que en conjunto constituyen el mayor distrito minero de sulfuros masivos conocido del mundo. La razón de esta cantidad de yacimientos con elevados volúmenes de sulfuros ha sido abordada por algunos autores (Oliveira, 1990; Gumiel et al., 2010) quienes indican la presencia de fallas normales E-O, que se formaron durante la etapa transtensiva generando cuencas y que los fluidos hidrotermales aprovecharon dichas fallas como canales alimentadores. Dentro de este contexto, la edad del yacimiento de Riotinto está estimada entre 356 y 349 Ma (Tucker et al., 2002) correspondiente al Misisípico. En el caso de Rio Tinto, durante la etapa extensional se generó un anticlinal de tipo *rollover* (Martín-Izard et al., 2015) limitado al sur por una falla lístrica antitética que es la Falla Sur y al norte por la sintética, la Falla Norte. Los fluidos hidrotermales aprovecharon estas fallas para ascender y generar complejos *stockwork* y, cuando los fluidos hidrotermales llegan al lecho marino, sulfuros masivos.

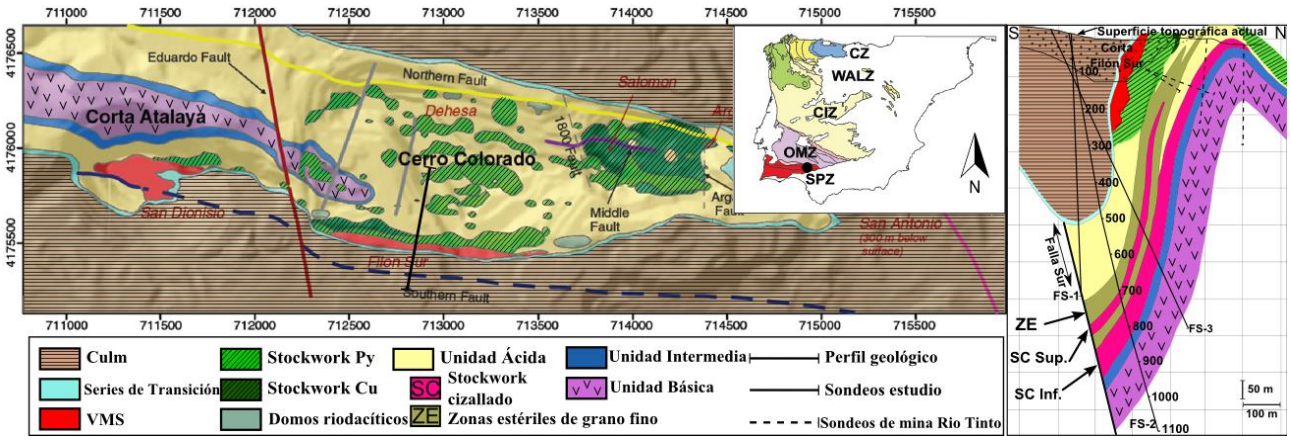


FIGURA 1. *Mapa geológico del anticlinal de Rio Tinto (modificado de Martín-Izard et al., 2015) y sección de la Falla Sur donde se localizan los sondeos del estudio. Zonas del Macizo Ibérico: CZ: Zona Cantábrica, WALZ: Zona Asturoccidental-Leonesa, CIZ: Zona Central Ibérica, OMZ: Zona de Ossa Morena, SPZ: Zona Sudportuguesa.*

Posteriormente, todos estos materiales fueron cubiertos, junto con los edificios volcánicos, por la denominada Serie de Transición y turbiditas del Culm.

Durante la etapa transpresiva correspondiente a la Orogenia Varisca, Martín-Izard et al. (2015) proponen un modelo de deformación por efecto contrafuerte para la falla Sur similar al establecido por Bailey et al. (2002) para cuencas lístricas, donde un estadio compresivo genera un plegamiento y un movimiento de inversión de la falla con cizalla. Hasta este momento no había datos de profundidad sobre cómo podría haber actuado esta deformación en la Falla Sur, por lo que se desconocía la realidad estructural de este sector del anticlinal de Rio Tinto. Este trabajo se basa en 4 sondeos profundos realizados en 2015 en el flanco sur del anticlinal de Rio Tinto. Los testigos se han desmuestrado, hecho láminas delgadas pulidas para un estudio textural y mineralógico y análisis químicos mediante SEM y Microsonda. Esto ha proporcionado datos acerca de la estructura, petrografía y mineralogía de este sector, en el que destaca la presencia de dos niveles de *stockwork* intensamente tectonizados en los que se concentró la mayor deformación por efecto contrafuerte. También se describen los efectos que produjo esta deformación sobre la mineralización preexistente, principalmente una fracturación, removilización y recristalización de los sulfuros.

PETROLOGÍA Y ALTERACIONES

En el área de Rio Tinto se han reconocido 6 unidades litológicas, (García Palomero, 1990) que están deformadas por la orogenia Varisca y alcanzan la facies metamórfica de los esquistos verdes, con clorita, epidota y albita. El estudio principal se ha centrado en el sondeo FS-2 (**Fig. 1**), aunque se han tenido también en cuenta los resultados de los otros 3 sondeos. De muro a techo del sondeo FS-2 se encuentran las siguientes formaciones: El Struniense (a más de 1100 m. de profundidad) compuesto por pizarras negras y ampelitas con carbonatos. La Unidad Básica (aproximadamente desde los 850 m de profundidad), está formada por basaltos con textura amigdalar con relleno de carbonato, y pizarras negras interestratificadas. La Unidad Intermedia (más de 820 m de profundidad) está constituida por una intercalación de epiclastitas, tobas volcánicas y pizarras negras con texturas que van de cataclasíticas a miloníticas de bajo grado. La Unidad Ácida (aproximadamente desde los 450 m de profundidad) está compuesta por materiales riolíticos y es la más compleja de la zona de estudio, con grandes variaciones texturales en la mitad inferior, donde se concentra la mayor deformación por efecto contrafuerte. Está formada por una secuencia multicapa de materiales finos compuestos por epiclastitas, cineritas y materiales lutíticos intercalados entre unas tobas de grano grueso silíceas y mineralizadas y con niveles de pizarras negras. A lo largo de las zonas de cizalla mineralizadas de la Unidad Ácida, que se concentran en 2 niveles (**Fig.1**), se pueden apreciar las venas plegadas de los *stockwork* con sulfuros (**Fig.2**). La mineralización siempre aparece en venas o encajada en cuarzo con texturas flameadas o plumosas, formando colas de presión de los sulfuros, o bien con texturas de recristalización por migración de borde de grano. La mitad superior de la Unidad Ácida está formada por un pórfido riolítico intensamente sericitizado, cloritizado y con oxidación hematítica sin vestigios de *stockwork*. La Serie de Transición (470 m de profundidad) en la Falla Sur de Rio Tinto se presenta como unos jasperoides, intensamente hematizados a muro, que pasan a epiclastitas y cataclasíticas a techo y cuyos cristales de hematites y clorita tardíos tienen un contenido anómalo en vanadio. El Culm es un flysch turbidítico y se dispone de manera pre a sintectónico, rellenando cuencas y cubriendo los materiales volcánicos del fondo marino.

Toda la secuencia muestra diferentes tipos de reemplazamientos. Se ha visto una silicificación, con cuarzo en texturas en mosaico, contactos lobulados y anhedrales, pero también elongados y deformados por

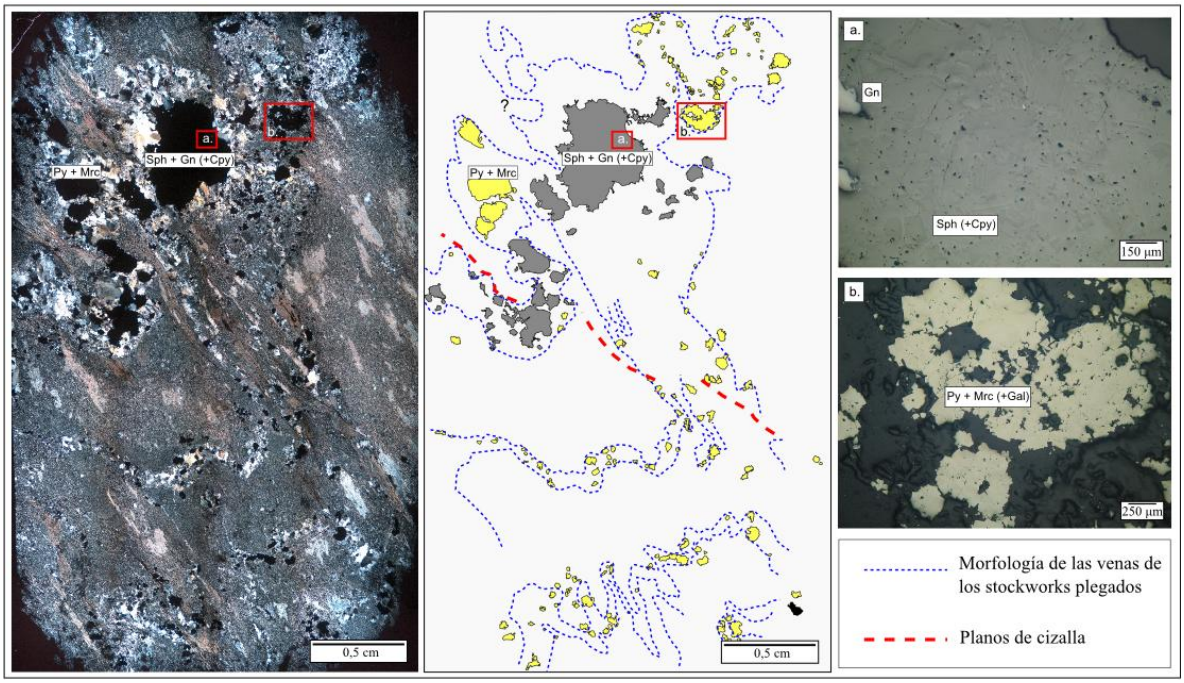


FIGURA 2.*Venas de cuarzo del stockwork, afectado por la transpresión, con migración del cuarzo a las charnelas, pirita intercrecida con marcasita, calcopirita y galena. (a.) Detalle de maclas de deformación presentes en la esfalerita. (b) Pirita y marcasita afectadas por deformación frágil.*

cizalla. También hay una sericitización muy intensa que llega a reemplazar a los feldespatos en gran parte del sondeo a excepción de algunos vestigios, donde hay albita. La cloritización se observa tanto aislada, junto a la sericita, como en colas de presión de porfidoclastos. Hay también una extensa carbonatación de gran parte de las litologías y, junto con cuarzo, en las zonas mineralizadas. Se han diferenciado dos tipos de cloritas (**Tab. I**). Primero se forman unas daphnitas, pobres en Fe e incoloras, desarrolladas en las colas de presión de porfiroclastos de pirita y cuarzo. Posteriormente se desarrollan unas ripidolitas, mucho más férricas y verdosas, que se encuentran en venas de cuarzo y carbonato acompañadas de sulfuros removilizados. Ambas han sido utilizadas como geotermómetros (Kranidiotis y MacLean, 1987; Cathelineau, 1988) (**Tab. II**). Los datos de temperatura indican valores similares en ambas y alrededor de los 345ºC, equivalente a facies de esquistos verdes.

Clorita/peso%	SiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MgO
Daphnita	25,77	21,52	22,86	0	14,05
Ripidolita	23,79	18,03	40,4	0,94	4,63

TABLA I. *Composición media de elementos mayores en las cloritas.*

	MEDIA Tª Kranidiotis y MacLean (1987)	MEDIA Tª Cathelineau (1988)
Daphnita	329ºC	355ºC
Ripidolita	346ºC	343ºC

TABLA II. *Datos de geotermometría en las cloritas utilizando los geotermómetros de Kranidiotis & MacLean (1987) y Cathelineau (1988).*

Las rocas estudiadas tienen microestructuras relacionadas con cizallamiento que produce cataclasitas, llegando a generarse milonitas de bajo grado con porfidoclastos de cuarzo con extinción ondulante y contactos lobulados. Los cristales de pirita son un buen indicador de los procesos cinemáticos desarrollados en la zona de cizalla, con unas colas de presión de cuarzo y/o clorita que muestran una compresión inicial seguida de una rotación por cizalla. El efecto de cizalla por efecto contrafuerte en la secuencia multicapa de la parte inferior de la Unidad Ácida se distribuye heterogéneamente, afectando visiblemente poco a las facies de grano fino, que desarrollan foliaciones con crenulaciones, plegando y cizallando intensamente las tobas de grano grueso junto con la mineralización.

MINERALIZACIÓN

Las mineralizaciones a lo largo de la Falla Sur están formadas por VMS clásicos, donde hay *stockworks* de naturaleza pirítica o cuprífera, con masas de sulfuros masivos vulcanogénicos que se disponen sobre ellos o están parcialmente desplazados. Todos estos depósitos se han generado durante el desarrollo de una cuenca de *pull-apart* extensional en la que la Falla Sur actuó como canal alimentador (Martín-Izard et al., 2015). En el corte estudiado en este trabajo se observa que desde la Falla Sur se emplazaron lateralmente y a favor de 2 niveles de grano grueso que están presentes en la parte inferior de la secuencia multicapa que conforma la Unidad Ácida, dos cuerpos principales de *stockworks* mineralizados (**Fig.1**).

A techo de la de Unidad Ácida y a partir de *stockworks* se exhalaron al lecho submarino una masa de sulfuros masivos que se encuentra a techo del conjunto riolítico. Los *stockwork* presentan una intensa tectonización que lleva asociado un hidrotermalismo con fracturación, removilización y recristalizión de sulfuros.

La removilización se extiende favorecida por la presencia de familias de venas sintectónicas tardías, por las cuales fluye un fluido silícico y carbonatado que arrastra consigo los metales. Mineralógicamente, a excepción de la tetraedrita argentífera (hasta el 10,5% en Ag) y la stannita, que sólo se encuentran en el nivel superior, el resto de sulfuros se encuentran emplazados en ambas zonas. Dichos sulfuros son pirita, esfalerita, galena y calcopirita, con presencia de marcasita y arsenopirita. La esfalerita puede presentarse o bien como exsoluciones en la calcopirita o bien como cristales con abundantes maclas de deformación en las zonas de cizalla, mientras que la galena se muestra de manera sistemática rellenando fracturas en los sulfuros más frágiles (sobre todo pirita) y en la roca, con un comportamiento textural fluido. Las piritas se dividen en sintectónicas, generadas por el hidrotermalismo asociado a la deformación, y núcleos diagenéticos con sobrecrecimientos euhedrales hidrotermales y una fuerte zonación.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Mediante el análisis de microestructuras y mineralogía en las láminas delgadas de los testigos se ha comprobado que la cinemática de la Falla Sur está marcada por una compresión inicial durante el periodo de transpresión Varisca del anticlinal *rollover* de Rio Tinto que lleva asociado un cizallamiento por *buttressing* que verticaliza la estratificación y genera presiones y temperaturas que, a diferencia de la Falla Norte, favorecen un hidrotermalismo con metamorfismo de las rocas a una facies de esquistos verdes con clorita, epidota y albita. La deformación de los *stockwork* de la Falla Sur se ha traducido en un fuerte plegamiento y cizallamiento de las venas de cuarzo con sulfuros, siendo a veces difícil su reconocimiento, junto con un hidrotermalismo que afecta a la mineralización. Dentro de la Faja Pirítica, la removilización de metales base producida durante la Orogenia Varisca no es singular de la Falla Sur de Rio Tinto. Las texturas de deformación, sobrecrecimiento y recristalización debido a la circulación de fluidos hidrotermales durante el régimen transpresivo se observan también de un modo muy similar en el yacimiento de Tharsis (Marignac et al., 2003), aunque este último no esté afectado por efecto contrafuerte. El hecho de no haber encontrado indicios de *stockwork* en la mitad superior de la Unidad Ácida implicaría que el *stockwork* y sulfuros masivos del yacimiento de Filón Sur tienen su enraizamiento en la Falla Sur, en la masa mineralizada que se encuentra al oeste siguiendo la falla y que se habría desplazado lateralmente encauzándose en la cuenca de *rollover*. Una segunda posibilidad sería que la mineralización de Filón Sur no haya sido alimentada por la Falla Sur, sino por otra de la cual no hay evidencias en los sondeos estudiados o no se ha descrito, y que podría ser sintética o antitética respecto a la Falla Sur, tal y como ocurre con el flanco norte del anticlinal.

BIBLIOGRAFÍA

Bayley, C.M., Giorgis, S. y Coiner, L. (2002): Tectonic inversion and basement buttressing: an example from the central Appalachian Blue Ridge province. *Journal of Structural Geology 24*, 925-936.

Cathelineau, M. (1988): Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals 23*, 471-485.

García Palomero, F. (1990): Rio Tinto Deposits. Geology and geological models for their exploration and ore reserves evaluation. Sulphide Deposits – Their Origin and Processing, Inst. Institute of Mining and Metallurgy Min Metal. *Springer, Netherlands,* pp. 17-35.

Gumiel, P., Sanderson, D.J., Arias, M., Roberts, S. y Martín-Izard, A. (2010): Analysis of the fractal clustering of ore deposits in the Spanish Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews 38*, 307-318.

Kranidiotis, P. y MacLean, W.H. (1987): Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology 82*, 1898-1911.

Leistel, J.M., Marcoux, E., Thieblemont, D., Quesada, C., Sánchez, A., Almodóvar, G.R., Pascual, E. y Sáez, R. (1998): The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita 33,* 2-30.

Marignac, C., Diagana, B., Cathelineau, M., Boiron, M.C., Banks, D. y Fourcade, S. (2003): Remobilisation of base metals and gold by Variscan metamorphic fluids in the south Iberian pyrite belt: evidence from the Tharsis VMS deposit. *Chemical Geology, 194*: 143-165.

Martín-Izard, A., Arias, D., Arias, M., Gumiel, P., Sanderson, D.J., Castañón, C., Lavandeira, A. y Sánchez J. (2015): A new 3D geological model and interpretation of structural evolution of the world-class Rio Tinto VMS deposit, Iberian Pyrite Belt (Spain). *Ore Geology Reviews, 71*: 457-475.

Mitjavilla, J., Martí, J. y Soriano, C. (1997): Magmatic evolution and tectonic setting of the Iberian Pyrite Belt volcanism. *Journal of Petrology 38*, 727-755.

Oliveira, J.T. (1990): South Portuguese zone: introduction. En: Stratigraphy *and synsedimentary tectonism. PreMesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer, E. Martínez García, eds.). *Springer Verlag,* pp. 333-347.

Tucker, B.C., Yuri, A.E. y Pascual, E. (2002): U-Pb geochronology of VMS mineralization in the I.P.B. *Mineralium Deposita 37*, 684-703.

Aplicación de la hidroquímica en la prospección preliminar de metano de carbón en la Cuenca Carbonífera Asturiana

Application of hydrochemical in the preliminary exploration of coalbed methane in the Asturian Coal Basin

P. Cienfuegos[1], R. García[1], E. García-Ordiales[1] y J.E. Soto-Yen[2]

1 Dpto. Explotación y Prospección de Minas, Universidad de Oviedo, 33004 Oviedo, Asturias. cienfuegospablo@uniovi.es
2 Departamento de Ingeniería-Sección Minas, Pontificia Universidad Católica del Perú, Av. Universitaria 1801, Lima, Perú

Resumen: Actualmente, las evaluaciones preliminares de yacimientos de metano en carbón ("coalbed methane", CBM) se apoyan en técnicas como la hidrogeología e hidroquímica de las cuencas sedimentarias. El estudio de la hidrogeología es un factor fundamental al integrar parámetros que pueden condicionar la productividad de una cuenca productora de metano de capa de carbón y el impacto sobre las aguas superficial y subterránea de la explotación del metano. La composición hidroquímica del agua asociada a la producción de CBM se representa mediante el diagrama de Schoeller. Las aguas subterráneas generalmente contienen, al menos, los seis grandes constituyentes, representados en el diagrama: calcio, magnesio, sodio, cloro, sulfato y bicarbonato. El diagrama de Schoeller permite cuantificar y comparar la firma geoquímica de las aguas asociadas al CBM, siendo una herramienta considerada muy útil en la estimación preliminar de depósitos de metano en capa de carbón. La firma geoquímica del agua asociada a la producción de CBM tiene bajos contenidos en calcio, magnesio y sulfato y altos en sodio y bicarbonato. Por esto, puede ser un criterio válido en la prospección de posibles yacimientos de metano.

Palabras clave: prospección, metano, hidroquímica, carbón.

Abstract: *Currently, preliminary assessments of methane in coal deposits ("coalbed methane" CBM) rely on techniques such as hydrogeology and hydrochemistry of sedimentary basins. The study of hydrogeology is a fundamental factor integrating parameters that determine the methane productivity of a carboniferous basin. The hidrochemical composition of water associated CBM production is represented by the diagram Schoeller. Groundwater usually contains at least six major constituents represented in the diagram: calcium, magnesium, sodium, bicarbonate, chloride and sulfate. The Schoeller diagram makes it possible to quantify and compare the geochemical signature of water associated with CBM. This diagram is considered a useful tool in the preliminary estimate of methane deposits in coal seam. Thus the geochemical signature of water associated with CBM production is low in Ca, Mg and sulfate, and high in Na and bicarbonate. Thus, it can be a valid criterion in assessing of possible sources of methane.*

Key words: *prospection, methane, hydrochemistry, coal.*

INTRODUCCION

Hoy en día, las evaluaciones preliminares de yacimientos, se apoyen en técnicas como la hidrogeología e hidroquímica de las cuencas sedimentarias. El estudio de la hidrogeología de cuencas es un factor fundamental al integrar parámetros que pueden informar acerca de la productividad de una cuenca productora de metano. La hidroquímica es una importante herramienta en la exploración y producción de hidrocarburos (E&P) no convencionales tanto por su utilidad en la E&P como por el impacto que pueden tener las aguas producidas como flujo de retorno de la fracturación en las aguas superficiales y subterráneas.

El estudio de la hidroquímica del sistema se puede utilizar para determinar aquellas áreas con contenidos de gas elevados, teniendo en cuenta que este contenido no es fijo sino que cambia cuando las condiciones del almacén se alteran. Así la firma geoquímica del agua asociada a la producción de metano en capa de carbón (*coalbed methane* o CBM), puede ser un criterio en las evaluaciones de posibles yacimientos de CBM. Desde los años 80 la producción de CBM supone el 8% del total del gas producido en EEUU. Las cuencas de Black Warrior y del resto de los Apalaches presentan características muy similares a las cuencas carboníferas españolas: edad de las formaciones, ambientes de sedimentación de las capas, número de capas y espesor, aunque el tamaño y los recursos de CBM son muy diferentes, siendo más modestos en las nuestras.

ANTECEDENTES

En la exploración y explotación del metano de las capas de carbón (CBM) las características químicas del agua están relacionadas con el contenido en metano del carbón, con Ia productividad de los sondeos, presencia de zonas más favorables o "*sweet spot*", etc.

La mayor parte del agua subterránea es agua de infiltración procedente de la lluvia. La química de los elementos disueltos en el agua subterránea varía en función de las condiciones de presión y temperatura, del tiempo de contacto agua-mineral, así como del tipo de rocas con las que se ha estado en contacto. Las aguas asociadas a la producción de CBM forman un "mix" característico de componentes que difiere de las aguas asociadas a otras series estratigráficas. Se caracteriza por sus constituyentes disueltos y por la ausencia de otros específicos.

Las areniscas, pizarras y carbón del Carbonífero tienen una porosidad matricial extraordinariamente baja y el agua fluye casi exclusivamente por las fracturas y "cleats" de las capas de carbón, que son a la vez roca madre y "almacén".

La recarga en agua de los "almacenes" se hace principalmente en los afloramientos gracias a la meteorización y fisuración del macizo y condiciona la química del agua en las zonas menos profundas de los sistemas hidrogeológicos, que son aguas ricas en sulfatos por la oxidación de piritas y marcasitas presentes en el carbón (Fig. 1).

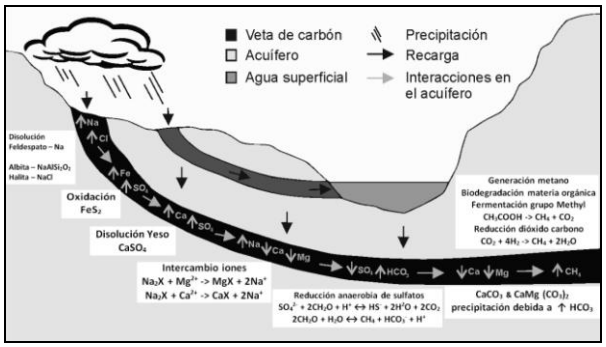


FIGURA 1. *Interacciones en la trayectoria del flujo de recarga y generación de metano (Dahm, 2014).*

La composición hidroquímica del agua asociada a la producción de CBM se representa mediante los diagramas de Schoeller. Las aguas subterráneas generalmente contienen, al menos, los seis grandes constituyentes, representados en el diagrama: calcio, magnesio, sodio, cloro, sulfato y bicarbonato.

Otro factor que condiciona la composición de las aguas asociadas al CBM es el relacionado con el ambiente deposicional del carbón. Cuando el CBM se produce en capas de carbón que se depositaron en medios de agua dulce son características altas concentraciones de calcio y magnesio e inferiores en sodio. En medios salobres la concentración de sodio es relativamente más alta y, también aparecen cloruros, boro y otros elementos traza.

Las similares características químicas de las aguas asociadas a la producción de CBM demuestran un estándar, independiente de la litología o la edad, a utilizar en la exploración de futuros yacimientos (Clayton et al, 1998). Las aguas de producción son aguas pobres en calcio, magnesio y sulfatos, mientras que son muy ricas en sodio y bicarbonatos. En las áreas de recarga, las concentraciones de cloro y sodio son más bajas que en la zona de descarga, donde el contenido en calcio y magnesio aumenta. Los procesos geoquímicos (Arce Durante et al., 2010) que afectan a la variación de bicarbonato, magnesio, calcio y sulfatos son tres: 1) la reducción microbiana de sulfatos; 2) la disminución de calcio y magnesio por intercambio iónico y 3) la disolución de minerales de sulfuro y la oxidación de la materia orgánica en las zonas de recarga de agua.

1) La reducción microbiana de sulfatos es una reacción esencial en la biogénesis del metano, y en su termogénesis se favorece el enriquecimiento en bicarbonatos disueltos. En las áreas de recarga en terrenos ricos en sulfatos, como los asociados con carbón, las elevadas concentraciones de sulfatos disueltos tienen su origen en la meteorización y oxidación de piritas y marcasitas. Con la profundidad, la pérdida de oxígeno, se produce la precipitación de los sulfatos en sulfuros y, por lo tanto, la cantidad de sulfatos disminuye. La reducción química de sulfatos disueltos es patente por los minerales sulfurados presentes en el carbón y, por la ausencia de sulfatos en las aguas de formación producidas con el metano. El enriquecimiento en bicarbonatos y sulfatos se produce en el sistema por la erosión de carbonatos y yesos en las zonas de recarga ricas en oxígeno. La presencia de agua con contenido en bicarbonato sugiere que la reducción bioquímica de sulfatos es el principal generador de bicarbonatos en las aguas de formación. Las aguas asociadas al CBM son muy pobres en calcio y magnesio, pero muy ricas en sodio.

2) Las bajas concentraciones de calcio, magnesio, y en particular en sulfatos, son típicas en las aguas de producción. En las cuencas americanas, el metano explotado no contiene grandes contenidos de sulfatos y, en el caso de agua sin producción de metano la cantidad de sulfatos aumenta (Fig.2). Los contenidos de cloro y sodio pueden variar en función del ambiente de depósito. En cuencas donde los carbones están en asociación estratigráfica con sedimentos de origen marino, estos forman parte de los constituyentes principales del agua de producción.

Durante la recarga, el agua se pone en contacto con minerales, como feldespatos de sodio y potasio, que se disuelven en el agua, pero también puede intercambiar iones con minerales marinos como la albita ($NaAlSi_3O_8$) o halita (NaCl), que puede producir un aumento en las cantidades de sodio y una disminución de las concentraciones de calcio y magnesio (Fig 1).

En la figura 2, se muestran los diagramas de Schoeller para aguas en campos de producción

americanos: Black Warrior, San Juan, Raton Piceance, Uinta y Powder River, junto con aguas de capas de carbón sin producción de CBM.

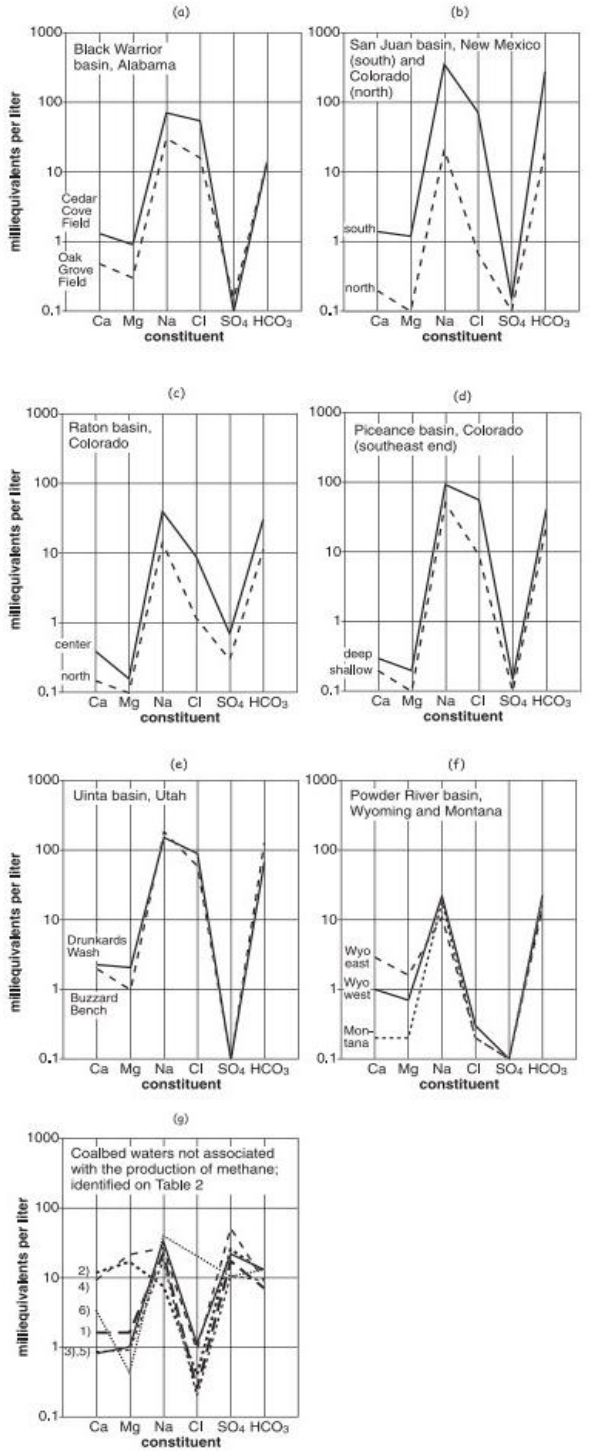


FIGURA 2. *Los diagramas de Schoeller, de composiciones químicas típicas para aguas de producción de CBM (a-f) y para aguas no asociadas con la producción de metano (g) (Van Voast, 2003).*

MATERIALES Y MÉTODOS

La Cuenca Carbonífera Central Asturiana (CCCA) es el mayor afloramiento productivo de España de materiales de edad Carbonífero. Geológicamente, la Cuenca Carbonífera Central es una cuenca sedimentaria muy compleja estructuralmente, aunque con más de 50 capas de carbón en extensión importante como en potencia y rango de los carbones que en la actualidad se pueden explotar económicamente con la perforación horizontal y eventualmente con fracturación hidráulica.

Los materiales presentes en la CCCA consisten en una alternancia monótona de lutitas y areniscas, algunos niveles de calizas y conglomerados silíceos y calcáreos y abundantes capas de carbón. En la última década se ha explorado la posibilidad de explotar los recursos de gas no convencional. Se trata de un área que ha sufrido una intensa actividad minera desde hace más de un siglo.

Son, desde el punto de vista hidrogeológico prácticamente impermeables en conjunto, si bien, los niveles de calizas y de areniscas pueden presentar cierta permeabilidad por fracturación y karstificación o por fracturación respectivamente. En el caso de las areniscas más representativas de la CCCA (Areniscas de Generalas, San Antonio y La Voz, entre otras) se han obtenido valores de permeabilidades que oscilan entre 10^{-4} y 10^{-3} m/día (Pendas et al., 2002). La permeabilidad de las capas de carbón de la CCCA, consideradas en la literatura hidrogeológica como "casi impermeables", ofrece en la práctica un valor entre 0,97 mD a 1,21 mD y una porosidad abierta entre 5,9% a 9,3% (Pendas et al., 2002). Esta baja permeabilidad da lugar a un tiempo de residencia de las aguas muy elevado.

En este trabajo, se realizó un muestreo de aguas en seis pozos mineros de la empresa concesionaria HUNOSA, donde se tomaron muestras de 2 l. de agua en las plantas de mayor profundidad (-500 m snm) y zonas más alejadas de la influencia de las labores mineras superiores. En todas las muestras se ejecutaron análisis químicos e isotópicos realizados por la Estación Experimental del Zaidín (EEZ-CSIC). Los resultados de los análisis de isotopos muestran una edad de las aguas entre 3.000 y 27.000 años.

RESULTADOS

En este trabajo sólo se consideran 6 contenidos: calcio, magnesio, sodio, cloro, sulfato y bicarbonato, que son excelentes indicadores de las relaciones agua-metano en las capas de carbón. Con los resultados analíticos de la tabla I, se han realizado los diagramas de Schoeller para cada uno de los pozos mineros seleccionados. Los resultados analíticos son similares a las de los pozos productores de las cuencas americanas. Se debe de tener en cuenta que las muestras están tomadas a unos 500 metros de profundidad y la producción de los pozos americanos viene de unos 1000 metros de profundidad. Destaca la similitud en los pozos Carrio, Sotón, Santiago y Nicolasa (Fig.3).

Pozo Minero	Na	K	Ca	Mg	F	Cl	NO_3	SO_4	HCO_2
CARRIO-1 (7ª planta)	883,5	6,3	10,8	23,1	1,3	17,2	5,4	698,2	1547,0
FIGAREDO-2 (5ª planta)	226,0	7,5	102,4	75,4	0,3	11,0	0,0	330,8	851,6
SANTIAGO-2 (11ª planta)	201,5	1,8	4,4	0,6	1,1	3,6	4,8	3,4	530,7
SOTON-2 (10ª planta)	471,7	1,9	2,6	1,4	3,4	14,2	5,4	13,5	1174,9
NICOLASA-1 (7ª planta)	109,6	4,2	38,3	16,0	0,2	9,1	0,9	66,0	385,5
Mª LUISA-2 (10ª planta)	1069,1	10,2	19,9	9,7	2,5	92,4	71,4	1418,0	1087,0

TABLA I. *Parámetros químicos (en mg/l) de las muestras recogidas en pozos mineros de la CCCA.*

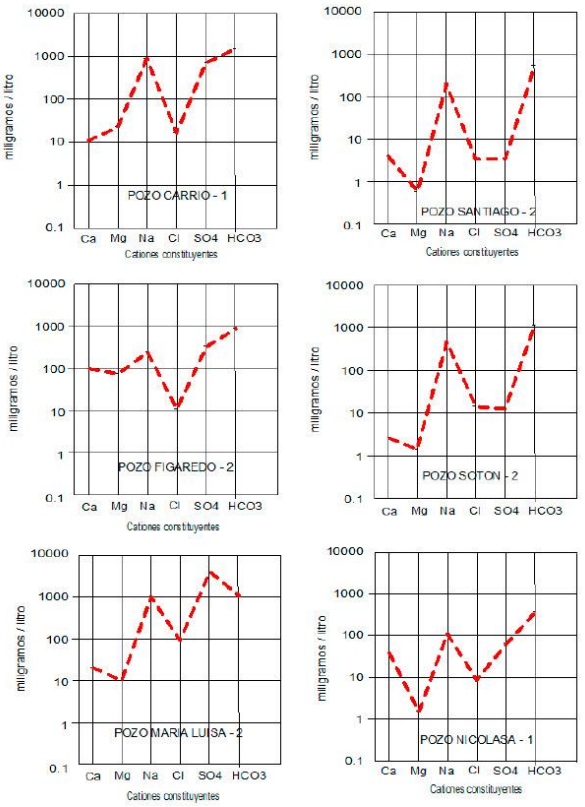


FIGURA 3. *Diagramas de Schoeller de composición química de agua en pozos mineros de la CCCA.*

CONCLUSIONES

Los procesos geoquímicos inherentes a la generación de metano modifican la composición del agua subterránea a un tipo de agua fácilmente reconocible mediante la representación de sus constituyentes en diagramas tipo Schoeller. Los resultados permiten visualizar zonas más propicias a la explotación de recursos de CBM como son los entornos de los pozos Sotón y Santiago además de prever la composición del agua producida en la explotación.

REFERENCIAS

Arce Durante, J.M., Fernández Tomas, J. y Monteserín López, V. (2010): Committee on Earth Resources, & National Research Council. (2010). *Management and Effects of Coalbed Methane Produced Water in the United States*. National Academies Press. 219 p.

Clayton, J.L. (1998): Geochemistry of coalbed gas–A review. *International Journal of Coal Geology*, *35*(1), 159-173.

Dahm, K.G., Guerra, K.L., Munakata-Marr, J., & Drewes, J.E. (2014): Trends in water quality variability for coalbed methane produced water. *Journal of Cleaner Production*, *84*, 840-848.

Pendás, F., Rodríguez, M.Á.Z., & Pérez, J.L. (2002): *Reunión científico-técnica sobre exploración, evaluación y explotación del metano de las capas de carbón,* Oviedo 23-25 de mayo de 2001 (No. 2). IGME.

Van Voast, W.A. (2003): Geochemical signature of formation waters associated with coalbed methane. *AAPG Bulletin*, 87(4), 667-676.

El yacimiento de sales potásicas de la cuenca de Javier-Undués (Navarra y Aragón). El proyecto Mina Muga

The potash deposit of the Javier-Undues basin (Navarra and Aragon). The Muga Mine project

L. Martín[1], D. Muñiz[1], S. Bellido[1], F. J. Palero[1], G. Mayoral[1], P. Rodríguez[1], A. Hall[2], D. Carter[2], J.M. Prada[3] y R. Hidalgo[3]

1. GEOALCALI, S.L., Avenida Carlos III 13, 1ºB, 31002 Pamplona (Navarra), l_martin@geoalcali.com, info@geoalcali.com
2. HIGHFIELD RESOURCES, LTD. 169 Fullarton Road, Dulwich, SA5065 Australia
3. GEOTREX GESTION MINERA, S.L., Avenida Mirat 20, 37005 Salamanca

Resumen: El yacimiento de potasas de la cuenca de Javier-Undués es un ejemplo más de los yacimientos salinos que aparecen en las cuencas eocenas pre-pirenaicas, cuyos principales exponentes han sido la cuenca de la Sierra del Perdón (Navarra) y la cuenca Potásica Catalana (Barcelona). Este yacimiento presenta caracteres equivalentes a los de las zonas hasta ahora explotadas, pero tiene una serie de particularidades que han venido condicionadas por la evolución geodinámica de la cuenca. El adecuado conocimiento de su geología ha permitido poner en evidencia un importante yacimiento de interés económico que será desarrollado en el proyecto Mina Muga.

Palabras clave: Potasas, evaporitas, pre-Pirineo, cuencas eocenas, cuencas salinas.

Abstract: *The potash deposit of the Javier-Undues basin is another example of the saline deposits that appear in pre-Pirenean Eocene basins, whose exploited examples have been the Sierra del Perdon basin (Navarra) and the Catalonian Potash basin (Barcelona). This deposit has equivalent geological characters to the other deposits mined until now, but possesses a group of peculiarities which have been conditioned by the geodynamic evolution of the basin. Adequate understanding of the basin geology has provided evidence of an important potash deposit of economic interest that will be developed under as the project named Muga Mine.*

Key words: *Potash, evaporite, pre-Pirenean Mountains, Eocen basins, saline basins*

INTRODUCCIÓN

La existencia de sales potásicas en las cercanías de Javier (Navarra) se conoce desde 1935, cuando se realizó un sondeo en las Salinas de Javier. Con el desarrollo en la década de los 60 de las minas de la Sierra del Perdón, se extendió la exploración a zonas donde ya se habían encontrado indicios de potasas. Los resultados de las diversas campañas de exploración fueron presentados en el informe de ENADIMSA (1992), donde se ponía en evidencia la existencia de un interesante yacimiento de potasas, aunque en ese momento no fue viable su explotación.

A comienzos de la segunda década del presente siglo, ante el aumento de la demanda de fertilizantes a nivel mundial, Geoalcali, S.L., filial española de la australiana Highfield Resources, establece una serie de permisos de investigación cubriendo, entre otras, las zonas investigadas anteriormente entre Navarra y Aragón. El trabajo realizado por Geoalcali, basado principalmente en sondeos, ha puesto en evidencia un importante yacimiento de silvina de interés económico.

Este yacimiento es multicapa, con al menos 3 ciclos potásicos, los cuales aparecen en una secuencia evaporítica con importantes variaciones de espesor. Este hecho ha planteado cierta complejidad a la hora de establecer correlaciones, pero con el análisis geológico detallado de las columnas de los sondeos se han localizado niveles de referencia, que han permitido definir con fiabilidad la geometría del yacimiento y calcular sus recursos.

EL MARCO GEOLÓGICO

La cuenca de Javier-Undués forma parte del conjunto de cuencas Eoceno-Oligoceno que aparece jalonando el Pre-Pirineo, formadas anteriormente al levantamiento de la cordillera, aunque sus secuencias sedimentarias reflejan los movimientos que ya habían comenzado en la parte interna. (Fig. 1) Estas cuencas han sido estudiadas por un importante grupo de autores, entre los que destacan los trabajos de Del Valle Lersundi (1932), Puigdefabregas (1975), Rosell (1983), entre otros.

El relleno de estas cuencas se realiza en el Eoceno Inferior en un medio marino carbonatado de plataforma que evoluciona a condiciones más restringidas y profundas con sedimentación detrítica. Al finalizar el Eoceno quedan aisladas del mar abierto y la influencia

continental se hace dominante, formándose una potente secuencia detrítica durante el Oligoceno. En el tránsito de las condiciones marinas a continentales, se produce la sedimentación de las sales.

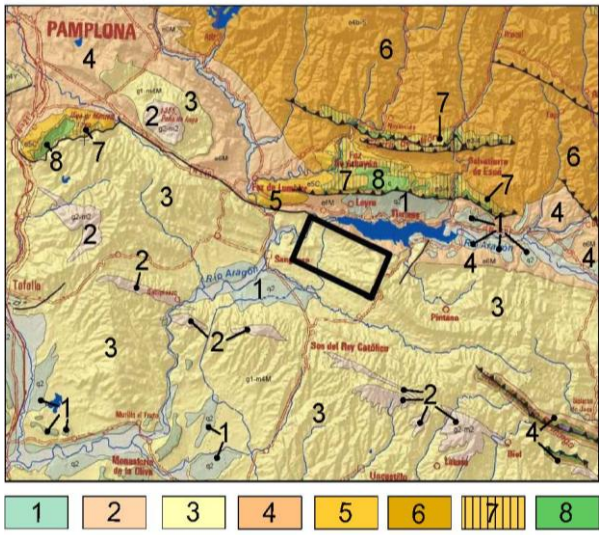


FIGURA 1. *Mapa geológico del pre-Pirineo en el sector de Pamplona-Sangüesa. El recuadro muestra la zona del proyecto Mina Muga. Tomado del Mapa Geológico de Los Pirineos editado por el IGME-BRGM (2009). 1 .Cuatern. 2. Mioceno, 3.Oligoceno, 4. Eoceno Sup., 5 y 6. Eoceno Inf., 7. Paleoceno. 8. Cretácico Sup.*

LA CUENCA DE JAVIER-UNDUÉS

La cuenca potásica de Javier-Undués ocupa terrenos de las localidades de Sangüesa y Javier (Navarra), y de Undués de Lerda (Zaragoza), con una extensión de unos 30 km^2.

La estructura general de la cuenca lleva un rumbo WNW-ESE y se puede definir una sucesión sinclinal-anticlinal, vergentes al S. El sinclinal está limitado al Norte por una falla longitudinal con fuerte buzamiento N (Falla de La Cardonera) y al Sur por el anticlinal de La Magdalena que presenta un flanco sur corto y verticalizado que se resuelve mediante una falla longitudinal con traza arqueada. Esta forma condiciona el cierre periclinal del anticlinal. La cuenca queda abierta hacia el NW mientras que por el Este aparece limitada por el corredor de fracturación NE-SW de la Falla de Ruesta. Este corredor ha jugado a modo de falla directa, hundiendo el bloque oriental (Pintanos) respecto al occidental (Javier-Undúes).

La secuencia estratigráfica

En base a la información aportada por los sondeos se ha establecido la siguiente secuencia estratigráfica de muro a techo (Fig. 2):

Unidad Margas de Pamplona. Infrayacente al tramo salino, está compuesta por una monótona alternancia de margas y delgados niveles arenosos. Formada en un ambiente marino turbidítico.

Unidad Evaporítica. Con un contacto muy neto aparecen las evaporitas en la que se distingue:

Anhidrita basal. Tramo muy continuo y delgado (max. 1 m), representa el inicio de serie evaporítica.

Sal de Muro. Formada por halita masiva cristalina, En la parte occidental incluye potasas en 2 capas y en delgadas intercalaciones. Presenta un espesor variable, desde más de 100 m. en la parte W y S hasta prácticamente estar ausente en el sector central.

Sal de Techo. Con un contacto gradual pero rápido, aparece una alternancia de delgadas capas de halita, potasas, margas, arcillas y anhidrita. Son frecuentes las brechas con fragmentos angulosos de margas embebidos en sales. Las potasas desaparecen hacia techo, quedando solo halita entre las capas margo-arcillosas. El espesor de este tramo es decamétrico.

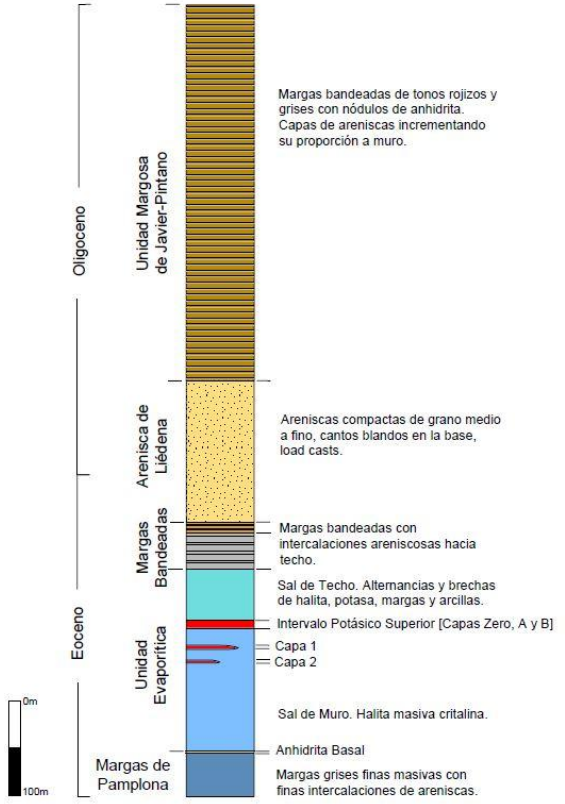


FIGURA 2. *Columna esquemática de la secuencia Eoceno Superior-Oligoceno atravesada en los sondeos de la cuenca de Javier-Undués.*

Unidad de transición "Margas Bandeadas". La pérdida de la sal deja paso a una alternancia finamente laminada de margas, areniscas finas, lutitas y arcillas, de característico aspecto bandeado. Hacia el techo aumentan las areniscas y termina con un tramo de material margoso-lutítico (mudstone) desorganizado, con areniscas con texturas hidrodinámicas y slumps. El espesor es de 60 y 80 m y constituye una unidad de tipo regresivo en la que se hay una superposición de subambientes cada vez más someros y más energéticos.

Unidad areniscosa "Arenisca de Liédena". Sobre el tramo desorganizado aparece una alternancia de capas de areniscas compactas cementadas por abundante carbonato, con granoclasificación, estratificación cruzada y ripples. El espesor es variable de 60 a 120 m.

Unidad Margosa. Es la que aflora extensamente en la zona y consta de una monótona secuencia de margas y lutitas con nódulos dispersos de anhidrita-yeso y con tramos intercalados de areniscas. El contacto de muro es muy gradual predominando las areniscas. Los tramos margolutíticos presentan laminaciones paralelas y aspecto bandeado con finas capas de areniscas. Hay algunos tramos desorganizados.

Estructura presente de la cuenca

La sencilla macroestructura sinclinal-anticlinal que se reconoce en superficie, no se corresponde con la detectada en profundidad, la cual está condicionada por las variaciones de espesor de la Sal de Muro sobre todo. Así hay un depocentro salino en la parte W (Fig. 3), mientras que en la parte central hay un umbral sedimentario que llega a hacer desaparecer a la sal masiva. Este umbral se extiende hacia el Este, mostrando un suave basculamiento hacia levante, de forma que el espesor de la sal aumenta gradualmente hasta llegar a la falla de Ruesta. Al Norte y al Sur del umbral también se producen engrosamientos notables de la Sal de Muro.

La Sal de Techo presenta una geometría algo más uniforme, ligeramente inclinada hacia el S y SW, de forma que los puntos más cercanos a la superficie quedan en los extremos NE y E. Es en esos sectores donde el tramo salino es más superficial y donde se han detectado procesos de disolución.

La forma que tiene el plano del contacto entre Sal Techo-Sal de Muro es casi plano en las partes más someras del NE y del Este de la cuenca. A partir de ahí hay una continua profundización hacia el Oeste y SW que es disconforme con la traza del anticlinal de La Magdalena. Hacia el NW la inclinación del plano de contacto tiende a ponerse paralelo a la estructura del flanco N del sinclinal, detectándose también ciertas verticalizaciones a modo de flexiones longitudinales. A grandes rasgos se puede decir que la estructura de las unidades salinas es conforme en su parte N, NW y E y es disconforme con el anticlinal por el S y W. Por el contario, el contacto de las Margas Bandeadas con la unidad areniscosa se ajusta a la geometría sinclinal-anticlinal. Esta desarmonía debe solucionarse mediante un engrosamiento de las Margas Bandeadas en la parte occidental, especialmente en el núcleo sinclinal, bien por replegamiento o bien por repetición tectónica.

CORRELACIÓN Y DISTRIBUCIÓN DE LAS CAPAS DE POTASAS

Las diversas intersecciones de tramos potásicos en los sondeos, los espesores que han presentado, las profundidades a las que han aparecido y las irregularidades que presentan los tramos salinos, han hecho que la correlación entre las distintas capas de potasas no haya sido algo intuitivo. Sin embargo, si se toma como referencia un nivel estratigráfico que sea isócrono y que esté extendido y reconocido por toda la cuenca, la posición de cada intersección respecto a ese nivel de referencia permite establecer una correcta correlación. Los niveles que se considerar isócronos y de utilidad para este fin son:

- El nivel de Anhidrita Basal.
- El contacto entre la Sal de Techo y Sal de Muro.
- El contacto entre las unidades Areniscosa y de Transición.

De estos 3 niveles, el contacto entre las unidades salinas es el más idóneo para la correlación. Con él, además la Capa B queda ya posicionada en la cuenca ya que se encuentra justo sobre ese contacto. Los horizontes mineralizados situados por encima son los correspondientes a las denominadas capas Zero y A, mientras que los que hay por debajo pertenecerán a los 2 episodios intercalados en la Sal de Muro (capas 1 y 2). La Capa B es la más extendida y continua en el yacimiento (Fig. 3). Las capas Zero y A aparecen de forma discontinua por los sectores central y E, mientras que las capas 1 y 2 aparecen en la parte W.

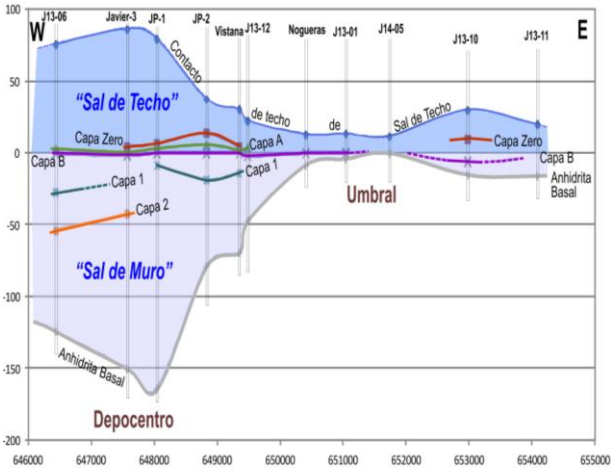


FIGURA 3. *Sección longitudinal esquemática de correlación entre capas de potasas interceptadas en los sondeos.Estánn referidas a un nivel cero considerado en el contacto de Sal de Techo-Sal de Muro.*

LA MINERALIZACIÓN

La mineralización potásica mayoritaria en el yacimiento es de silvina, formada por una mezcla de silvita, halita e insolubles. La presencia de carnalita es escasa y errática. A nivel de trazas se ha detectado polihalita y en la fracción insoluble arcillas, sericita, anhidrita, magnesita y calcita.

La textura más común de la mineralización es brechoide, formada por fragmentos de margas y arcillas rodeadas por las sales recristalizadas. Entre las brechas se conserva un bandeado recristalizado que es un rasgo primario de la mineralización, a diferencia de las brechas que sería una textura secundaria. La presencia o no del bandeado permite diferenciar 2 tipos de mineral que se han denominado "Brechoide"

(mayoritariamente brechas) y "Bandeado" (mezcla de brechas y tramos bandeados). Esta diferencia textural tiene además implicaciones composicionales, ya que en términos generales el mineral de tipo "Brechoide" tiene mayor contenido en insolubles y magnesio que el de tipo "Bandeado". El mineral "Brechoide" aparece principalmente en las capas Zero y A, mientras que el "Bandeado" se da principalmente en las capas B, 1 y 2.

Con los criterios de correlación citados, se ha elaborado un modelo de bloques para el yacimiento basado en los 37 sondeos (10 históricos y 27 de Geoalcali), con un total de 20051m perforados y 2412 muestras analizadas. Con este modelo se han calculado unos recursos globales de 263.7 MTm, con unos contenidos medios de 13.5% K_2O, 0.36% MgO y 12.4% insolubles, para un cut-off de 8% de K_2O y 1,5 m de potencia mínima.

Recurso	MTm	K_2O (%)	MgO (%)	Ins. (%)
Medido	75.1	13.6	0.40	12.8
Indicado	149.4	13.3	0.34	12.3
Inferido	39.2	13.8	0.38	12.0
Total	263.7	13.5	0.36	12.4

TABLA I. *Recursos de potasas calculados en el yacimiento de la cuenca de Javier-Undués.*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El registro sedimentario de la cuenca de Javier-Undués se inicia con un episodio marino profundo (Margas de Pamplona) que se transforma a evaporítica tras un cambio climático a condiciones de extrema aridez. Consecuencia de ello es la formación de una salmuera por un balance negativo entre afluencia y evaporación de agua marina en la cuenca. La precipitación salina comienza con la saturación en sulfato cálcico en un primer momento (Anhidrita basal) y poco después en cloruro sódico (Sal de Muro). Las diferencias de subsidencia en el fondo de la cuenca da lugar a que ciertos sectores queden aislados en momentos concretos, llegándose en ellos a saturarse la salmuera en KCl y precipitar las potasas. Este ciclo de entrada de agua de mar con evaporación continuada, saturación en NaCl, aislamiento y precipitación de KCl, se produce al menos en 3 ocasiones. Las dos primeras de forma restringida (Zona Oeste del yacimiento), mientras que la tercera ocurre de forma generalizada en toda la cuenca y marca el cambio definitivo de las condiciones de sedimentación. Este tercer ciclo de formación de potasas supone el cambio a unas condiciones lacustres. La precipitación potásica termina con la precipitación de los cloruros de Mg en forma de carnalita. Agotada la salmuera potásica, la sedimentación de NaCl continúa hasta finalizar por progresiva dilución de la salmuera por la entrada de aguas dulces desde los bordes de la cuenca, quedando al final sólo la sedimentación de materiales detríticos finos (Margas Bandeadas). La sedimentación evaporítica debe producirse en una cuenca estrecha, con bastantes aportes detríticos finos desde los bordes, aportando gran cantidad de insolubles.

No hay seguridad de que hubiera habido una nueva entrada de agua del mar o simplemente una evolución del medio lacustre, pero hay un cambio progresivo a condiciones someras. Tras un momento de acentuada inestabilidad tectónica se produce la sedimentación de la Unidad Areniscosa con influencia fluvial. La cuenca adquiere una gran subsidencia generalizada durante el Oligoceno con una sedimentación margosa en condiciones parálicas y con influencia fluvial, formando la unidad margosa que completa la secuencia sedimentaria.

Durante la diagénesis, por la repetitiva presencia de capas de margas y arcillas entre las sales, y a causa del comportamiento fluidal de estas, se produce la disgregación de las capas de insolubles y se forman la brechas tan características de la mineralización. Otro fenómeno diagénetico que ocurre es la transformación de carnalita en silvita en la parte más alta del yacimiento (capas Zero y A), lo cual aumenta el carácter brechoide en ellas y causa una mineralización más irregular con mayor presencia de los insolubles.

Estos procesos han dado lugar a un yacimiento multicapa de sales potásicas, en las que los procesos diagenéticos han desdibujado la repetitividad de los estratos tan característica de estos yacimientos. Esto no implica que se haya perdido la continuidad de la mineralización, todo lo contrario, que aparece en unos horizontes concretos que han podido correlacionarse con fiabilidad al tener criterios geológicos de referencia. Con ello se ha podido definir un importante yacimiento de silvina con interés económico.

REFERENCIAS

Del Valle Lersundi, J. (1932): Descubrimiento de la Cuenca Potásica de Navarra. *Notas y Comunicaciones del IGME*, 4: 3-21.

ENADIMSA, (1992): *Investigación y Evaluación de Mineral en el área de de Javier-Los Pintano.* Informe interno para Potasas de Subiza. Memoria y 14 anexos.

Puigdefabregas, C. (1975): La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Monografía del Instituto de Estudios Pirenaicos, 104*, 188p

Rosell, L. (1983): *Estudi petrologic, sedimentologic i geoquimic de la formación de sals potassiques de Navarra (Eoceno Superior).* Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 321p.

Caracterización de estructuras geológicas susceptibles de almacenar dióxido de carbono en el Margen Catalano-Valenciano, España

Geological structures suitable for carbon dioxide storage in the Catalan-Valencian Margin, Spain

F. Fernández-Sáez[1], A. Maestro[1] y F. Bohoyo[1].

1 Instituto Geológico y Minero de España. C/Calera, 1 28760- Tres Cantos (Madrid, España). ffdezsaez@gmail.com, a.maestro@igme.es, f.bohoyo@igme.es

Resumen: En el marco del proyecto ALGECO$_2$ han sido seleccionadas tres estructuras geológicas localizadas en la plataforma continental al sur del Delta del Ebro como potenciales almacenes de CO_2. Se han analizado un total de 59 perfiles de sísmica multicanal, junto con las diagrafías de tres sondeos petrolíferos para establecer las características geométricas y estratigráficas de los almacenes. Estos almacenes se han denominado Cenia-1, Vinaroz-2 y Torreblanca-1, siguiendo la nomenclatura utilizada para denominar los sondeos. Se tratan de almacenes de origen estructural con geometría en *horst* elongados de dirección NE-SO, limitados por fallas normales que buzan al sureste y noroeste. Los almacenes están constituidos litológicamente por calizas arcillosas, conglomerados y calizas fracturadas de las formaciones Alcanar y Montsià, de edades Mioceno medio y Cretácico inferior respectivamente. Sobre estas unidades se dispone una serie de más de 1000 m de espesor, constituidas por areniscas, margas y arcillas del Grupo Castellón y la Formación Ebro, de edades Mioceno superior y Plioceno-Cuaternario, respectivamente, que actúan como sello del almacén.

Palabras clave: almacenamiento CO_2, conversión tiempo-profundidad, Margen Catalano-Valenciano, modelado 3D, sísmica de reflexión.

Abstract: *In the framework of the ALGECO$_2$ project three geological structures has been selected located in the continental shelf to the south of the Delta del Ebro suitable for CO_2 storage. A dataset of 59 multichannel seismic profiles and three former oil wells logs have been analyzed in order to characterize three storage geological structures with similar stratigraphy and geometrical features. These storage structures have been named following the name of the wells: Cenia-1, Vinaroz-2 and Torreblanca -1. The storage structures show a NE-SW elongated horst shape, limited by normal faults with southeastward and northwestward dips. The lithology of the storages units comprises clay limestones, conglomerates and fractured limestones of the Montsià and Alcanar formations, of the Lower Cretaceus and Middle Miocene, respectively. The seal is composed of sandstones, marls and clays of the Castellon Group (Middle Miocene) and Ebro Formation (Pliocene- Quaternary) with a thickness of more than 1000 m.*

Key words: *CO_2 storage, time-depth conversion, Catalan-Valencian Margin, 3D modeling, multichannel seismic reflection.*

INTRODUCCIÓN

El "Plan de Selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento de CO_2 en España" (Plan ALGECO$_2$) se centra, entre otras actividades, en realizar el estudio geológico de diversos sectores del margen continental español con el objeto de caracterizar su estructura y geometría para determinar las áreas susceptibles de constituir emplazamientos para el almacenamiento geológico de CO_2 de origen antropogénico.

El margen Mediterráneo constituye una de las zonas de trabajo ya predefinidas, que a su vez se subdivide en cuatro subzonas. Una de éstas corresponde al Margen del Delta del Ebro, donde se ha realizado el estudio geológico de diferentes estructuras a través de la interpretación sistemática de perfiles de sísmica de reflexión multicanal y diagrafías entorno a los sondeos petrolíferos Cenia-1, Torreblanca-1 y Vinaroz-2 (Fig. 1).

CONTEXTO GEOLÓGICO

La zona de estudio se localiza en la plataforma continental del Dominio Catalano-Valenciano (Fontboté et al., 1990) dentro de la unidad geológica conocida como el Surco de Valencia. Este sector se caracteriza por el desarrollo de estructuras en altos y surcos estructurales, delimitados por fallas normales (Roca y Delsegaux, 1992), relacionadas con la propagación de eventos de *rifting* durante la apertura del Mediterráneo Noroccidental en el Oligoceno tardío

y el Mioceno inferior (Maillard et al., 1992). Esta zona se caracteriza por ser una zona de baja deformación con fallas normales lentas y de sismicidad entre baja y moderada (Perea, 2006). Estas fallas normales se presentan según dos sistemas extensionales: uno de dirección NE-SO a NNE-SSO de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior y otro de fallas NO-SE, de edad Neógeno superior.

La evolución geodinámica del margen estuvo condicionada por el movimiento relativo de las placas de África y Eurasia y pueden diferenciarse dos etapas principales (Vázquez et al., 1994). En una primera etapa tiene lugar la estructuración principal del margen mediante un sistema de fallas normales de dirección NE-SO a N-S, que generó un sistema de fosas que se extiende a lo largo del Golfo de León, Cordillera Costero-Catalana y el Dominio Catalano-Valenciano. Esta primera etapa corresponde al episodio de *rifting* (Oligoceno superior-Burdigaliense) que generó las cuencas Liguro-Provenzal y del Surco de Valencia, bajo un movimiento de convergencia NNE de África respecto Europa (Dewey et al., 1989). Las fallas NO-SE a ONO-ESE se tratarían de fallas direccionales ligadas a los procesos de *drifting* de edad Burdigaliense, que se extendería en el extremo de una amplia banda que constituyó una zona de transferencia que separaría un área que sufrió una extensión relativamente pequeña, Surco de Valencia, de otra en la que se creó corteza oceánica, Cuenca Liguro-Provenzal.

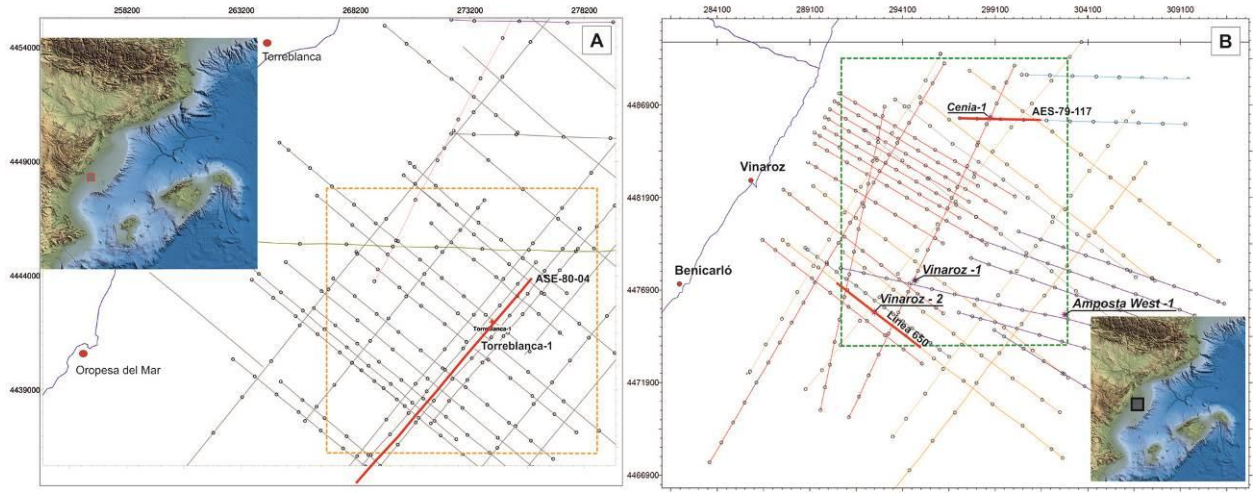


FIGURA 1. *Situación geográfica de las zonas de estudio en el Margen Catalano-Valenciano. Posición de las líneas de sísmica de reflexión multicanal y de los pozos petrolíferos cercanos. A) Zona en torno al sondeo Torreblanca -1, con el perfil AES-80-04 interpretado en la Figura.2C. B) Zona en torno a los sondeos Cenia-1 y Vinaroz-2 con los perfiles interpretados AES-79-117 y 650 en las Figuras 2A y 2B respectivamente.*

La segunda etapa comprende desde el Tortoniense hasta el Plioceno. Debido al cambio de dirección de convergencia entre África y Europa (Dewey et al., 1989), que pasa a ser NO, se produce un cierto bloqueo de los procesos extensionales sobre el sistema de fallas NE-SO a N-S, mientras que se favorece el movimiento tensional del sistema de fracturas NO-SE a ONO-ESE que quedan paralelas a la dirección de máxima compresión, y que a partir de este momento funcionan como fallas normales (Medialdea et al., 1996).

El relleno sedimentario del Surco de Valencia es de aproximadamente 6 km de espesor y se desarrolla desde el Oligoceno superior hasta el Cuaternario. Éste se apoya en una discordancia erosiva sobre un sustrato heterogéneo de rocas Paleozoicas y Mesozoicas, que previamente, al haber quedado emergidas y expuestas desde el Cretácico superior y durante gran parte del Paleógeno, fueron sometidas a intensos procesos de fracturación y, en el caso de las rocas carbonáticas, de karstificación, como ocurre con las calizas cretácicas de la Formación Montsià (Martínez del Olmo y Esteban, 1983), y que se localizan inmediatamente por debajo de la serie cenozoica en la zona de estudio (Fig. 2A: Unidad 2). Con edad Cenozoica, en la zona estudiada se distinguen los siguientes grupos de base a techo (Álvarez y Meléndez, 1994) (Fig. 2B): 1) Grupo Alcanar, constituido por una serie de conglomerados, calcilutitas y margas calcáreas oscuras, arcillas, calizas arcillosas y dolomías de edad Oligoceno terminal-Serravaliense inferior y de espesor variable, controlado fundamentalmente por procesos tectónicos que compartimentan el margen, y que no supera los 200 m hasta desaparecer en las zonas de *horsts*, mientras que en las zonas de *graben* el espesor puede llegar a superar los 600 m; 2) Grupo Castellón, constituido por margas azuladas y areniscas de edad Serravaliense inferior-Messiniense inferior y cuyo espesor varía, siendo de 350 m en la zona correspondiente a los altos estructurales, y de 700 m en las zonas deprimidas; y 3) Grupo Ebro, constituido por arcillas (Arcillas del Ebro que constituyen la unidad basal del Plioceno) y arenas (Arenas del Ebro de edad cuaternaria), que presenta un espesor medio que supera los 1400 m y que aumenta ligeramente hacia el oeste, donde llega a alcanzar los 1700 m.

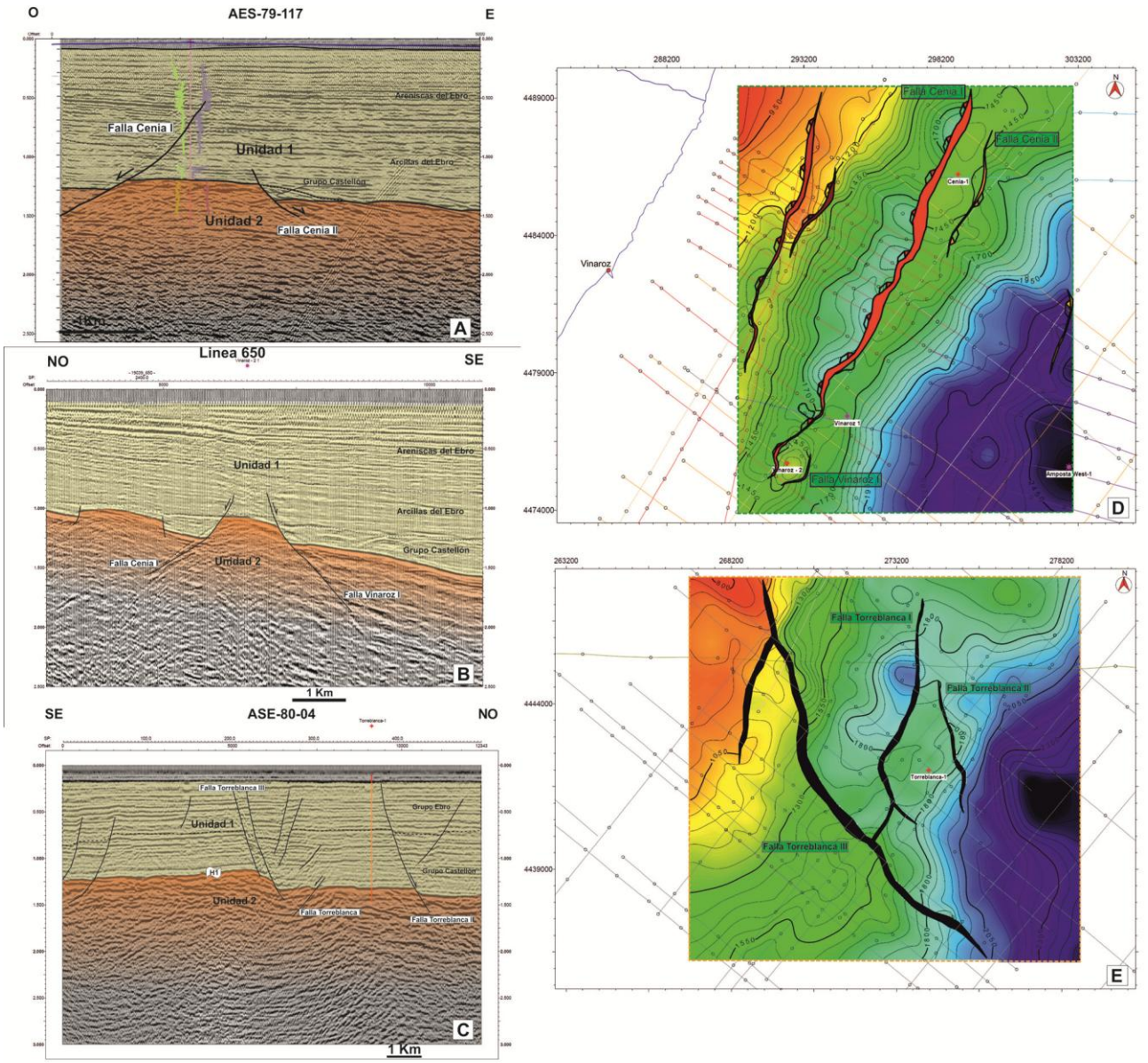


FIGURA 2. *Mapas de Isobatas del techo del almacén de cada sector estudiado e interpretación de perfiles de sísmica multicanal que cruzan los sondeos seleccionados. A) Perfil AES-79-117. B) Perfil 650. C) Perfil AES-80-04. D) Mapa sector Cenia-1 y Vinaroz-2. E) Mapa sector Torreblanca 1. Ver localización de los perfiles en la Fig. 1.*

METODOLOGÍA

Para la caracterización geológica, estratigráfica y estructural de los diferentes sectores seleccionados se han realizado las siguientes actividades: i) Recopilación de datos geológicos y geofísicos a partir de bases de datos institucionales; ii) Digitalización y georreferenciación de las secciones sísmicas y las diagrafías de los sondeos seleccionados; iii) Interpretación de las secciones sísmicas y su correlación con los sondeos analizados para la elaboración de mapas de isopacas de las capas sello y almacén; iv) Elaboración de los perfiles modelo de velocidad de las ondas sísmicas para la conversión/migración de las capas límite de profundidad de tiempo doble a metros; v) Análisis litológico y petrofísico a partir de las diagrafías disponibles para obtener la porosidad de la unidad almacén; y vi) Construcción y validación del modelo geológico 3D de los almacenes y cálculo de volúmenes efectivos para determinar la capacidad de almacenamiento de la unidad almacén.

ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

El estudio combinado de 59 líneas sísmicas (cerca de 1100 km de longitud) y de las diagrafías de tres sondeos petrolíferos en el margen del Delta del Ebro, ha permitido establecer tres estructuras como posibles almacenes con similares características estratigráficas y geométricas.

La estructura en torno al sondeo Cenia-1 se caracteriza por ser un almacén estructural localizado en un *horst* alargado de dirección NE-SO a lo largo de 10 km, y limitado por dos fallas normales buzando hacia el NO, Falla Cenia I y hacia el SE, Falla Cenia II (Fig. 2A y D). El almacén está constituido por calizas blandas fosilíferas y calizas fracturadas con cementos secundarios de calcita pertenecientes al Grupo Alcanar y la Formación Montsià respectivamente. La parte más alta de la estructura se sitúa en torno a 1380 m de profundidad al SSO del sondeo (Fig. 2D). Tras el cálculo de la porosidad de la unidad almacén se ha establecido un volumen de poros de unos 15,6 Mm^3. Este almacén se encuentra sellado por una sucesión de margas y arcillas plásticas fosilíferas de origen pelágico (Arcillas del Ebro) (Fig. 2A).

En el sondeo Vinaroz-2, el límite de la unidad sello con la unidad almacén se sitúa a 1291 m de profundidad (Fig. 2D). El almacén esta constituido por el Grupo Alcanar y la Formación Montsià, y se localiza en la parte superior de un alto estructural de planta subcircular de aproximadamente 1,5 km de diámetro, limitado por dos fallas normales: la Falla de Cenia I, que buza al NO y la Falla Vinaroz I, que buza al SE (Fig. 2B y D). Para la unidad almacén se ha establecido un volumen de poros en torno a 5,13 Mm^3.

En el sondeo Torreblanca-1, el techo de la unidad almacén se sitúa a una profundidad de 1691 m, en la cresta de un *horst* alargado en dirección N-S, ligeramente basculado hacia el este relacionado con dos fallas normales: una falla de dirección N-S que buza hacia el oeste (Falla Torreblanca I) y otra de dirección NNO-SSE que buza hacia el este (Falla Torreblanca II) (Fig. 2D y E). La unidad sello está constituida por una potente unidad de arenas y limos con intercalaciones de arcillas grises pertenecientes al Grupo Castellón. Mediante el estudio petrofísico de las diagrafías del sondeo Torreblanca-1, se ha obtenido la porosidad media de la unidad almacén y un volumen de poros de 34,36 Mm^3.

CONCLUSIONES

El estudio del sector en torno al Delta del Ebro, ha permitido definir tres almacenes potenciales de características geométricas y estratigráficas similares, situados en la parte alta de una estructura tipo *horst* limitado por dos fallas normales de buzamientos opuestos que limitan las trampas estructurales. Los almacenes de estas trampas están litológicamente constituidos por calizas arcillosas, conglomerados y calizas fracturadas de las formaciones Alcanar y Montsià, de edades Mioceno medio y Cretácico inferior respectivamente, y cubiertos por una unidad sello de más de 1000 m de espesor compuesto por areniscas, margas y arcillas de la Formación Ebro y Grupo Castellón, de edades Plioceno-Cuaternario y Mioceno superior respectivamente.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca en las actividades del proyecto PROGEZEE (CTM2011-13367-E) del Ministerio de Ciencia e Innovación y de los proyectos ZEEEIGME, ALGECO2 (2ª Fase) y SEGY-BAS financiados por el IGME.

REFERENCIAS

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. y Knott, S.D. (1989): Kinematics of the westem Mediterranean. En: *Alpine Tectonics* (M.P. Coward, D. Dietrich y R.G. Park, eds.), Geology Society, Special Publication, 45: 265-283.

Fontboté, J.M., Guimerà, J., Roca, E., Sàbat, F., Santanach, P. y Hernández-Ortigoza, F. (1990): The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (western Mediterranean). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3 (2): 7-18.

Maillard, A., Mauffret, A., Watts, A.B., Torné, M., Pascal., G., Buhl, P. y Pinet, B. (1992): Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203: 57-75.

Martínez del Olmo, W. & Esteban, M. (1983): Paleokarst development (Western Mediterranean). *Carbonate Depositional Environments*, *AAPG Special Publication*, 33: 93-95.

Medialdea, T., Vázquez, J.T. y Vegas, R. (1996): Estructura y evolución geodinámica del extremo noreste del margen continental catalán durante el Neógeno. *Acta Geológica Hispánica*, 29 (4): 39-53.

Perea, H. (2006): *Falles actives i perillositat sísmica al marge nordoccidental del solc de València*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona, Barcelona, 382 pp.

Roca, E. y Deselgaux, P. (1992): Analysis of the geological evolution and vertical movements in the Valencia Trough area, western Mediterranean. *Marine Petroleum Geology*, 9: 167-185.

Vázquez, T., Medialdea, T. y Vegas, R. (1994): El sistema NW-SE de Fosas de Rosas y Bagur (Margen continental nororiental de España). *Geogaceta*, 14: 21-23.

Caracterización de estructuras geológicas en el margen continental Cantábrico para evaluar la capacidad de almacenamiento de CO_2 e integridad del sello: El Sondeo MCJ-1 (España)

Characterization of geological structures in the Cantabrian continental margin for evaluation of CO_2 storage and seal integrity: The case of the MCJ-1 well (Spain).

F. Fernández-Sáez[1], J. García-Senz[1], M. Najarro[1], A. Maestro[1] y F. Bohoyo[1]

1 Instituto Geológico y Minero de España. C/Calera, 1 28760- Tres Cantos (Madrid, España). ffdezsaez@gmail.com, jesus.garcia@igme.es, mnajarro21@gmail.com, a.maestro@igme.es, f.bohoyo@igme.es.

Resumen: El Margen Continental Cantábrico fue elegido en el marco del proyecto ALGECO$_2$ como una zona potencial de almacenamiento de CO_2. Una de las zonas seleccionadas se localiza en torno al sondeo Mar Cantábrico J-1 (MCJ-1), situado a 1,5 km de la costa de Santander, donde han sido interpretados 30 perfiles de sísmica de reflexión multicanal. Este sondeo se sitúa en la charnela de un anticlinal de dirección NE-SO, cuyo origen está relacionado como la inversión de un sistema de semicuencas desarrolladas durante el Cretácico inferior. Esta estructura es la continuación en el margen continental de la Banda de Pliegues y Cabalgamientos de Nansa (BPCN). La BPCN está constituida por pliegues de propagación de falla vergentes al sur, que involucran al basamento varisco, y una cobertera Cretácico-Terciaria solidaria, que definen el borde norte y oeste de una provincia salina denominada Bloque Costero de Santander (BCS). La BPCN y el BCS se conectan mediante una compleja zona triangular de deformación. La interpretación de los perfiles sísmicos de reflexión multicanal, las diagrafías del sondeo y la realización de cuatro cortes geológicos seriados que unen la estructura anticlinal estudiada con los datos de la zona emergida ha sido determinante para evaluar la geometría del sello y el almacén.

Palabras clave: almacenamiento de CO_2, conversión tiempo-profundidad, Margen Cantábrico, modelado 3D, tectónica salina.

Abstract: *The Cantabrian Continental Margin was selected as a potential zone for CO_2 storage during the ALGECO$_2$ project. One of the selected areas is located around the Mar Cantabrico J-1 well (MCJ-1), at 1.5 km offshore from the Santander coast. In this area, 30 seismic reflection multichannel profiles have been interpreted. This well is placed in a NE-SW anticline hinge, whose origin is related to inverted semigraben systems developed during the Lower Cretaceous. This anticline structure is part of the Nansa Thrust and Fold Belt (BPCN) offshore continuation. The BPCN is composed of south-vergent basement-cored fold propagation faults and a solidary Cretaceous-Tertiary sedimentary cover, which constituted the north and west border of a salt province called Santander Coastal Block (BCS). The BPCN and the BCS are connected by a complex triangular deformation zone. The interpretation of the multichannel seismic reflection profiles, the well logs and series of four cross-sections linking studied anticlinal structure offshore and the geological onshore data, has been crucial to evaluate the geometry of the seal and store.*

Key words: *CO_2 storage, time depth conversion, Cantabrian Margin, 3D modeling, saline tectonics.*

INTRODUCCIÓN

El "Plan de selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento de CO_2 en España" (Plan ALGECO$_2$) comprende, entre otras actividades, el estudio geológico de diversos sectores del margen continental español, con el objeto de caracterizar su estructura y geometría, y determinar las áreas susceptibles de constituir emplazamientos de almacenamiento geológico de CO_2 de origen antropogénico. De los tres sectores estudiados en el margen continental Cantábrico, el almacén perforado por el sondeo Mar Cantábrico J-1 (MCJ-1), a 1,5 km de la costa, ha sido estudiado como un posible candidato (Fig. 1).

CONTEXTO GEOLÓGICO

La fragmentación de Pangea entre el Pérmico y el Cretácico con la apertura del Océano Atlántico, condujo primero a la formación de cuencas transtensionales-extensionales y después al desarrollo de márgenes pasivos en la Placa Ibérica. El margen noribérico se separa de Eurasia durante el Aptiense-Albiense (Derégnaucourt y Boillot, 1982) y la Placa Ibérica se mueve independientemente del resto de Europa con un sentido antihorario hacia el sudeste,

arrastrada por África en su movimiento hacia el este (Malod y Mauffret, 1990). A lo largo de este proceso, ocurre la separación de los márgenes continentales Cantábrico (Iberia) y Armoricano (Eurasia), y la creación de corteza oceánica en el Golfo de Vizcaya.

El cese de la apertura del Golfo de Vizcaya, hace unos 80 Ma (Roest y Srivastava, 1991), junto con el empuje de África, provoca un movimiento de rotación horario que se relaciona con el inicio de la orogenia pirenaica dentro del ciclo alpino (Pulgar et al., 1996), caracterizada por una subducción limitada a lo largo del Margen Cantábrico, el desarrollo de un prisma de acreción y la inversión de las estructuras existentes durante el Eoceno y el Mioceno inferior (Álvarez-Marrón et al., 1997; Gallastegui, 2000).

El Sondeo MCJ-1 se encuentra sobre un anticlinal vergente al sur limitado por una falla de alto ángulo (Shell, 1980), que García-Senz et al. (2015) interpretan como el resultado de la inversión de un semigraben de edad Aptiense superior a posiblemente Albiense. Este anticlinal supone la continuación sumergida bajo el Mar Cantábrico del dominio de la Banda del Nansa (Espina, 1997), caracterizada por pliegues de propagación de falla que involucran al basamento varisco y a una cobertera cretácico-terciaria solidaria relativamente delgada. Estos pliegues de basamento limitan por el oeste, sur y norte, una provincia salina denominada Bloque Costero de Santander (BCS) (Barnolas y Pujalte, 2004), cuya cobertera se halla despegada del basamento por el horizonte plástico del Keuper (Fig. 1) y que como se describe a continuación juega un papel importante en el sello lateral del reservorio.

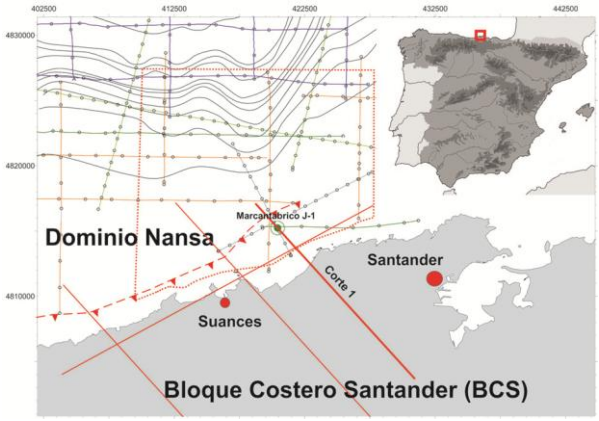


FIGURA 1. *Mapa de perfiles de sísmica de reflexión multicanal y cortes geológicos seriados en torno al sondeo MCJ-1.*

ESTRATIGRAFÍA DEL SONDEO MCJ-1

El sondeo MCJ-1, de techo a muro, se caracteriza por las siguientes unidades (Shell, 1980): Unidad 1, entre los 124 m y los 379 m de profundidad, existe una secuencia sedimentaria constituida por arcillas y margas eocenas; Unidad 2, entre los 379 m y los 1272 m, se observa una sucesión de margas, arcillas y carbonatos de edad Turoniense-Santoniense; Unidad 3, entre los 1272 m y 2879 m, aparece calizas mudstone y dolomías en facies Urgon de edad Albiense-Aptiense superior limitada a techo y muro por discontinuidades erosivas. Por comparación con los afloramientos cercanos de San Vicente de la Barquera, el tramo dolomítico entre los 2275 m y los 2879 m podría reinterpretarse como de edad Carbonífero en vez de Aptiense (García-Senz et al., 2015); finalmente la Unidad 4, entre 2879 m y 3000 m de profundidad, comprende metasedimentos del Ordovícico.

METODOLOGÍA

Para caracterizar la geometría 3D del posible par almacén-sello, así como el volumen de roca y capacidad del almacén aproximada, se han realizado cuatro cortes geológicos seriados e interpretado 30 perfiles sísmicos y 5 diagrafías del sondeo MCJ-1 (*Gamma Ray, Bulk density, Sonic Log, Dual Laterolog* y *Dipmeter*). Las imágenes de esos perfiles sísmicos han sido digitalizadas usando el script IMAGE2SEGY y el paquete de MATLAB SEGYMAT (Marce.li Farran *com. pers*.), para posteriormente introducirse en un proyecto KINGDOM Suite para su interpretación.

Los perfiles sísmicos, que abarcan 477 km, fueron convertidos a profundidad utilizando los datos de velocidad de su procesado, así como los datos propios del sondeo (*Bulk density* y *Sonic Log*). El estudio petrofísico de las diagrafías del sondeo permite interpretar la permeabilidad del sello y del almacén. Las superficies clave (techo y muro del Urgoniano), así como los volúmenes de roca y capacidad de CO_2, se establecieron mediante el software GOCAD.

Para continuar la estructura hacia la costa, con el fin de explicar el cierre del almacén y su validez como trampa, se realizaron 4 cortes seriados con el programa MOVE, uniendo los contactos y estructuras de los mapas geológicos 1:25.000 de Cantabria (http://mapas.cantabria.es) con las superficies obtenidas a partir de los perfiles de sísmica multicanal.

CONTINUIDAD DEL SELLO

El estudio combinado de los perfiles sísmicos, las diagrafías del sondeo petrolífero MCJ-1 y de los cortes geológicos seriados ha permitido establecer la continuidad lateral y vertical del sello del reservorio y definir el tipo de trampa. La trampa en torno al sondeo MCJ-1 es una zona triangular de deformación cuyo límite meridional es un cabalgamiento frontal dirigido hacia el norte que despega una lámina salina (Fig. 2).

La continuidad lateral del sello está asegurada por las evaporitas del Keuper, mientras que el techo de la trampa estaría asegurado por el nivel de margas y calizas margosas de más de 1000 m de espesor, de edad Cretácico superior-Cenozoico. Como se ve en el corte

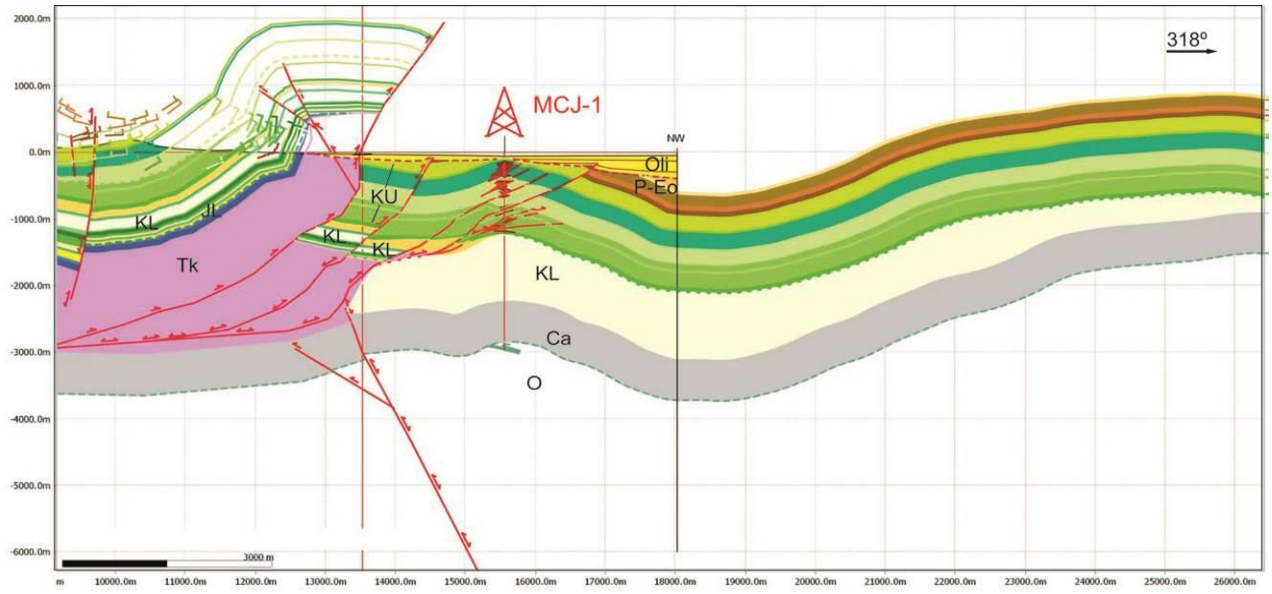


FIGURA 2. *Corte geológico de la trampa en torno al sondeo MCJ-1 en un triángulo de deformación entre una lámina salina de cobertera y pliegues de basamento. O: Ordovícico; Ca: Carbonifero; Tk: Keuper; JL: Jurásico inferior; KL: Cretácico inferior; KU: Cretácico superior; P-Eo: Paleoceno – Eoceno; Olig: Oligoceno.*

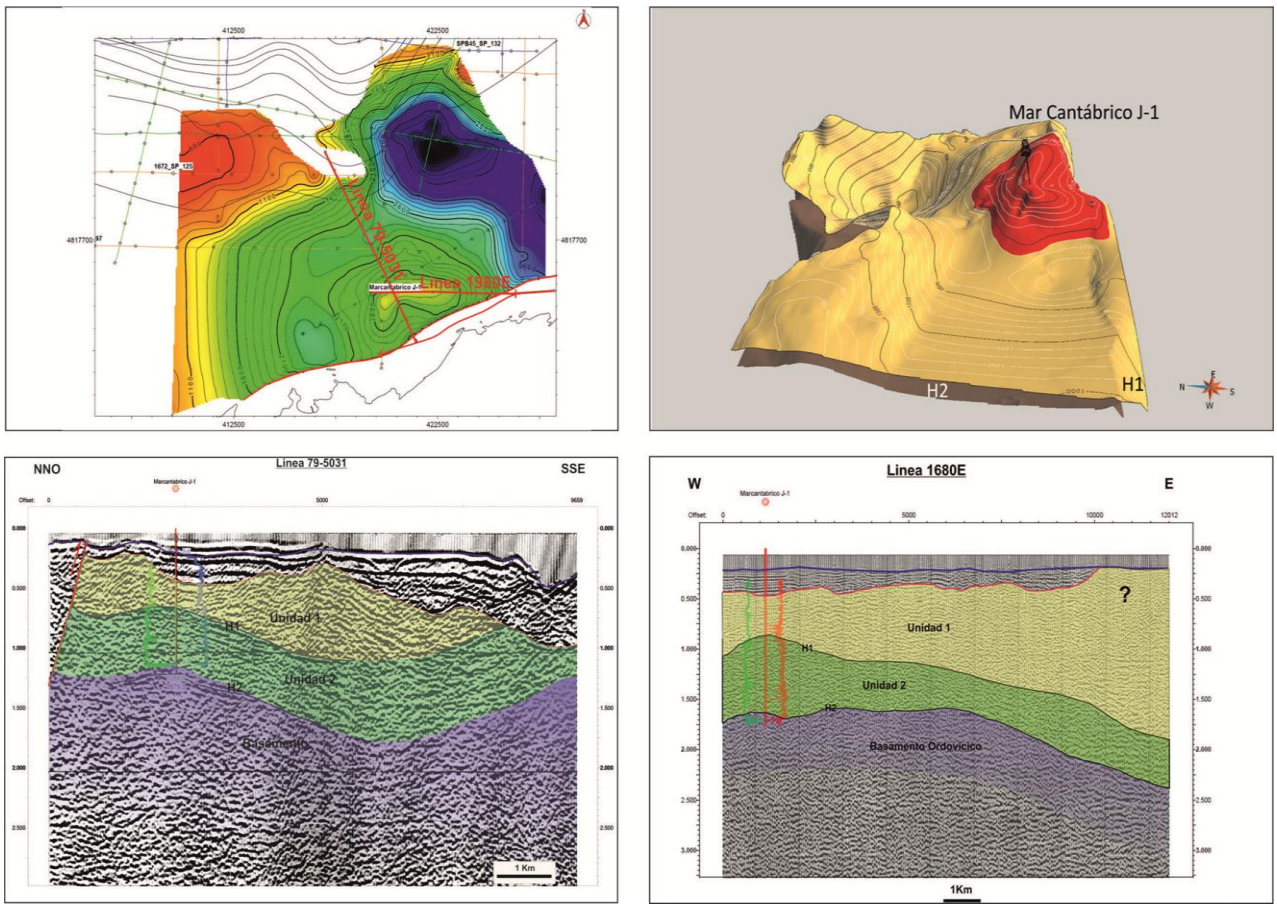


FIGURA 3. *Arriba a la izquierda: Mapa de isobatas del techo de la unidad almacén. Arriba a la derecha: Reconstrucción 3D de la superficie techo del almacén (H1) y la superficie muro del almacén (H2). Abajo: Interpretación de los perfiles de sísmica multicanal que cruzan el sondeo MCJ-1.*

Volumen de Roca (m3)	17054.90E+06
Volumen de Poro (m3)	308.26E+06
Capacidad de almacén (tn)	231.195E+06
Capacidad efectiva (tn)	69.359E+06

TABLA I. *Capacidad de almacenamiento de CO_2 para el almacén en torno al sondeo MCJ-1. El factor de eficiencia usado es el 30% de la capacidad de CO_2 Total.*

(Fig. 2), la integridad del sello puede verse afectada por bandas de deformación, así como fracturas asociadas a los cabalgamientos.

ESTRUCTURA DEL ALMACÉN

Como se ha indicado, el almacén geológico es una estructura anticlinal cerrada de dirección NE-SO con una longitud aproximada de 10 km que se curva en dirección E-O hacia el norte, con la cresta a una profundidad en torno a los 1250 m, formado por la reactivación de la falla limítrofe de un semigraben preexistente, (Fig. 3).

El Almacén (Fig. 3, Unidad 2) está constituido por calizas y dolomías de edad Albiense-Aptiense superior y posiblemente del Carbonífero con una potencia máxima de 850 m. Presenta una porosidad media calculada mediante el estudio de *Gamma Ray* y *Bulk Density* de 0,1 a 13%, y unos volúmenes y capacidad resumidos en la Tabla I.

CONCLUSIONES

El estudio en torno al sondeo petrolífero MCJ-1 ha permitido definir el almacén y la trampa tanto en sus características geométricas como en su estratigrafía.

El almacén se halla constituido por calizas y dolomías de edad Aptiense superior-Albiense y posible Carbonífero y se ha definido como un anticlinal de dirección NE-SO resultado de la inversión de un semigraben preexistente. La trampa estructural compleja se halla en una zona triangular de deformación entre cabalgamientos de basamento y de cobertera salina de vergencias opuestas. La viabilidad del sello está asegurada lateralmente por una acumulación de evaporitas del Keuper en el frente de la lámina salina, y a techo por las unidades margosas del Cretácico superior de gran continuidad. Los datos disponibles indican que la estructura en torno al sondeo MCJ-1 es un buen candidato para almacenamiento antropogénico de CO_2, con una capacidad efectiva cercana a los 70 millones de toneladas.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación es parte del proyecto ALGECO2 del Instituto Geológico y Minero de España en colaboración con el Instituto para la Reestructuración de la minería del Carbón y el Desarrollo Alternativo de las Comarcas Mineras (IRMC).

REFERENCIAS

Alvarez-Marrón, J., E. Rubio y Tornè, M. (1997): Subduction-related structures in the North Iberian Margin. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B10): 22497-22511.

Barnolas, A. y Pujalte, V. (2004): La Cordillera Pirenaica: Definición límites y división. En: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*, SGE-IGME: 233-2241.

Derégnaucourt, D. y Boillot, G. (1982): Structure Géologique du golfe de Gascogne. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 2 (3): 149-178.

Espina, R.G. (1997): *La estructura y evolución tectonoestratigrafica del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Cordillera Cantábrica, NO de España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 230 p.

Gallastegui, J. (2000): *Estructura cortical de la Cordillera y Margen Continental Cantábricos*. Trabajos de Geologia, Universidad de Oviedo, 22: 222 p

García-Senz, J., Maestro, A., Bohoyo, F., Najarro, M., Fernández-Sáez, F., García-Lobón, J.L., López-Barrera, A.I., Dominguez, M. y Suarez, I. (2015): Combined use of Cross-sections, seismic and core data to assess CO_2 storage capacity and seal geometry in a triangle zone of deformation: The MC-J1 prospect (Cantabrian Margin, Spain). *8th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems*.

Malod, J.A. y Mauffret, A. (1990): Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*, 184: 261-278.

Roest, W.R. y Srivastava, S.P. (1991): Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19: 613-616.

Estructura y dinámica del manto bajo la Península Ibérica: La contribución del proyecto Topo-Iberia

Mantle structure and Dynamics beneath the Iberian Peninsula: The contribution of the Topo-Iberia project

J. Díaz[1], A. Villaseñor[1], F. Mancilla[2] , I. Palomeras[3], L. Bonatto[4], M. Schimmel[1] , M. Harnafi[5] y J. Gallart[1]

1 ICTJA-CSIC, c/ Solé Sabarís sn, 08028 Barcelona (jdiaz@ictja.csic.es).
2 Universidad de Granada, Instituto Andaluz de Geofísica, Granada, Spain
3 Department of Earth of Earth Science (MS126), Rice University, 6100 Main St., Houston, Texas 77005, USA
4 INGV (National Institute of Geophysics and Volcanology) Rome, Lazio, Italy
5 Institut Scientifique, Université Mohammed V-Agdal, Rabat, Morocco.

Resumen: *La plataforma instrumental IberArray, parte integrante del proyecto Topo-Iberia, ha proporcionado un aumento radical en la cantidad de datos geofísicos disponibles para definir la estructura y dinámica del manto bajo la Península Ibérica. La funciones receptoras han permitido obtener un mapa detallado de las variaciones de grosor cortical. Las diversas tomografías de ondas compresionales y de superficie han permitido definir la geometría de la zona de alta velocidad bajo Alborán. Las discontinuidades a 410 y 660 km han sido investigadas utilizando métodos novedosos de correlación cruzada y sumación. Finalmente, la medida e interpretación de los parámetros anisotrópicos ha hecho posible describir el flujo a nivel astenosférico.*

Palabras clave: Tomografía sísmica; Anisotropía; Zona de transición; Topografía del Moho

Abstract: *The IberArray instrumental platform, part of the TopoIberia project, has provided a huge increase on the geophysical datasets available to constrain the structure and dynamics of the mantle beneath the Iberian Peninsula. Receiver Functions have allowed to map accurately large crustal thickness variations. Volume and surface wave tomographies have been obtained for the crust and the upper mantle, allowing to define the geometry of the high-velocity slab beneath Alboran. The 410-km and 660-km discontinuities have been investigated using novel cross-correlation/stacking techniques. Finally, the measurement and interpretation of the anisotropic parameters has provided a new insight on the asthenospheric flow.*

Key words*: Seismic tomography, anisotropy, Transition zone, Moho topography.*

INTRODUCCIÓN

El projecto TopoIberia, financiado dentro del programa "Consolider Ingenio 2010", ha involucrado más de 125 investigadores de 10 grupos distintos con el objetivo de entender mejor las interacciones entre los procesos superficiales y profundos que afectan a la evolución de la Península Ibérica. Uno de los hitos principales del proyecto ha sido la implementación de la plataforma instrumental IberArray, formada por equipos de magnetotélurica, estaciones GPS de registro continuo y una red de estaciones sísmicas de banda ancha. La explotación de los datos recogidos por esta red ha supuesto sin duda un gran paso adelante en el estudio de las Ciencias de la Tierra en nuestro país. En esta contribución repasaremos los principales avances científicos logrados a partir de los nuevos datos en lo referente a la estructura y dinámica del manto bajo la Península Ibérica y las zonas colindantes, centrandonos en la interpretación de los datos sísmicos.

La red sísmica IberArray, activa entre 2007 y 2014, ha permitido cubrir, mediante tres despliegues sucesivos, el Norte de Marruecos y la Península Ibérica con una red de estaciones sísmicas separadas 60 km entre sí. Se han integrado también en la base de datos los registros de las estaciones fijas gestionadas por las distintas redes permanentes que operan en la zona. Con ello se ha logrado reunir un conjunto excepcional de más de 300 estaciones sísmicas que ha permitido investigar la zona con una resolución sin precedentes.

TOPOGRAFÍA DE LA BASE DE LA CORTEZA

El conocimiento detallado de la topografía de la base de la corteza es de gran interés por sus implicaciones geodinámicas, pero también para poder interpretar de forma correcta las tomografías sísmicas, mejorar en la localización hipocentral o parametrizar los métodos de modelización geodinámica a escala litosférica.

Aprovechando los datos obtenidos en el marco del proyecto Topo-Iberia, Mancilla y Diaz (2015) han

utilizado los registros de terremotos lejanos (telesismos) para calcular las funciones receptoras y estimar así el grosor cortical con una buena resolución espacial (Figura 1). El Macizo Central Ibérico muestra un grosor bastante uniforme, de unos 30- 32 km, mientras que las zonas retrabajadas durante la orogenia Alpina muestran mayor diversidad. Las raíces corticales más prominentes se localizan bajo los Pirineos / Cordillera Cantábrica y bajo en Arco de Gibraltar.

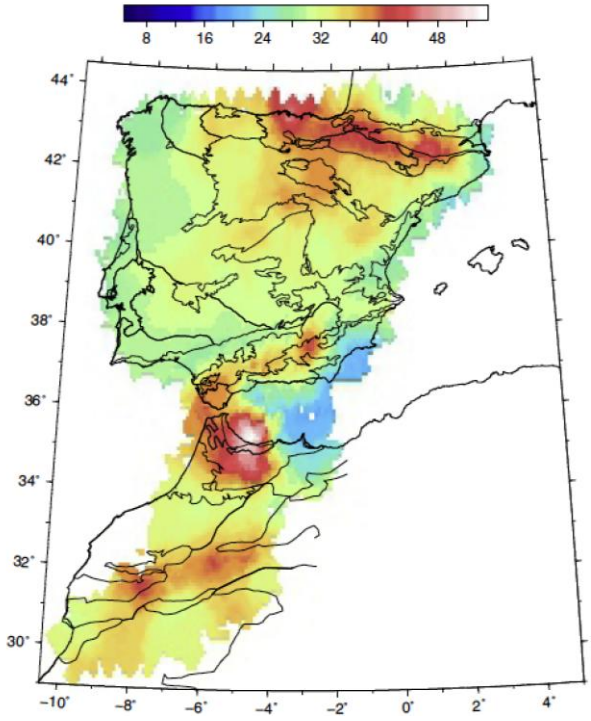


FIGURA 1. *Mapa de grosor cortical obtenido a partir del análisis de funciones receptorac con los límites de las principales unidades geológicas superpuestos.*

ESTRUCTURA DEL MANTO SUPERIOR

Los datos obtenidos por la red IberArray han permitido investigar el manto superior mediante la obtención de diversas tomografías sísmicas, tanto a nivel cortical (El Mounib et al., 2015) como a nivel del manto (Bezada et al, 2013; Bonnin et al., 2014; Chevrot et al., 2014, Palomeras et al., 2014; Villaseñor et al., 2015). Las diversas imágenes tomográficas del manto coinciden en identificar una zona de alta velocidad bajo el Mar de Alborán, que llega hasta la discontinuidad de 660 km (Figura 2). Si bien este cuerpo anómalo se había descrito ya anteriormente, las imágenes obtenidas a partir de los nuevos datos han hecho posible precisar su geometría y estudiar si la placa está desgajada o no de la litosfera. En este sentido, Palomeras et al. (2014), utilizando tomografía de ondas Rayleigh, han mostrado como la placa de Alborán esta aún conectada con la corteza bajo el Rif y posiblemente también bajo Sierra Nevada.

En la zona Norte de la península, Chevrot et al. (2014) han comprobado que bajo los Pirineos no existe una zona de alta velocidad coherente, lo que permite excluir la subducción de corteza oceánica bajo EuroAsia durante el periodo de convergencia de placas.

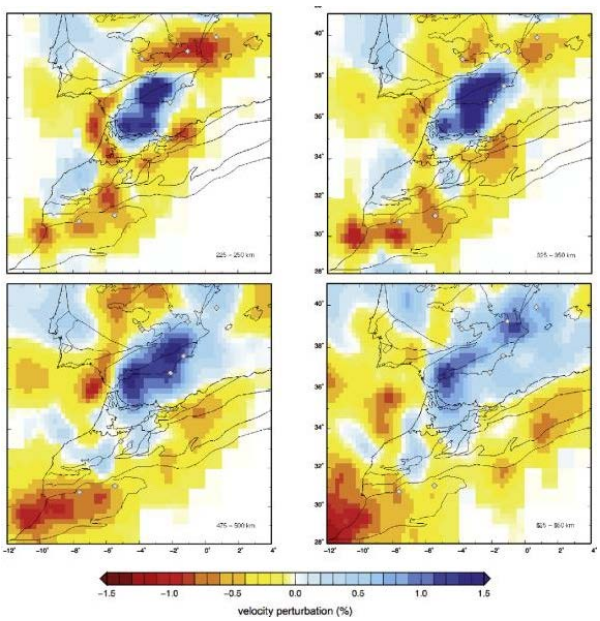


FIGURA 2. *Cortes horizontales en el modelo tomográfico de Villaseñor et al. (2015) para las capas 225-250 km, 325-350km, 475-500 y 625-650 km.*

GEOMETRÍA DE LA ZONA DE TRANSICIÓN

Bonatto et al. (2015) han utilizado las conversiones de fase P-S en las discontinuidades del manto superior para estudiar la zona de transición, que separa el manto superior y el manto inferior. Las discontinuidades situadas cerca de los 410 y 660 km de profundidad, que marcan los límites de dicha zona, son el resultado de transiciones de fase mineralógicas. El estudio de sus propiedades permite obtener información sobre las anomalías térmicas en profundidad.

Los resultados obtenidos muestran una zona de transición adelgazada bajo el Golfo de Cádiz y significativamente engrosada bajo el Mar de Alborán. (Figura 3). La zona donde se localizan los terremotos profundos de Granada coincide con la presencia de un fuerte gradiente de temperatura en la zona de transición. Los resultados muestran también la presencia de una anomalía bajo los Pirineos y las Baleares que podría ser un remanente de la subducción Alpina del Tethys.

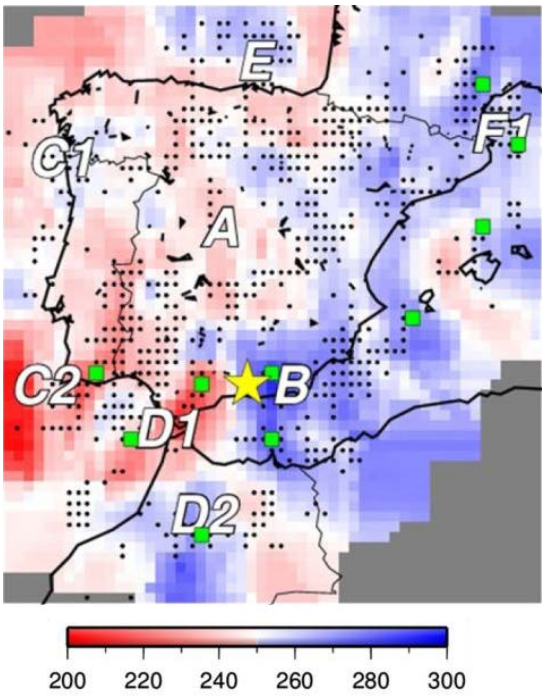


FIGURA 3. *Variaciones de grosor de la zona de transición (escala en km). La estrella muestra la localización de los terremotos profundos de Granada.*

DINÁMICA ASTENOSFÉRICA

La investigación de las propiedades anisotrópicas del manto superior es una de las mejores opciones para estudiar los procesos geodinámicos que afectan a esta zona. La anisotropía sísmica observada es el resultado de la orientación preferencial de la red cristalina de los minerales del manto, que se forma en respuesta al flujo tectónico. Aunque la relación entre anisotropía y deformación es compleja y puede verse afectada por múltiples factores, se considera que las direcciones de propagación rápida constituyen un buen indicador de la orientación del flujo astenosférico actual.

Los datos obtenidos durante el proyecto TopoIberia han supuesto un gran paso adelante en el conocimiento de lo parámetros anisotrópicos bajo la zona occidental de la cuenca mediterránea, ya que han hecho posible conectar las medidas previas disponibles en algunas áreas mediante una red densa y homogénea (Díaz et al., 2015). El resultado más espectacular es sin duda la rotación de las direcciones de propagación rápida siguiendo el Arco de Gibraltar., que se interpreta como el resultado de la desviación del flujo general astenosférico alrededor de la placa de Alborán (Figura 4). Bajo el Macizo Central Ibérico, la dirección de propagación rápida es bastante uniforme, orientada a unos 100º Este. Esta dirección se mantiene a lo largo de los Pirineos, llegando al Surco de Valencia y es consistente con modelos globales de flujo astenosférico (p.e. Conrad et al., 2010). Sin embargo, en el Norte de la península se observan importantes variaciones en la intensidad de la anisotropía, lo que sugiere la presencia de diversas capas anisotrópicas.

En el extremo SO de la península y bajo el Alto Atlas, se han identificado zonas con poca anisotropía, que pueden relacionarse con la presencia de flujos astenosféricos verticales.

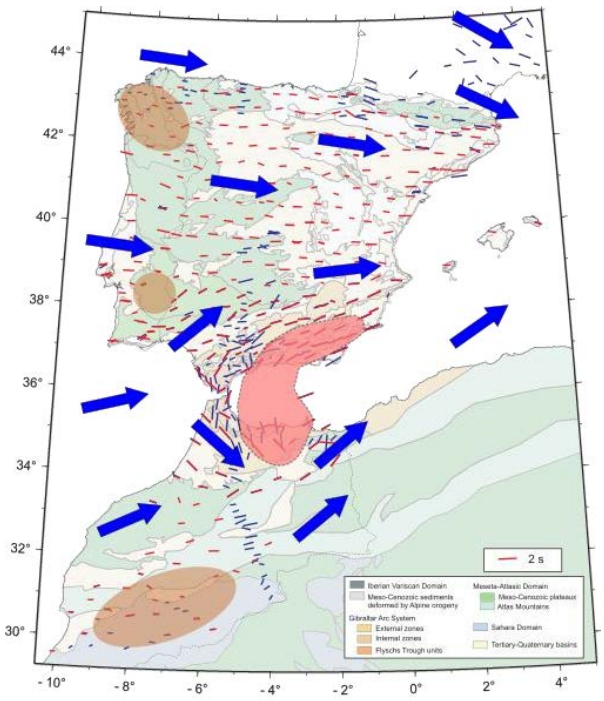


FIGURA 4. *Mapa de las propiedades anisotrópicas. Los trazos rojos muestran las direcciones de propagación rápida obtenidos en el marco de Topo-Iberia y los proyectos asociados. Las barras azules muestran los resultados previos en el área de estudio. Las flechas marcan la dirección de flujo astenosférico deducida de los resultados*

CONCLUSIONES

La interpretación de los datos obtenidos en el marco del proyecto TopoIberia muestra como el despliegue de una red instrumental de alta densidad a nivel regional permite la obtención de mapas de diversas variables geofísicas que son esenciales para el posterior desarrollo de modelos geodinámicos que mejoren la comprensión de la estructura interna de nuestro planeta.

La plataforma observacional IberArray, diseñada siguiendo la estela de la iniciativa americana EarthScope, y la integración de los datos de redes sísmicas permanentes y de otros proyectos de investigación realizados en el área de estudio durante la misma época, (PICASSO, WILAS, PYROPE, CoMITAC) muestran el camino a seguir para potenciar infraestructuras europeas como EPOS, encaminada a que pretende recopilar multitud de datos y métodos de

análisis para facilitar su gestión e interpretación conjunta.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha recibido financiación procedente proviene del Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO) mediante los proyectos CSD 2006-00041 (TopoIberia), Red TopoIberia-Iberarray CGL2014-54582-REDC] y de la subvención de la Generalitat de Catalunya 2009SGR996.

REFERENCIAS

Bezada, M. J., E. D. Humphreys, D. R. Toomey, M. Harnafi, and J. M. Davila (2013), Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 368, 51–60.

Bonatto, L., Schimmel, M., Gallart, J. y Morales, J. (2015). The upper-mantle transition zone beneath the Ibero-Maghrebian region as seen by teleseismic Pds phases. *Tectonophysics*, 663, 212-224, doi: 10.1016/j.tecto.2015.02.002

Bonnin, M., Nolet, G., Villaseñor, A., Gallart, J., Thomas, C., 2014. Multiple-frequency tomography of the upper mantle beneath the African/Iberian collision zone. *Geophys. J. Int.* 198, 1458–1473.

Chevrot, S., Villaseñor, A. and Sylvander, M. (2014). High resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments, J. *Geophys. Res. Solid Earth*, doi: 10.1002/2014JB010953, (2014).

Conrad, C.P., Behn,M.D., 2010. Constraints on lithosphere net rotation and asthenospheric viscosity fromglobalmantle flowmodels and seismic anisotropy. Geochem. Geophys. Geosyst. 11, Q05W05. http://dx.doi.org/10.1029/2009GC002970

Díaz, J., Gallart, J., Morais, I., Silveira, G., Pedreira, D., Pulgar, J.A., Dias, J.A., M. Ruiz and González-Cortina, J.M. (2015). From the Bay of Biscay to the High Atlas: Completing the anisotropic characterization of the upper mantle beneath the westernmost Mediterranean region. *Tectonophys*., 663, 192-202, doi:10.1016/j.tecto.2015.03.007

El Moudnib, L., Villaseñor, A., Harnafi, M., Gallart, J., Pazos, A., Serrano, I., Córdoba, D., Pulgar, J.A., Ibarra, P., Himmi, M.M., Chourak, M., 2015. Crustal structure of the Betic–Rif system, western Mediterranean, from local earthquake tomography. *Tectonophysics* 643, 94–105

Mancilla, F.L. and Diaz, J., High resolution Moho topography map beneath Iberia and Northern Morocco from receiver function analysis, Tectonophysics (2015), 203-211, doi: 10.1016/j.tecto.2015.06.017

Palomeras, I., S. Thurner, A. Levander, K. Liu, A. Villasenor, R. Carbonell, and M. Harnafi (2014), Finite-frequency Rayleigh wave tomography of the western Mediterranean: Mapping its lithospheric structure, *Geochem. Geophys. Geosyst*., 15, 140–160, doi:10.1002/2013GC004861.

Villaseñor, A., Chevrot, S., Harnafi, M., Gallart, J., Pazos, A., Serrano, I., Córdoba, D., Pulgar, J.A., Ibarra, (2015). Subduction and volcanism in the Iberia–North Africa collision zone from tomographic images of the upper mantle. *Tectonophysics* 663 (2015) 238–249

Geometría de la raíz cortical bajo la Cordillera del Rif

Geometry of the crustal root beneath the Rif Cordillera

J. Díaz[1], A. Gil[1], R. Carbonell[1], J. Gallart[1] y M. Harnafi[2]

1 ICTJA-CSIC, c/ Solé Sabarís sn, 08028 Barcelona.
2 Institut Scientifique, Université Mohammed V-Agdal, Rabat, Morocco.

Resumen: Los diversos experimentos sísmicos llevados a cabo en el Norte de Marruecos durante la última década han permitido obtener una información detallada de la geometria de la corteza bajo la Cordillera del Rif. En el marco del proyecto RIFSIS se han obtenido modelos de velocidad/profundidad a lo largo de dos perfiles de unos 300 km orientados N-S y E-W, que han puesto de manifiesto la presencia de una zona engrosada, con profundidades de Moho cercanas a los 50 km, bajo el Rif Externo. La geometría cortical de esta zona ha sido investigada también mediante datos de sísmica pasiva, utilizándose métodos basados en el análisis de funciones receptoras y obteniéndose valores coincidentes. El origen del engrosamiento bajo el Rif Externo se relaciona con el efecto de la placa de Alborán, que estaria aún conectada a la litosfera bajo este área, provocando la deformación de la corteza.

Palabras clave: Grosor cortical bajo el Rif; Datos de sismicidad natural y de fuente sísmica controlada; Slab de Alboran conectado a la litosfera.

Abstract: *The seismic experiments conducted in northern Morocco during the last decade have provided detailed information on the geometry of the crust beneath the Rif Cordillera. In the mainframe of the RIFSIS project, 2D models of velocity / depth along two 300 km-long profiles oriented NS and EW, have revealed the presence of a thickened area, with depths of Moho near 50 km under the External Rif. The crustal geometry of this area has also been investigated using passive seismic data using methods based on the analysis of receiver functions and obtaining consistent values. The origin of the thickening under the External Rif is related to the slab of Alboran, which would still be connected to the lithosphere under this area, hence causing the crustal deformation.*

Key words: *Crustal thickness variations beneath the Rif Cordillera; Controlled source and natural seismicity data; Vertical slab attached to the lithosphere beneath the Rif Cordillera*

INTRODUCCIÓN

La Cordillera del Rif constituye, junto con las Cordilleras Béticas, el llamado Arco de Gibraltar, un arco orogénico que rodea al Mar de Alborán y que forma la zona de límite continental entre Nubia y Eurasia. A pesar de este escenario de convergencia, se observan claras evidencias de tectónica extensional que requieren modelos geodinámicos complejos y a menudo excluyentes (p.e. Platt et al 2013). Para discernir entre los diversos modelos propuestos, resulta imprescindible progresar en el conocimiento de la estructura cortical de la zona, de la que se disponía de escasa información. Durante la última década se han realizado con este objetivo diversas campañas de adquisición de datos sísmicos a partir de fuentes activas, (RIFSIS, Gil et al., 2014; GASSIS-Westmed, Gracia et al., 2012) así como diversos despliegues de redes temporales de estaciones sísmicas de banda ancha (TopoIberia, Diaz et al., 2009; PICASSO) Platt et al., 2008).

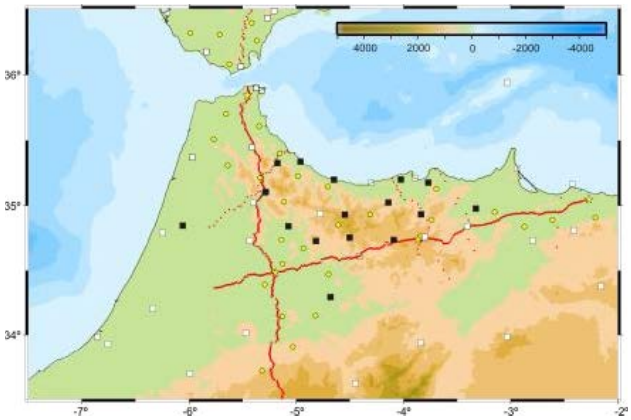


FIGURA 1. *Disposición de los perfiles sísmicos principales RIFSIS y de las estaciones de banda ancha utilizadas en los experimentos de sísmicidad natural. Los cuadrados blancos representan las estaciones TopoIberia, los círculos amarillos las estaciones PICASSO y los cuadrados negros las estaciones desplegadas en el marco del proyecto RIFSIS.*

DATOS SÍSMICOS DE FUENTE ACTIVA

En el marco del proyecto RIFSIS se han modelizado dos perfiles sísmicos de refracción / reflexión de gran ángulo de unos 300 km de longitud

cada uno y orientados en dirección NS y EW (Figura 1).

Gil et al. (2014) han mostrado que la profundidad del Moho varía de forma clara entre las secciones oriental y occidental del perfil EW (Figura 2). Mientras que en la zona oriental el Moho se sitúa a unos 33 km, en la zona occidental el grosor cortical excede los 45 km. El perfil NS muestra también una gran variación entre las zonas del Rif, donde el Moho se situa a unos 43 km de profundidad y la zona del Gharb, donde las profundidades son de 30-35 km (Figura 2).

Simultáneamente a este experimento, se llevó a cabo la adquisición de perfiles sísmicos marinos en el marco del proyecto GASSIS-Westmed. Las explosiones de cañones de aire comprimido de esta campaña fueron registradas también en tierra mediante el despliegue de diversos perfiles adicionales con el objetivo de modelizar la transición entre el continente y el Mar de Alborán. Diaz et al. (2015) han analizado recientemente los registros de las explosiones de cada perfil en las estaciones situadas fuera de línea mediante la elaboración de pseudo-perfiles CMP (common midpoint stack) a lo largo de diversas orientaciones. Se han utilizado también los tiempos de llegada de las fases PmP identificadas fuera de línea para estimar el grosor cortical asumiendo una velocidad media en la corteza. Con ello ha sido posible obtener un primer mapa de grosor cortical de la zona Norte de Marruecos (Figura 3).

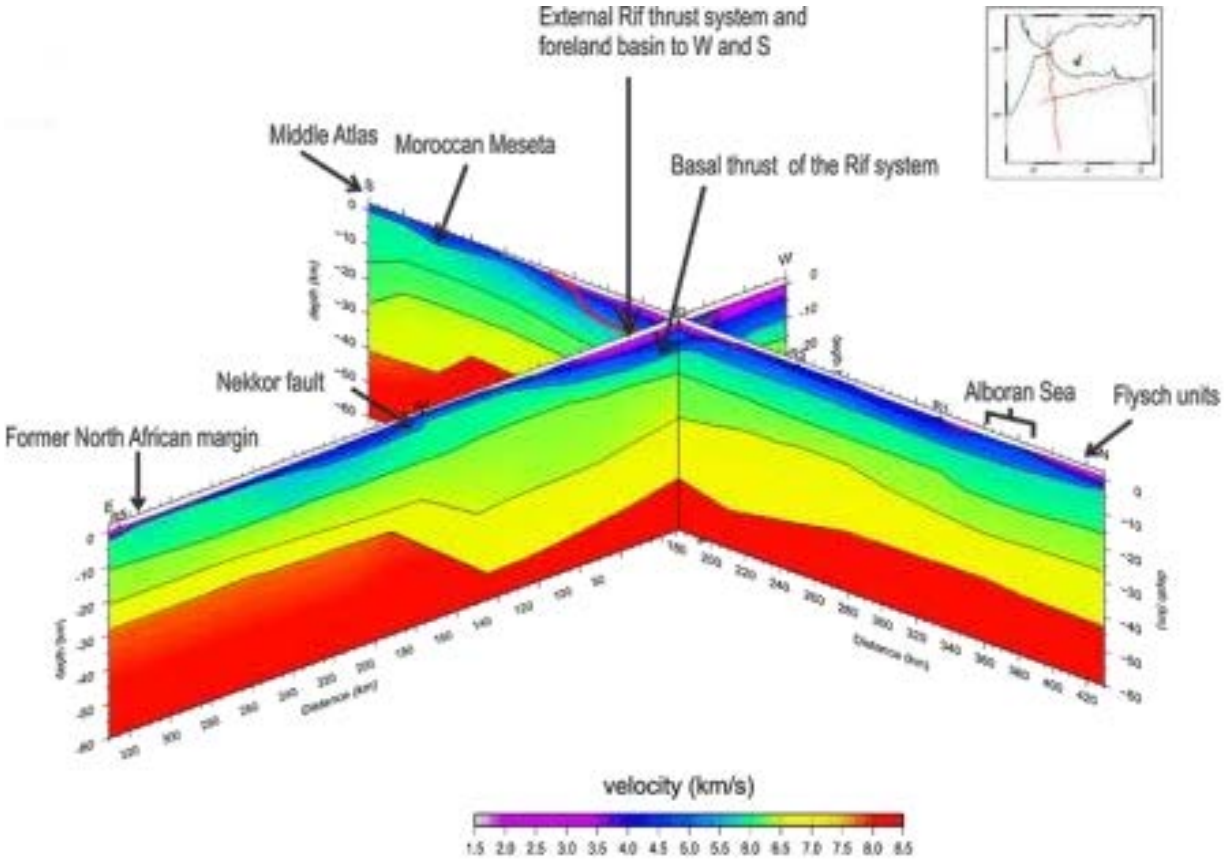


FIGURA 2. *Modelización velocidad-profundidad de los perfiles sísmicos RIFSIS a partir del método de trazado de rayos.*

DATOS DE SISMICIDAD NATURAL

En paralelo, se han calculado las funciones receptoras de los terremotos distantes (telesismos) registrados por las diversas redes sísmicas desplegadas en el área. Se ha reanalizado los datos de las estaciones PICASSO y TopoIberia, incluyendo en este último caso un periodo de registro mayor que el utilizado en Mancilla et al. (2012). Se han analizado tambien los datos recogidos por un despliegue adicional de 13 estaciones TopoIberia para cubrir con mayor resolución la zona de mayor complejidad estructural. Siempre que ha sido posible, se ha utlizado el método clásico de sumación H-K para estimar la profundidad del Moho y el coeficiente de Poisson medio en la corteza (Figura 4).

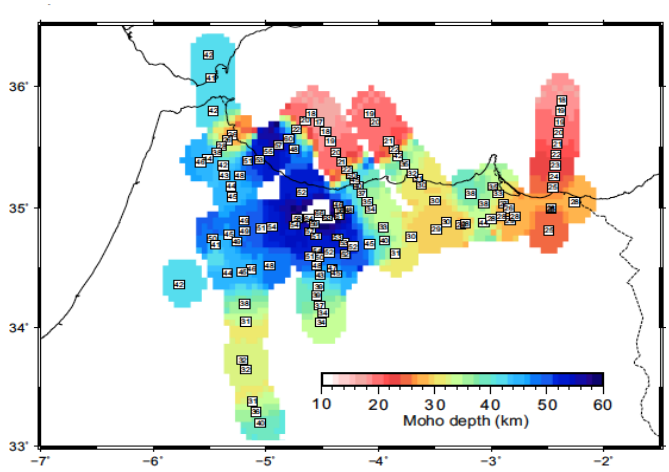


FIGURA 3: *Mapa de profundidad del Moho inferidos de los experimentos sísmicos de fuente controlada Los colores azulados muestran el engrosamiento de la corteza bajo el Rif Externo, con valores que exceden los 50 km*

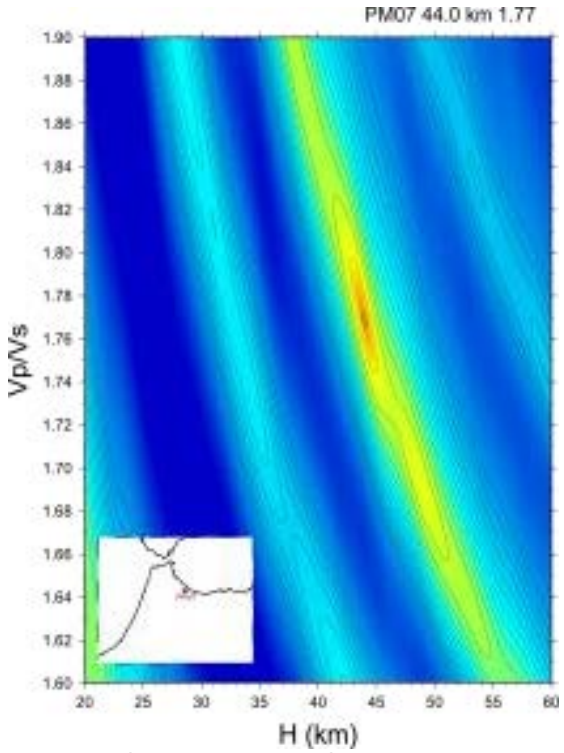


FIGURA 4. *Análisis H-K de la estación PM07, situada en la zona engrosada de la Cordillera del Rif, para la que el grosor cortical se estima en 44 km.*

En zonas de gran complejidad estructural este método puede dar resultados erróneos, por lo que en estos casos se han utilizado directamente las lecturas de los tiempos de llegada de las fases convertidas Ps. Con todo ello se ha elaborado un segundo mapa de grosor cortical del Norte de Marruecos (Figura 5). que, como discutiremos en la próxima sección, es compatible con el obtenido a partir de datos de sísmica activa.

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

Los mapas de profundidad de Moho obtenidos a partir de datos sísmicos de fuente controlada y de sismicidad natural proporcionan una imagen muy consistente de las variaciones de la corteza terrestre en 3D, claramente dominado por la presencia de una gran raíz de la corteza por debajo del Rif Externo. Las estimaciones espesor de la corteza derivados los dos tipos de datos son por lo general consistentes, con diferencias dentro del rango de error generalmente admitido (p. e. Spada et al., 2013). Los resultados son también compatibles con el mapa de anomalías de Bouguer, que presenta una importante anomalía negativa en el área engrosada.

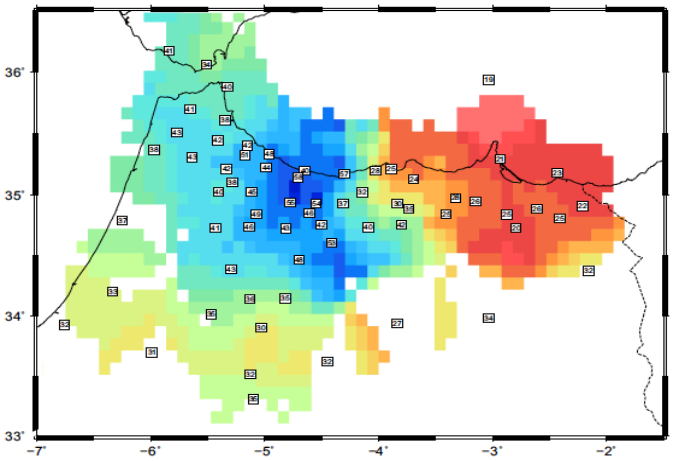


FIGURA 5. *Mapa de profundidad del Moho inferidos del análisis de datos de sismicidad natural. Los colores azulados muestran el engrosamiento de la corteza bajo el Rif Externo, con valores que exceden los 50 km.*

Las diversas tomografías sísmicas disponibles muestran una losa (slab) de velocidad de propagación rápida bajo la zona de Alboran que llega a los 600 km de profundidad y que se interpreta como derivado de la subducción de corteza oceánica. Resultados recientes indican que este slab no puede ser identificado a profundidades menores de 100 km bajo las Béticas, pero sí bajo el Rif (Thurner et al., 2014). Esto se interpreta asumiendo que el slab esta aún conectado con la litosfera bajo esta zona, si bien estaría desconectando progresivamente para sumergirse en el manto. Otros estudios basados en datos de geodesia o en análisis del grado de compensación isostática han llegado recientemente a conclusiones similares (Perouse et al., 2010; Petit et al., 2015). Nuestro estudio aporta nuevos elementos en favor de esta hipótesis, ya que la zona de máximo engrosamiento puede interpretarse como el resultado del empuje descendente generado por el slab de Alborán.

AGRADECIMIENTOS

La financiación para este trabajo proviene del Ministerio de Economía mediante los proyectos CGL2009-09727 (RIFSIS), CSD 2006-00041 (TopoIberia), CGL2007-63889 (SIMA), CGL2008-

3474 (TopoMed) y de la subvención de la Generalitat de Catalunya 2009SGR996. Hemos utilizado también datos del proyecto PICASSO, financiado por el proyecto EAR0808939 de la NSF de Estados Unidos.

REFERENCIAS

Díaz, J., A. Villaseñor, J. Gallart, J. Morales, A. Pazos, D. Córdoba, J. Pulgar, J.L. García-Lobón, M. Harnafi and the TopoIberia Seismic Working (2009). The IBERARRAY broadband seismic network: a new tool to investigate the deep structure beneath Iberia. *Orfeus Newsl*. 8, 2.

Díaz, J., Gil, A., Carbonell, R., Gallart, J. and Harnafi, M. (2016). Constraining the crustal root geometry beneath Northern Morocco, *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2015.12.009

Gil, A., J. Gallart, J. Díaz, R. Carbonell, A. Levander and M. Harbafi (2014) Crustal structure beneath the Rif Cordillera, North Morocco, from the RIFSIS wide-angle reflection seismic experiment. *Geochem. Geophys. Geosyst*., 15, 4712–4733, doi:10.1002/2014GC005485.

Gracia, E., C.R. Ranero, I. Grevemeryer, The WestMed, TopoMed, and GEomargen-1 cruise parties (2012), Seismic Images and Wide-angle Velocity constrains of the structure and geodynamic origin of the Gibraltar Arc system: A geological interpretation of the Gulf of Cadiz imbricated wedge, the western and eastern Alboran basins, and the South-Balearic basin. Geophys. Res. Abs., Vol 14, EGU 2012-8209 presented at 2043 spring Meeting EGU, Vienna, Austria, April

Mancilla, F.L., D. Stich, J. Morales, J. Julià, J, Díaz, A. Pazos, D. Córdoba, J.A. Pulgar, P. Ibarra, M. Harnafi, and F. Gonzalez-Lodeiro (2012), Crustal thickness variations in Northern Morocco, J. *Geophys. Res.,* 177, B02312, doi:10.1029/2011JB008608

Pérouse, E., P. Vernant, J. Chery, R. Reilinger, and S. McClusku, (2010), Active surface deformation and sub-lithospheric processes in the western Mediterranean constrained by numerical models, *Geology* 38(9), 823-826, doi: 10.1130/G30963.1

Petit, C., Le Pourhiet, L., Scalabrino, B., Corsini, M., Bonnin, M. and Romagny, A. (2015). Crustal structure and gravity anomalies beneath the Rif, northern Morocco: implications for the current tectonics of the Alboran region. *Geophys. J. Int.* 202 (1): 640-652. doi: 10.1093/gji/ggv169

Platt, J.P., Th.W. Becker, R.L. Evans, E.D. Humphreys, C.T. Lee, and A. Levander (2008), PICASSO:testing models for upper mantle processes beneath the Alboran Basins and the Gibraltar Arc (Western Mediterranean), Geol. Soc. Am. Abstrat. Prog., 40(6), 273.

Platt, J.P., Behr W, Johanesen, K., and Williams R. (2013) The Betic-Rif Arc and Its Orogenic Hinterland: A Review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* Vol. 41: 313-357 doi: 10.1146/annurev-earth-050212-123951

Spada, M., Bianchi, I., Kissling, E., Piana Agostinetti, A., Wiemer, S. (2013). Combining controlled-source seismology and receiver function information to derive 3-D Moho topography for Italy. *Geophys. J. Int.,* 194, 1050-10698, doi: 10.1093/gji/ggt148

Thurner, S., I. Palomeras, A. Levander, R. Carbonell and L. Cin-ty (2014), Evidence for Ongoing Lithospheric Removal in the Western Mediterranean: Ps Receiver Function Results from the PICASSO Project, G3, doi:10.002/201GC005124

Cartografía de dominios litosféricos y estilo de deformación en el margen continental de Galicia (margen noroeste de la Península Ibérica)

Lithospheric domain and deformation style mapping in the Galicia continental margin (northwestern Iberian margin)

M. Druet[1], A. Muñoz[2,5], J.L. Granja-Bruña[2], A. Carbó-Gorosabel[2], J. Acosta[3], P. Llanes[2] y G. Ercilla[4]

1 Instituto Geológico y Minero de España. C/ La Calera 1, Tres Cantos, 28760 Madrid. m.druet@igme.es
2 Grupo de Tectonofísica Aplicada. Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid
3 Instituto Español de Oceanografía. C/ Corazón de María 8, 28002 Madrid
4 Institut de Ciències del Mar. Passeig Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona
5 Instituto de Geociencias (UCM-CSIC). 28040 Madrid.

Resumen: El margen continental de Galicia presenta una estructura muy compleja, debido a dos efectos principales. Por un lado, se trata de un margen de *rift* pobre en magma, generado en las proximidades del punto triple R-R-R que dio lugar a la apertura simultánea del Océano Atlántico y el golfo de Vizcaya durante el Cretácico. Por otra parte, el régimen de esfuerzos compresivo Cenozoico generó la inversión parcial del margen continental hacia el norte y el noroeste, aportando una mayor complejidad estructural. En este trabajo hemos realizado un análisis detallado de la nueva información gravimétrica y batimétrica obtenida durante las campañas del Proyecto ZEE, así como de nuevos perfiles de sísmica de reflexión multicanal procedentes del Proyecto ERGAP. Presentamos aquí parte de los resultados de este análisis conjunto de toda la información geofísica y geológica disponible, consistentes en una cartografía continua de los diferentes dominios litosféricos y del tipo de deformación que los afectan, desde el margen oeste de la Península Ibérica hasta el margen norte.

Palabras clave: margen continental, Galicia, *rift*, gravimetría, tectónica.

Abstract: *The continental margin of Galicia presents a very complex structure, due to two main effects. On the one hand, it's a magma-poor rift margin, generated in the vicinity of the triple R-R-R junction, which resulted in the simultaneous opening of the Atlantic Ocean and the Bay of Biscay during the Cretaceous. On the other hand, the Cenozoic compressive stress regime led to the partial inversion of the continental margin to the north and northwest, providing a greater structural complexity. In this work we have carried out a detailed analysis of new gravity and bathymety data acquired during the ZEE Project cruises, as well as new 2D multichannel seismic reflection profiles from the ERGAP Project. We present here some the results of this joint analysis of all the geophysical and geological information available, consisting of a continuous mapping of the different lithospheric domains and of the style of deformation which affect them, from the western margin of the Iberian Peninsula to the northern one.*

Key words: *continental margin, Galicia, rift, gravity, tectonics.*

INTRODUCCIÓN

El margen continental de Galicia se clasifica como un margen de *rift* pobre en magma. Este tipo de márgenes presentan como rasgo común una zona de basamento compuesto por manto serpentinizado entre la corteza continental adelgazada y la corteza oceánica normal. La estructura del margen gallego es muy compleja, reflejando la superposición de varias etapas sucesivas de *rift*, y una compresión posterior que da lugar a la inversión parcial del margen. Además, la proximidad de un punto triple de dorsal produce un cambio de orientación de las estructuras principales. Este margen continental ha sido ampliamente estudiado desde los '70, pero la mayoría de los estudios se han centrado en su sector occidental, existiendo una importante carencia de información en los flancos norte y noroeste. Este hecho, junto con su gran complejidad estructural, ha provocado que no exista un modelo geodinámico previo que integre todos los procesos observados. Algunos aspectos, como son la transición entre el margen oeste (extensional) y el margen norte (compresivo), y la forma en que se produce su inversión tectónica, apenas han sido abordados con anterioridad por la comunidad científica.

METODOLOGÍA

En este trabajo se han empleado datos gravimétricos y batimétricos del Proyecto ZEE (Figura 1A). La información gravimétrica ha sido procesada y corregida, incluyendo la corrección del fondo oceánico para el cálculo de la anomalía de Bouguer completa (AB) (Figura 1B). De forma complementaria, se ha dispuesto de varios perfiles sísmicos multicanal,

obtenidos en el marco del Proyecto ERGAP (Figura 1A). Estas secciones sísmicas, junto con la información disponible de la profundidad de la Moho (Reguzzioni y Sampietro, 2015), han permitido construir varios modelos gravimétricos transversales a las estructuras principales a lo largo del todo el margen (p. ej., Figura 2). El análisis gravimétrico ha incluido, entre otros procesos, el análisis espectral y la aplicación de filtros de frecuencia, para aislar distintos grupos de anomalías según su origen (Figura 1C).

RESULTADOS

Dominios litosféricos

Hemos identificado los siguientes dominios litosféricos, atendiendo a la afinidad del basamento que se encuentra en cada zona. En la litosfera continental, se ha diferenciado también *grosso modo* por el grado de afectación de la deformación tectónica que da origen al margen continental.

Litosfera continental normal

El basamento es de tipo corteza continental, con la Moho a una profundidad mínima de 28 km. Este dominio se encuentra poco afectado por la tectónica extensional que originó el margen en el Mesozoico. Se localiza en la región emergida y la plataforma continental. Los valores de AB que en esta zona son típicamente inferiores a 90 mGal (Figura 2B).

Litosfera continental adelgazada

El basamento está compuesto por corteza continental, y/o por manto serpentinizado de afinidad continental en la parte distal. Este dominio se encuentra afectado en mayor o menor medida por la tectónica extensional que originó el margen. Abarca el talud continental y parte de la llanura abisal de Iberia (Figura 1A). Los valores de AB son de 90-350 mGal (Figura 1B). En la cuenca Interior de Galicia y en el margen profundo de Galicia y parte de la llanura abisal de Iberia, la deformación extensional ha producido un ascenso local del manto, asociado con una AB positiva de longitud de onda media (Figura 1C) (Druet, 2015).

Litosfera oceánica

El basamento es de tipo oceánico. Se localiza en las llanuras abisales de Vizcaya y de Iberia, pero también en la parte inferior del talud continental. Los valores de AB son variables y dependen de la deformación de la litosfera y de la presencia de zonas donde el espesor de sedimento acumulado es grande. En general los valores de AB están por encima de 300 mGal, pero en algunas localizaciones, como al norte de la cuenca Interior de Galicia y al noroeste de Galicia, son atípicamente menores, hasta por debajo de 200 mGal (Figura 1B).

Dominios de deformación

Sobre los dominios litosféricos descritos, hemos delimitado varias regiones donde se identifican procesos de deformación específicos. El límite entre estos dominios es bastante difuso en ocasiones, y

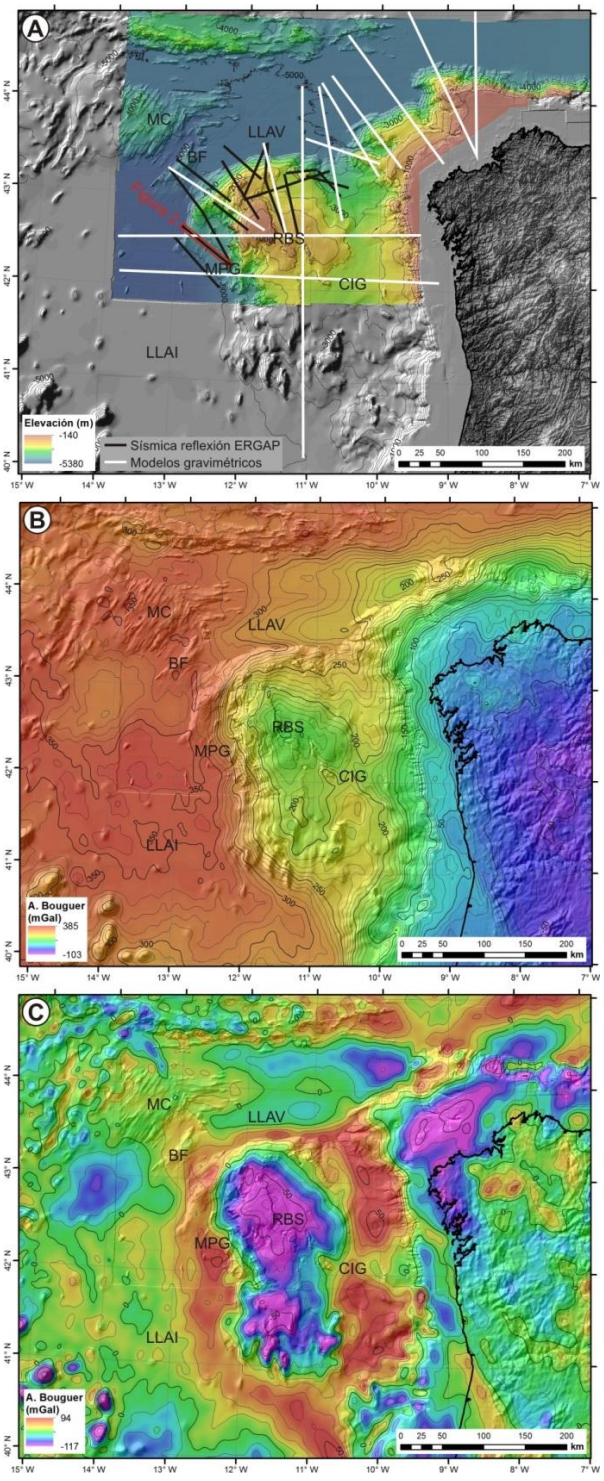


FIGURA 1. A) *Modelo digital de elevaciones (MDE) de la zona de estudio. En color, el área de levantamiento batimétrico multihaz (Proyecto ZEE), orlado por el modelo de sombras calculado a partir de los datos batimétricos del Atlas Digital GEBCO (en mar) y de los datos SRTM (en tierra). Iluminación desde el noroeste. En rojo, perfil sísmico de la Figura 2.* B) *Anomalía de Bouguer completa (AB) (color) superpuesta al modelo de sombras calculado a partir del MDE de la zona de estudio.* C) *Anomalía de Bouguer de longitud de onda media (en color, 145 km>λ>33km), asociada a fuentes de la corteza inferior y media, superpuesta al modelo de sombras calculado a partir del MDE de la zona de estudio. LLAI, llanura abisal de Iberia. MPG, margen profundo de Galicia. RBS, región de bancos submarinos. CIG, cuenca Interior de Galicia. MC, montes de Coruña. BF, banco de Finisterre. LLAV, llanura abisal de Vizcaya.*

encontramos zonas con superposición de dominios (Figura 3):

Dominio de necking

Hay un *necking* de la corteza continental cuando el techo del basamento y el techo del manto no se mantienen más o menos paralelos, sino que tienden a converger mar adentro. La deformación de la corteza se produce de forma desacoplada (frágil en la parte superior y dúctil en la parte inferior) y bajo un régimen de cizalla pura (Sutra *et al.*, 2013). El límite distal lo marca el punto de acoplamiento de la deformación. Para la localización de los límites de este dominio se han tenido en cuenta los perfiles sísmicos disponibles y los modelos gravimétricos realizados (Druet, 2015). En la parte distal del margen oeste se observa una correlación con los gradientes gravimétricos de AB (Figura 2B). Hacia el margen norte, la deformación compresiva no permite identificar dónde se localiza originalmente el límite distal de este dominio. En esta zona, consideramos que este dominio se corresponde aproximadamente con el talud continental y al menos parte de la zona de las plataformas marginales al noroeste de Galicia, y que su límite distal coincide con el comienzo de la litosfera oceánica. En la región de la cuenca Interior de Galicia se observa un gran adelgazamiento de la corteza continental, relacionado con la deformación durante los primeros estadios del proceso de *rift* (Berriasiense-Valanginiense) (Jansa *et al.*, 1988; Murillas *et al.*, 1990). Consideramos esta zona como el dominio de *necking* relacionado con esa fase de *rift* inicial y que, al trasladarse la zona de deformación extensiva más hacia el oeste durante el Hauteriviense-Aptiense, quedó fosilizada sin progresar hasta la hiperextensión. Este *necking* de la corteza continental en la cuenca Interior de Galicia genera un ascenso de manto litosférico, que se encuentra a menos de 18 km de profundidad (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003; Druet, 2015), y tiene un reflejo gravimétrico en forma de AB de longitud de onda media positiva (Figura 2C).

Dominio de hiperextensión y exhumación de manto litosférico

La deformación de toda la corteza continental es frágil (Moho a menos de 10 km de profundidad), las estructuras penetran hasta el manto litosférico continental y lo exhuman, bajo un régimen de cizalla simple (Sutra *et al.*, 2013). Comienza la alteración hidrotermal del manto litosférico, dando lugar a un basamento anormalmente delgado, de alta densidad, sin reflexiones claras de la Moho en los perfiles sísmicos disponibles, y de afinidad continental (Manatschal, 2004). Con el progreso de la deformación, el manto alterado queda expuesto en algunos lugares, en contacto directo con la cobertera sedimentaria o aflorando en el fondo oceánico, y sobre él quedan algunos bloques de corteza continental aislados como alóctonos extensionales (Sutra *et al.*, 2013). Dentro de este dominio aparecen incluidas las crestas de peridotitas, localizadas hacia el extremo distal, y que

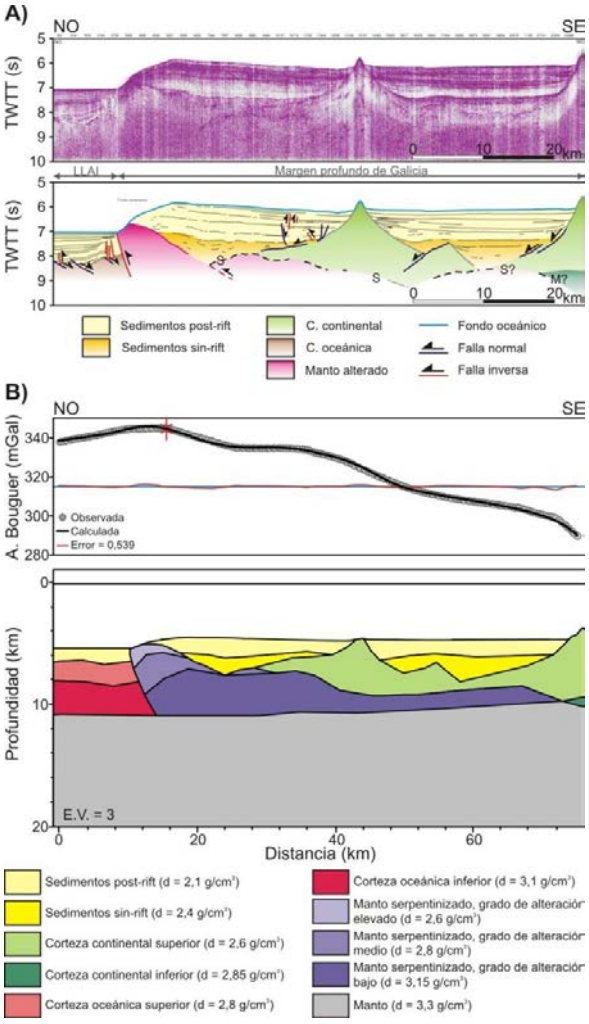


FIGURA 2. *Perfil sísmico multicanal ERGAP-B26, con su interpretación en la parte inferior (A), y modelo gravimétrico coincidente con dicho perfil sísmico (B). Localización en Figura 1A.*

podrían estar relacionadas con magmatismo intenso episódico, previo al comienzo de la deriva continental (Bronner *et al.*, 2011). Esta región se relaciona con una AB positiva de longitud de onda media (Figura 2C), debida en parte a la elevada densidad de este basamento peridotítico, y en parte también al ascenso del manto astenosférico por debajo del mismo. Al oeste de la región de bancos submarinos, este dominio se va estrechando de sur a norte, hasta desaparecer al norte de la latitud 43º N.

Dominio de deformación compresiva intensa

Se han considerado como tal las regiones del margen continental en las que hemos encontrado estructuras inversas de primer orden y evidencias de un proceso de inversión tectónica de gran magnitud. Este dominio estructural se localiza en el margen norte y noroeste de Galicia, continuando por el borde norte de la región de bancos submarinos y terminando al oeste de la misma, en el borde occidental del talud inferior compresivo.

CONCLUSIONES

Se ha realizado una cartografía de los dominios litosféricos y de deformación en el margen noroeste de la Península Ibérica que completa las presentadas anteriormente por otros autores en el margen oeste (Peron-Pinvidic et al., 2013) y el norte (Tugend et al., 2015). Este trabajo supone una mejora considerable en el estado del conocimiento de este margen continental, y sobre todo de la transición entre el margen occidental y el margen norte de la Península Ibérica.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la colaboración de los comandantes y la tripulación del BIO Hespérides durante las campañas de la ZEE, así como el apoyo técnico que ofrece la UTM durante las mismas.

REFERENCIAS

Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., Peron-Pindivic, G. y Munschy, M. (2011): Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. *Nature Geoscience*, 4. DOI: 10.1038/NGEO1201.

Druet, M. (2015): *Geodinámica del margen continental de Galicia: Estructura profunda y morfotectónica*. Tesis doctoral, U. Complutense de Madrid. 235 p.

Jansa, L.F., Comas, M.C., Sarti, M. y Haggerty, J.A. (1988): Late Jurassic carbonate platform of the Galicia Bank. En: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports (Part B)*, 103: 171-192.

Manatschal, G. (2004): New models for evolution of magma poor rifted margins based on a review of data and concepts from the West Iberia and the Alps. *International Journal of Earth Sciences*. DOI: 10.1007/00531-004-0394-7.

Murillas, J., Mougenot, D., Boillot, G., Comas, M.C., Banda, E. y Mauffret, A. (1990): Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, 184: 297-319.

Perez-Gussinyé, M., Ranero, C.R. y Reston, T.J. (2003): Mechanisms of extension at nonvolcanic margins: Evidence from the Galicia interior basin, west of Iberia. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B5). DOI: 10.1029/2001JB000901.

Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., y Osmundsen, P.T. (2013): Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. *Marine and Petroleum Geology,* 43: pp. 21-47, DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002.

Sutra, E., Manatschal, G., Mohn, G. y Unternehr, P. (2013): Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 14 (8). DOI: 10.1002/ggge.20135.

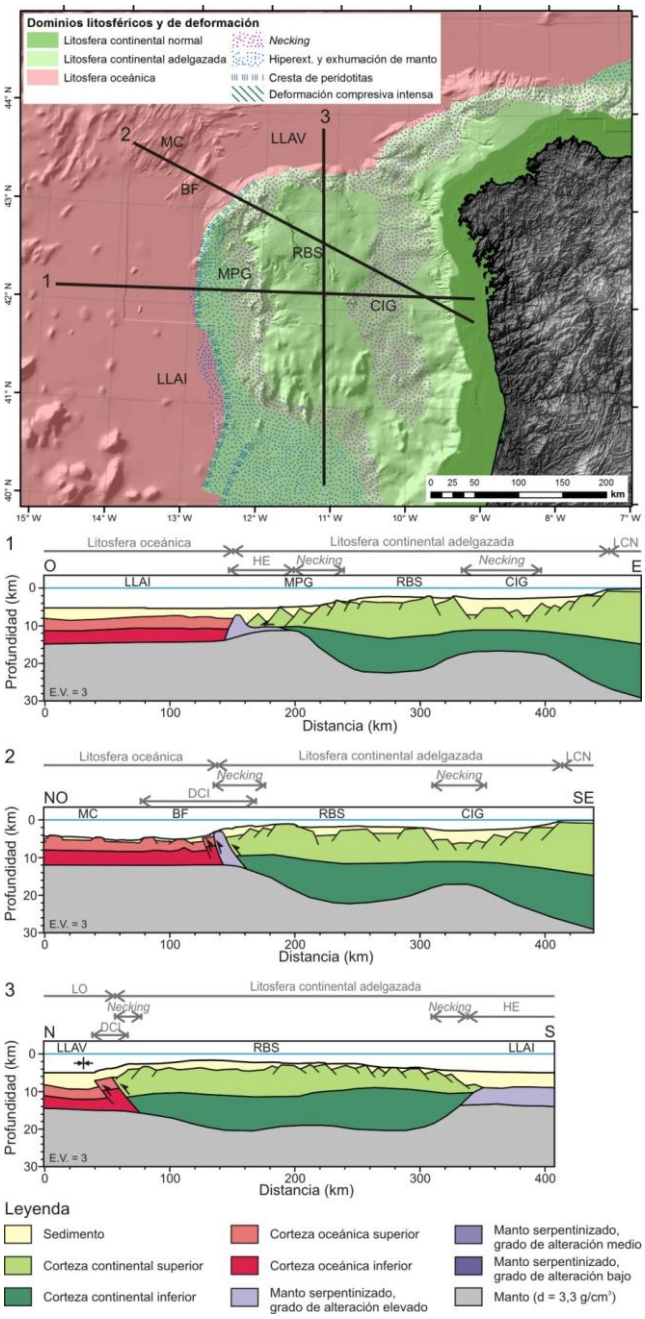


FIGURA 3. *Mapa de dominios litosféricos y estructurales en el margen continental de Galicia (codificados en color), sobre modelo de sombras del MDE. 1-3: Cortes sintéticos transversales a los diferentes dominios del margen continental. LCN, litosfera continental normal. HE, zona de hiperextensión y exhumación. DCI, zona de deformación compresiva intensa. LO, litosfera oceánica.*

Reguzzioni, M. y Sampietro, D. (2015): An Earth crustal model based on GOCE satellite data. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 35: 31-43.

Tugend, J., Manatschal, G. y Kusznir, N.J. (2015): Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate bounday, *Geology,* 43 (1): 15-18 DOI: 10.1130/G36072.1.

Caracterización mediante tomografía eléctrica del subsuelo bajo el estadio de fútbol Carlos Tartiere (Oviedo)

Geological characterization of the Carlos Tartiere Football Stadium area (Oviedo, Asturias) using electrical resistivity tomography

I. González-Castro, L. Pando y J. Olona

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 33005 Oviedo. iyanglezcastro@gmail.com, lpando@geol.uniovi.es, olona@geol.uniovi.es

Resumen: Esta investigación está realizada en el casco urbano de Oviedo, capital de Asturias, y tiene por objetivo caracterizar geológicamente el entorno del Estadio Municipal de Fútbol Carlos Tartiere, donde disputa sus encuentros el Real Oviedo. Este equipamiento fue inaugurado en el año 2000 y, desde entonces, se vienen observando fenómenos de surgencias en las gradas, inestabilidad en taludes, asientos diferenciales y un mal estado general del terreno de juego, con grandes problemas de drenaje que podrían derivar de la interacción estadio-medio geológico. La geología de la zona se caracteriza por la sucesión –de muro a techo– de la Fm. San Lázaro (calizas), Fm. La Argañosa (arenas, gravas, limos y arcillas) y Fm. Oviedo (calizas), estando cimentado el Estadio Municipal en la Fm. La Argañosa, que es la que presenta más problemas por sus características geotécnicas e hidrogeológicas. El empleo de la tomografía eléctrica sobre el césped del estadio permitió delimitar y estudiar las características geológicas e hidrogeológicas del sustrato sobre el que se asienta el estadio de fútbol.

Palabras clave: cretácico, tomografía eléctrica, hidrogeología, estadio de fútbol, Oviedo.

Abstract: *This research was carried out in the town of Oviedo, capital of Asturias and seeks to characterize the geology in the Carlos Tartiere Football Stadium area, the home of Real Oviedo FC. This stadium was opened in 2000 and since then, phenomena of upwelling in the stands, unstable slopes, differential settlement and poor general condition of the pitch have been observed, including large drainage problems that could arise from the stadium-geological medium interaction. The geology of the area is characterized by the succession of San Lazaro Fm. (limestone), La Argañosa Fm. (sands, gravels, silts and clays) and Oviedo Fm. (limestone). The stadium is grounded in La Argañosa Fm., which presents several problems because of its geotechnical and hydrogeological characteristics. The use of electrical resistivity tomography along the lawn of the stadium allowed us to identify and study the geological and hydrogeological characteristics of the substrate on which the football stadium sits.*

Key words: *Cretaceous, electrical resistivity tomography, hydrogeology, football stadium, Oviedo.*

INTRODUCCIÓN

El Estadio Municipal Carlos Tartiere de Oviedo fue inaugurado en el año 2000 y tuvo un coste aproximado de 47 millones de euros (Fig. 1). Sin embargo, desde el inicio se vienen detectando problemas relacionados con surgencias de agua, drenaje deficiente del terreno de juego, asientos diferenciales e inestabilidadesen taludes aledaños. Ello ha venido ocasionando gastos de mantenimiento significativos al ayuntamiento, propie-tario de la instalación. Estos antecedentes hacen que el enclave en que está ubicado este equipamiento sea susceptible de ser reanalizado para determinar qué influencia en la situación actual pudiese derivarse de la interacción con el medio geológico inmediato.

En esta comunicación se presenta la metodología de investigación llevada a cabo para determinar, de forma indirecta y no invasiva, la configuración geológica e hidrogeológica subyacente al terreno de juego.

FIGURA 1. *Estadio Carlos Tartiere, equipamiento de titularidad municipal donde disputa sus partidos el club de fútbol Real Oviedo.*

MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se encuentra en el sector occidental del núcleo urbano de Oviedo. Geológicamente está asentado sobre una cuenca meso-cenozoica fracturada por fallas subverticales, a su vez emplazada sobre un basamento paleozoico muy tectonizado correspondiente a la llamada Zona Cantábrica (Fig. 2). Dicha cuenca configura un sinclinal de rumbo SO-NE con flanco sur levemente buzante (Gutiérrez Claverol y Torres Alonso, 1995), y está constituida por una serie cretácica de unidades subhorizontales que alternan naturaleza siliciclástica y carbonatada (González Fernández et al., 2004). Sobre ellas se sitúa discordante mediante paleorrelieve una sucesión paleógena fluvio-lacustre que alcanza más de 200 m de potencia, dominada por calizas, margas y lutitas. Por encima, destaca la presencia de materiales cuaternarios fluviales y coluvionares.

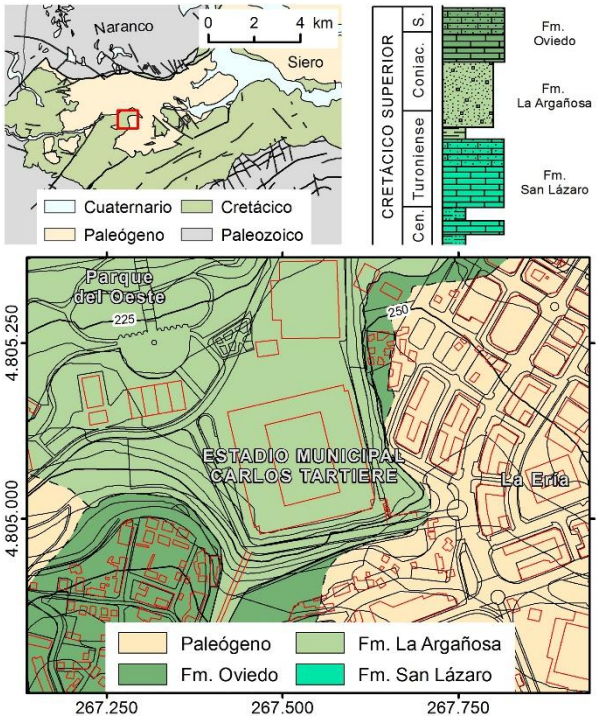


FIGURA 2. *Contexto geológico de la zona de estudio.*

En concreto, en el ámbito del Estadio Municipal Carlos Tartiere afloran las tres unidades más modernas del Cretácico Superior. De muro a techo (Fig. 2):

- *Formación San Lázaro*. Se trata de un conjunto de materiales dominantemente carbonatados. Las calizas del techo, en contacto con la unidad arenosa inmediatamente superior, suelen estar muy karstificadas y presentar desarrollo de dolinas.
- *Formación La Argañosa*. Se trata de una unidad eminentemente arenosa, de gran variabilidad de tamaño de grano, con niveles de arcilla y gravas de cuarzo más frecuentes hacia techo. Está ampliamente representada en los taludes que circundan el estadio, y se estima que tiene una potencia de unos 40 metros. Es la unidad sobre la que está cimentado el equipamiento deportivo, mostrando además eventuales movimientos en masa potenciados en épocas de fuertes lluvias.
- *Formación Oviedo*. Constituye el techo del Cretácico en la cuenca, y está formada sobre todo por calizas grainstone, calizas arenosas y areniscas calcáreas pardo-amarillentas. En la zona urbana raramente supera 14 m de potencia, presentando karstificaciones y arenización.

Estas unidades fueron identificadas en los sondeos perforados durante la campaña de reconocimiento previa a la construcción del estadio. Cabe señalar por otro lado, que la depresión donde se ubica este equipamiento tiene origen antrópico, al haber sido zona de canteras (Pando et al., 2011). A lo largo de varios siglos y hasta entrada la segunda mitad del XX, se extrajeron calizas, arenas y arcillas. A causa de ello en la parcela no aparece la Fm. Oviedo ni parte de la Fm. La Argañosa.

En el caso concreto que ocupa esta investigación, dada la significativa presencia de agua en el entorno, es fundamental contextualizar el comportamiento hidrogeológico de las unidades presentes. En este sentido la Fm. La Argañosa constituye un importante acuífero poroso multicapa en la cuenca, con flujo movilizado preferentemente hacia el NNE (Pendás Fernández y González Fernández, 2003; González Fernández et al., 2005). En algunos casos está confinado bajo la cobertera paleógena y/o conectado con las calizas suprayacentes. Se llegan a alcanzar permeabilidades superiores a $2 \cdot 10^{-4}$ m/s en horizontes con arena gruesa (Pando et al., 2012), aunque la variabilidad granulométrica conlleva también valores incluso por debajo de 10^{-8} m/s. Por su parte, en esta zona la Fm. Oviedo muestra karstificaciones que facilitan la infiltración de agua y ocasionalmente surgencias (Gutiérrez Claverol et al., 2004).

METODOLOGÍA

Se realizó una campaña geofísica de tomografía eléctrica a lo largo del césped del campo de fútbol,para disponer de información *in situ*sobrelas características del sustrato sobre el que se asienta. La tomografía eléctrica es una de las técnicas más utilizadas en el estudio superficial del terreno, aplicadas con éxito en estudios geológicos e hidrogeológicos. Es en este último caso en el que plantea una gran versatilidad, ya que el parámetro valorado por este ensayo (la resistividad eléctrica) es especialmente sensible a los cambios de humedad del terreno. El objetivo de este método es establecer un perfil de resistividad constituido por cientos de mediciones. Estas se realizan con un equipo multicanal, el cual y para cada uno de los registros, calcula la resistividad mediante la inyección de una corriente eléctrica de intensidad conocida entre dos puntos de la superficie, y la medida de la diferencia de potencial generada en otros dos puntos.

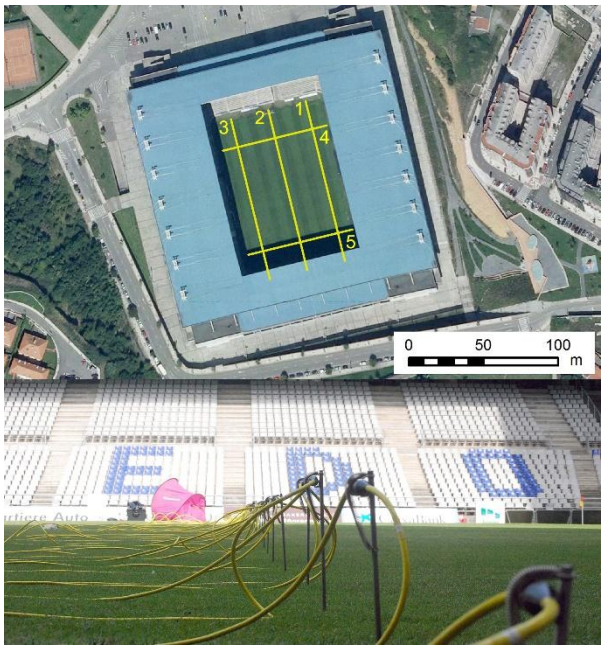


FIGURA 3. *Emplazamiento de las secciones de resistividad de tomografía eléctrica sobre el césped del estadio Carlos Tartiere.*

El registro de datos se realizó con un equipo multicanal SuperStingR8 de Advanced Geoscience, Inc., con 56 electrodos y 4 cables eléctricos de 14 tomas cada uno. Como fuente de corriente continua se utilizó una batería de 12 V. El dispositivo se configuró para obtener perfiles de resistividad del terreno hasta una profundidad aproximada de unos 25 metros. La configuración de registro de los electrodos fue tipo dipolo-dipolo. Para mejorar el proceso de toma de datos se regaron con agua cada uno de los electrodos previamente favoreciendo la inyección de corriente al terreno. En total se realizaron cinco secciones de resistividad, con tres líneas longitudinales, paralelas a las tribunas, de dirección N-S aproximadamente, y dos transversales, de dirección E-O paralelas a los fondos del estadio (Fig. 3). En las longitudinales se optó por una separación de 2 m entre electrodos, constituyendo un dispositivo de registro de 110 metros de longitud, mientras que en las transversalesla separación entre electrodos fue de 1,30 m a lo largo de 71,5 metros.Tanto el análisis como la inversión de datos fueron realizados con la ayuda de software EarthImager2D de AGI (Advanced Geosciences, Inc.). En una primera etapa se prescindió de aquellos datos con una escasa calidad de la señal eléctrica, para garantizar la fiabilidad de los ensayos de tomografía. Tras esta criba se estableció un modelo deresistividad real del terreno. Para ello fue empleada la técnica de inversión de Occam, conocida como "smooth inversion" (deGroot-Hedlin and Constable, 1990). A partir de dicha técnica y según un proceso iterativo, se obtuvo un modelo de resistividad real del terreno mediante el ajuste automático de una seudosección de resistividad aparente teórica (calculada para el modelo real) a la seudosección medida en campo. En dicho ajuste se buscó el menor error cuadrático medio entre los datos observados en campo y los calculados en laboratorio.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El análisis de las líneas de estudio ha permitido diferenciar tres unidades. Como puede observarse en el modelo de la línea longitudinal central, el más representativo del estudio (Fig. 4, perfil 2), en superficie se discrimina una capa de mayor resistividad, con valores que superan los 3.000 ohm·m, y gran continuidad lateral, correspondiente a las arenas y gravas instaladas en el césped como drenaje. Inmediatamente por debajo se sitúala Fm. La Argañosa. Los bajos valores de resistividad de esta unidad, inferiores a los 67ohm·m, sugieren un notable contenido en humedad de la unidad detrítica. Probablemente la formación arenosa sea la fuente que alimenta las surgencias y humedades observadas en el campo de fútbol. Por último, se encuentra en profundidad una última capa con resistividades generalizadamente superiores a las arenas de la Fm. La Argañosa, con valores iguales o inferiores a 250 ohm·m, correspondiente a las litologías carbonatadas de la Fm. San Lázaro.

En la interpretación realizada a lo largo del perfil 2 las calizas se encuentran a unos 9 metros de profundidad bajo la cota del césped. Este valor se ajusta con las estimaciones realizadas interpolando datos de sondeos mecánicos perforados en la zona. Además, se aprecia una morfología irregular (Fig. 4), lo que podría estar relacionado con fenómenos de karstificación en el contacto entre las formaciones La Argañosa y San Lázaro ya conocidos (González Fernández et al., 2004).En este sentido, las diferencias observadas en los valores de resistividades a lo largo de los perfiles longitudinales en el contacto entre ambas formaciones sugieren que la Fm. San Lázaro en la sección central (perfil 2) presenta un grado de karstificaciónmenor que en los sectores laterales (perfiles 1 y 3).

Un aspecto de relevancia de los ensayos de tomografía eléctrica es que los perfiles longitudinales son los que han aportado los mejores resultados, especialmente el situado en el centro del terreno de juego (perfil 2), que presenta unas cualidades ligeramente superiores a sus homólogos en longitud (perfiles 1 y 3). Este hecho se fundamenta en dos observaciones. Una es la mayor calidad de los registros del perfil 2, donde únicamente se prescindió para el proceso de modelización de 7 medidas de resistividad de 762 mediciones totales, frente a los 16 y 18 puntos eliminados en los perfiles 1 y 3. Otro es el menor error cuadrático medio del perfil 2, del 4% frente al 5 y 6% alcanzado para el resto. La diferencia entre secciones se ha atribuido a un efecto negativo de la infraestructura del campo (las gradas y el drenaje subterráneo) que afecta en un mayor grado a los ensayos próximos al perímetro del terreno de juego.

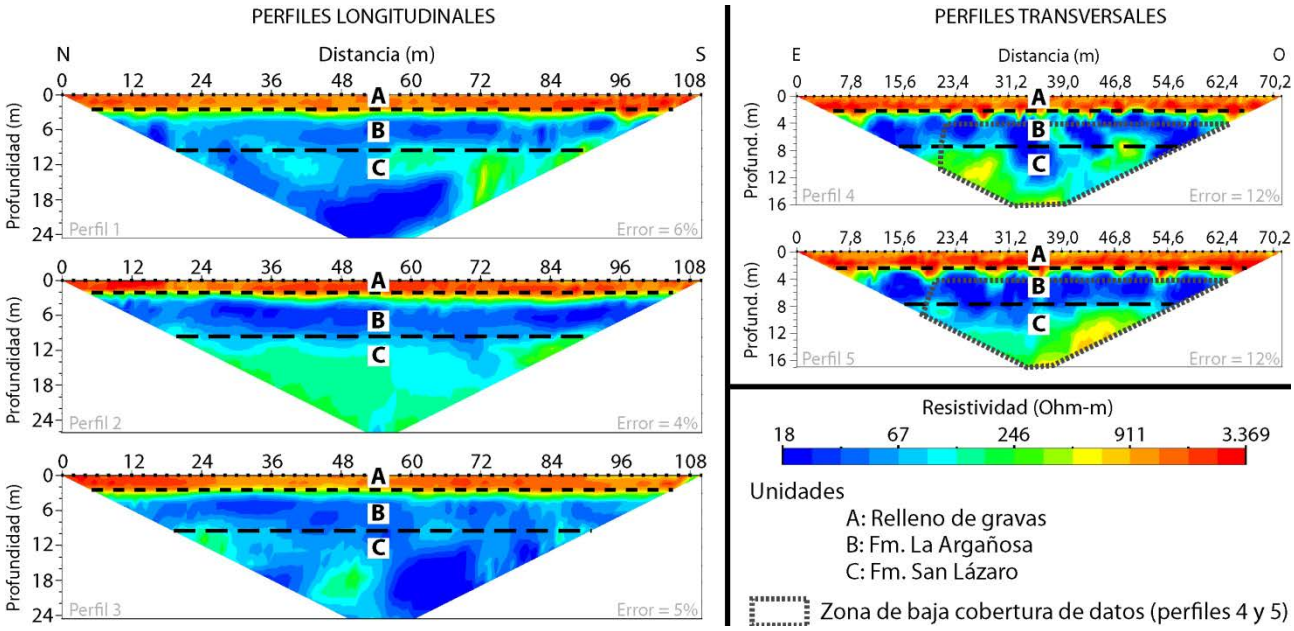


FIGURA 4.*Modelos de resistividades obtenidos para las secciones longitudinales (perfiles 1, 2 y 3) y transversales (perfiles 4 y 5).*

Cabe destacar el efecto especialmente negativo de la infraestructura del estadio en los perfiles transversales, donde los sensores se distribuyeron a lo largo de una línea más corta de espaciado menor (Fig. 4, perfiles 4 y 5). En ambos casos se prescindió para el proceso de modelización del orden de 139 y 159 datos respectivamente de las 762 medidas tomadas en campo, lo que supone un porcentaje importante de los registros totales (del 18 al 20%). Debido a este sesgo, la cobertura de datos y la fiabilidad de las secciones se ha visto disminuida notablemente en profundidad. Es por ello que mientras que en el tránsito más superficial, entre las gravas y la Fm. La Argañosa, el modelo resulta fiable, en el contacto entre Fm. La Argañosa y Fm. San Lázaro no debe considerarse así debido a que este está soportado por muy pocos datos (Fig. 4, perfiles 4 y 5).

CONCLUSIONES

La tomografía eléctrica ha resultado una técnica rápida y no invasiva, válida para determinar las características geológicas e hidrogeológicas del terreno sobre el que se asienta el Estadio Carlos Tartiere. Las secciones de resistividad han permitido diferenciar tres unidades: los propios materiales instalados como drenaje en el campo de juego bajo el césped, las arenas y arcillas de la Fm. La Argañosa y el límite de estas con la Fm. San Lázaro a unos nuevemetros de profundidad. Los estudios geofísicos han aportado información sobre el contexto hidrogeológico del terreno. Las bajas resistividades registradas en la Fm. La Argañosa indican un contenido en humedad elevado tratándose, por tanto, de una formación que debe de alimentar las humedades descritas en el área de estudio. El contacto de la Fm. La Argañosa con la Fm.San Lázaro no aparece como una superficie rectilínea en las secciones de resistividad. Esto puede deberse a la existencia de karstificaciones en el límite entre ambas unidades.

REFERENCIAS

DeGroot-Hedlin, C. y Constable, S. (1990): Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55: 1613-1624.

González Fernández, B., Gutiérrez Claverol, M. y Menéndez Casares, E. (2005): Caracterización hidrogeológica de la sucesión cretácica en el sector central de Asturias (Oviedo, NO de España). *Boletín Geológico y Minero*, 116 (3): 231-245.

González Fernández, B., Menéndez Casares, E., Gutiérrez Claverol, M. y García-Ramos, J.C. (2004): Litoestratigrafía del sector occidental de la cuenca cretácica de Asturias. *Trabajosde Geología*, 24: 43-80.

Gutiérrez Claverol, M., Pando, L. y González, B. (2004): Problemática de las calizas del Cretácico Superior en las cimentaciones de Oviedo. *Geogaceta*, 36: 99-102.

Pando, L., Gutiérrez Claverol, M. y Flor-Blanco, G. (2012): Propiedades geotécnicas de la Formación La Argañosa (Cretácico Superior, Oviedo). *Boletín Geológico y Minero,* 123 (1): 65-75.

Pando, L., Luque Cabal, C. y Gutiérrez Claverol, M. (2011): La cantera de Lavapiés (Cretácico Superior) y su aportación al acervo arquitectónico de Oviedo. *Trabajos de Geología*, 31: 60-76.

Pendás Fernández, F. y González Fernández, B. (2003): El sistema hidrogeológico de Oviedo: incidencia en problemas de cimentación urbana. *Boletín Geológico y Minero*, 114 (1): 121-132.

Relación entre la reología cortical y la crisis sísmica de Ossa de Montiel

Relation between crustal rheology and Ossa de Montiel crisis

S. Martín-Velázquez[1], R. Pérez-López[2], J. López-Gutiérrez[2], J. Giner-Robles[3] y J.V. Cantavella-Nadal[4]

1 Área de Geología, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos 28933 Móstoles. silvia.martin@urjc.es
2 Área de Riesgos Geológicos, Instituto Geológico y Minero de España 28003 Madrid. r.perez@igme.es, j.lopezgu@igme.es
3 Departamento de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid 28049 Madrid. jorge.giner@uam.es
4 Instituto Geográfico Nacional, Ministerio de Fomento 28003 Madrid. jvcantavella@fomento.es

Resumen: La actividad sísmica asociada al terremoto de Ossa de Montiel (Mw 4.7, 23 de febrero de 2015) se concentró a unas profundidades próximas a los 11-12 km. Para identificar las características reológicas de la corteza que condicionaron estas localizaciones hipocentrales, se ha realizado un estudio de la resistencia cortical y de la distribución vertical de esta sismicidad. La corteza del Campo de Montiel muestra dos capas frágiles, una en la corteza superior (desde la superficie hasta 7.6 km de profundidad con granito o 9.7 km con cuarcita) y otra en la corteza media (10.5-14.2 km de profundidad). El espesor sismogénico aumenta con tasas de deformación sísmicas e incluso con una corteza superior metamórfica se desarrolla una capa continua de 15.5 km. 158 terremotos de los 563 registrados presentan bajos errores de localización (error máximo 3 km y error medio 1.2±0.7 km) y el 95% de esos eventos se produjo entre 10-14 km. Por lo tanto, la estructuración reológica de la corteza restringió la sismicidad dentro de la delgada capa frágil de la corteza media y condicionó las profundidades hipocentrales durante este periodo sísmico. El evento principal se produjo en la base de esta capa frágil mientras que las réplicas se desarrollaron hacia el techo.

Palabras clave: resistencia de la corteza, profundidades hipocentrales, intraplaca ibérica, Campo de Montiel.

Abstract: *The seismic activity related to the Ossa de Montiel earthquake (Mw 4.7; 23rd February 2015) gathered at 11-12 km depth. We have combined the study of the crustal strength and the vertical distribution of this seismicity to find out the rheological characteristics of the crust that conditioned these hypocentral locations. The crust in Campo de Montiel has two brittle layers, one in the upper crust (up to 7.6 km depth with granite or 9.6 km with quartzite) and another in the middle crust (10.5-14.2 km depth). The seismogenic thickness increases with seismic strain rates and even a continuous layer of 15.5 km develops with a metamorphic upper crust. 158 of the 563 aftershocks recorded show low location errors (maximum error 3 km and average error 1.2±0.7 km) and the 95% occurred in the range of 10-14 km. Therefore, the crustal rheological structure constrained the seismicity within the thin brittle layer of the middle crust and determined the hypocentral depths during this seismic period. The main event took place at the bottom of this brittle layer whereas the aftershocks developed to the top.*

Key words: *crustal strength, hypocentral depths, Iberian intraplate, Campo de Montiel*

INTRODUCCIÓN

El 23 de febrero de 2015 se inició un periodo de actividad sísmica en las proximidades de la localidad de Ossa de Montiel (Albacete) con un evento principal de magnitud Mw 4.6 e intensidad V (IGN, 2016). El mecanismo focal calculado es de tipo normal con una ligera componente direccional. Las réplicas se produjeron a profundidades de 11-12 km (IGN, 2016) y sus epicentros se distribuyeron por la parte norte del dominio geológico Campo de Montiel en su conexión con el Corredor Manchego (Fig. 1). En el estudio que se describe a continuación, se mostrarán los perfiles de resistencia realizados a partir de las características reológicas de la litosfera, así como la distribución de profundidades de la serie sísmica a partir de los datos hipocentrales que tienen bajos errores de localización (≤3 km). Con toda esta información, se pretende identificar las regiones frágiles y dúctiles de la corteza con el objetivo de establecer su posible implicación en la profundidad a la que se produjo la sismicidad en este sector del interior de la península Ibérica.

ESTRUCTURA TERMOMECÁNICA DEL CAMPO DE MONTIEL

El Campo de Montiel está formado por una cobertera sedimentaria mesozoica subhorizontal o muy suavemente plegada, mientras que la cuenca del Corredor Manchego se desarrolla sobre estos materiales mesozoicos y los de la Sierra de Altomira, y está rellena por sedimentos miopliocenos subhorizontales (López Gutiérrez et al., 2013) (Fig. 1). Esta secuencia está formada por yesos y sedimentos siliciclásticos triásicos, carbonatos y margas jurásico-cretácicas, y materiales detríticos y carbonáticos cenozoicos. Aunque las series mesozoicas se adelgazan hacia el Oeste y el espesor cenozoico es muy variable,

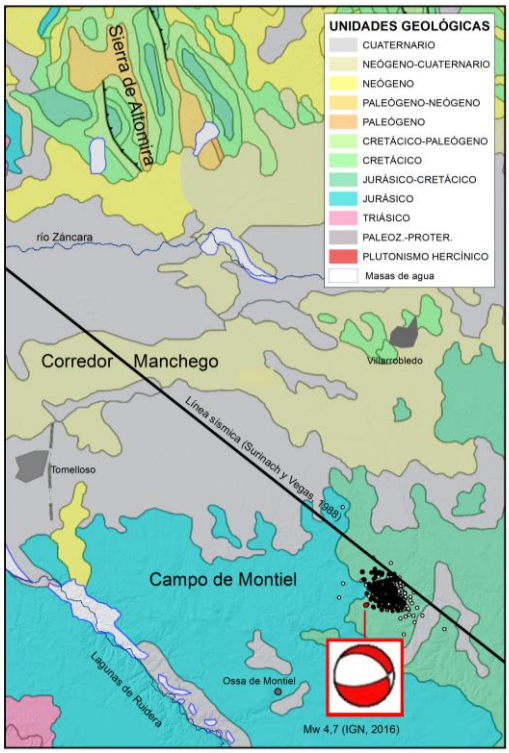


FIGURA 1. *Contexto geológico y epicentros de Ossa de Montiel (blanco, errores >3 km; negro, errores ≤3 km; rojo, evento principal).*

todo este conjunto no debe exceder los 500 m de potencia (López Gutiérrez et al., 2013).

La estructura de la litosfera, su composición y el flujo de calor superficial no han sido estudiados con detalle en esta zona, por lo que se han caracterizado a partir de estudios regionales o mediante información disponible de áreas próximas. La profundidad del límite corteza-manto se estima en ~30 km (Surinach & Vegas, 1988; Fullea et al., 2010), y en el Corredor Manchego se han identificado cuatro capas corticales: dos en la corteza superior con espesores medios de 5.5 y 5 km, una corteza media de 12 km, y una corteza inferior de 7 km (Surinach & Vegas, 1988). En el Campo de Montiel afloran cuarcitas y pizarras paleozoicas pero hacia el oeste hay algunos cuerpos graníticos que indican una composición granítico-metamórfica para esta corteza superior. La corteza media, la corteza inferior y el manto están compuestos respectivamente por granodioritas, granulitas félsicas, y peridotitas (Tejero y Ruiz, 2002). La base de la litosfera se sitúa en un rango de profundidades de 110-130 km (Fernàndez et al., 1998; Fullea et al., 2010).

El flujo de calor superficial está en el rango 55-70 mW m^{-2} (Fernàndez et al. 1998; Fullea et al., 2010) y la temperatura media superficial es de 15 °C.

METODOLOGÍA

El perfil reológico muestra la variación de la resistencia frágil y dúctil con la profundidad, y su construcción depende de la ley de Amonton y la ley de Dorn o "creep" (Tejero y Ruiz, 2002, y referencias ahí citadas). En este trabajo se han diferenciado cuatro unidades (corteza superior, corteza media, corteza inferior y manto) cuyos parámetros termomecánicos se basan en la información geológica y geofísica descrita (Tabla I).

La resistencia frágil se ha calculado en régimen de esfuerzos normal, de acuerdo con el tipo de mecanismo focal obtenido para el evento del 23/02/2015 (IGN, 2016), en condiciones de presión de poros hidrostática y se han incluido las variaciones de densidad con la profundidad.

La resistencia dúctil se ha calculado con una tasa de deformación de $10^{-16.5}$ s^{-1} representativa de esta región (Jiménez-Munt y Negredo, 2003), aunque también se ha empleado un valor de $10^{-15.5}$ para tener en cuenta su incremento después de una fase sísmica. Los parámetros del creep de dislocación se han seleccionado de acuerdo con litologías características de la zona de estudio, y en la corteza superior se han seleccionado dos reologías debido a su composición granítico-metamórfica. Se han utilizado litologías secas por ser más resistentes que las húmedas.

Unidad litosférica	Espesor (km)	Densidad (kg m^{-3})	Producción de calor (μW m^{-3})	Conductividad térmica (W m^{-1} K^{-1})	Parámetros creep			
					Litología	A (MPa^{-n} s^{-1})	n	E (kJ mol^{-1})
Cobertera sedimentaria	0.5	2600	0	3	Caliza	2.0×10^{4}	1.7	213
Corteza superior	10	2680	$2.5e^{(-y/12)}$	3	Granito	1.8×10^{-9}	3.2	123
					Cuarcita	6.7×10^{-6}	2.4	156
Corteza media	13	2800	$2.0e^{(-y/12)}$	2.4	Cuarzodiorita	1.3×10^{-3}	2.4	219
Corteza inferior	7	2950	Disminución exponencial desde la corteza superior	2.1	Granulita félsica	8.0×10^{-3}	3.1	243
Manto litosférico		3300	0	3.2	Peridotita	2.5×10^{4}	3.5	532

TABLA I. *Parámetros termomecánicos de la corteza y el manto litosférico.*

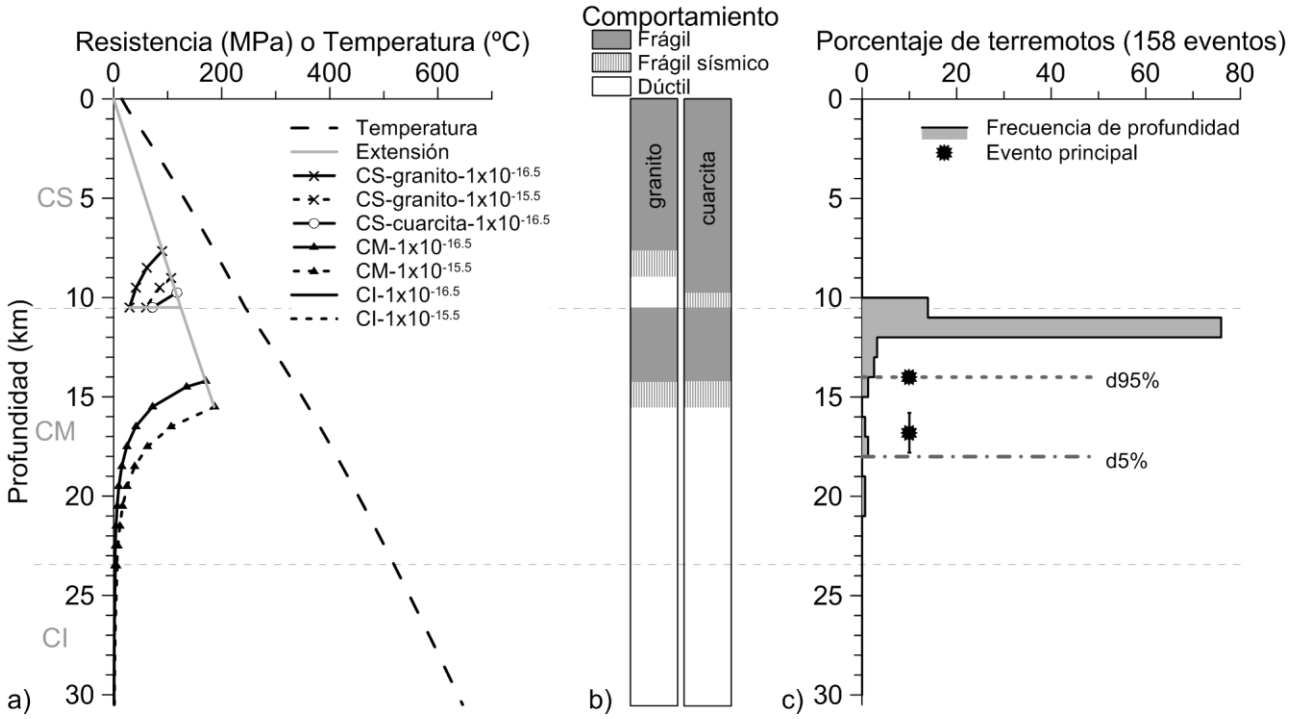


FIGURA 2. *Perfiles reológicos y sismicidad de Ossa de Montiel 2015. a) Resistencia de la corteza del Campo de Montiel bajo un régimen de esfuerzos normal, con un flujo de calor superficial de 62 mW m^{-2}, dos tipos de litologías en la corteza superior (granito y cuarcita) y dos tasas de deformación (10$^{-16.5}$ s^{-1}, 10$^{-15.5}$ s^{-1}). CS, corteza superior; CM, corteza media; CI, corteza inferior. b) Regiones frágiles y dúctiles de la corteza. Las regiones frágiles sísmicas se desarrollan con una tasa de deformación sísmica (10$^{-15.5}$ s^{-1}). c) Distribución vertical de terremotos registrados en el periodo 23/02/2015 - 04/06/2015 cuyo error hipocentral es menor de 3 km.*

El comportamiento dúctil también depende del régimen térmico, y en su cálculo se han asumido: a) unas condiciones estables, b) un transporte de calor por conducción, c) una disminución exponencial de la producción radiogénica de calor en las cortezas superior, media e inferior (profundidad de disminución exponencial 12 km), mientras que en la cobertera sedimentaria y el manto la producción de calor es despreciable, y d) una temperatura de 15 ºC en la superficie. La geoterma se ha restringido mediante la relación entre topografía (~900 m) y flotabilidad de la litosfera, y se ha asumido que: a) la altura de flotabilidad del nivel del mar es 2.4 km, b) la densidad de la astenosfera es 3200 kg m^{-3}, c) el coeficiente de expansión térmica es 3.5x10^{-5} K^{-1} y d) la temperatura de la astenosfera es 1350 ºC (Tejero and Ruiz, 2002, y referencias ahí citadas). Este procedimiento se ha seguido para diferentes valores de flujo de calor superficial (55-70 mW m^{-2}), producciones de calor (1.7-2.5 μWm^{-3}) y conductividades térmicas (2.7-3.5 Wm^{-1}K^{-1}) (Fernàndez et al. 1998, 2004). Por último, se ha restringido la temperatura en el límite corteza-manto mediante la relación entre la velocidad de la onda Pn y la temperatura (Black y Braile, 1982).

RESISTENCIA Y SISMICIDAD EN EL CAMPO DE MONTIEL

Respecto al régimen térmico, la figura 1 muestra la geoterma correspondiente a un flujo superficial de 62 mW m^{-2}. Con este valor y con los indicados en la tabla I para las producciones y conductividades, se consigue el mejor ajuste de la topografía, el espesor litosférico y la temperatura del límite corteza-manto: 685 m, 95.5 km y 656 °C respectivamente. A partir de la relación de Black y Braile (1982), y teniendo en cuenta unas velocidades Pn de 8-8.1 km s^{-1} (Serrano et al., 2007), se obtienen unas temperaturas de 612-749 ºC en el límite corteza-manto. Por lo tanto, la temperatura estimada a partir de un flujo de calor superficial de 62 mW m^{-2} sería consistente con el rango resultante de las velocidades Pn.

La resistencia de la litosfera se ha calculado bajo un régimen de esfuerzos normal, dos reologías en la corteza superior (granito y cuarcita) y dos tasas de deformación (10$^{-16.5}$ s^{-1}, 10$^{-15.5}$ s^{-1}) (Fig. 2). Con una tasa de deformación tectónica (10$^{-16.5}$ s^{-1}), el mecanismo de deformación es frágil en la zona superior de las cortezas superior y media, y dúctil a medida que aumenta la profundidad, mientras que el comportamiento de la corteza inferior es dúctil a cualquier profundidad. Por lo tanto, la corteza experimenta dos desacoplamientos mecánicos, uno entre sus capas superior y media, y otro entre la corteza y el manto. La transición frágil-dúctil de la corteza superior se produce a profundidades mayores cuando se considera una reología más resistente. Así, con una composición granítica el nivel frágil se extiende hasta los 7.6 km, mientras que con una composición cuarcítica alcanza los 9.7 km. La profundidad máxima de la corteza media frágil está en 14.2 km. Con una tasa de deformación sísmica más rápida (10$^{-15.5}$ s^{-1}), el espesor de los niveles dúctiles disminuye e incluso el

superior desaparece si la composición es metamórfica. En este último caso, las cortezas superior y media están acopladas y el comportamiento frágil se extiende de forma continua hasta los 15.5 km de profundidad (Fig. 2).

Respecto a la serie sísmica de Ossa de Montiel, desde el 23/02/2015 hasta el 04/06/2015 se registraron 563 réplicas del terremoto principal mediante las estaciones fijas del IGN, estaciones temporales del ICTJA y estaciones temporales del IGN, que fueron relocalizadas con dobles diferencias para mejorar su localización hipocentral (IGN, 2016) (Fig. 1). Para el presente trabajo se han seleccionado 158 eventos que disponían de fases sísmicas y tenían un error hipocentral menor o igual a 3 km (IGN, 2016). El error hipocentral medio de esta población es 1.2±0.7 km. Esta sismicidad se distribuye en el rango de profundidades de 10-21 km, aunque el 95% se produjo por encima de los 14 km y la profundidad media de los terremotos más profundos está en 18 km (Fig. 2). En la distribución vertical, destaca el máximo en 10-12 km, que además incluye eventos con bajos errores de localización (1.2±0.7 km de media, coincidente con el de toda la población). En la figura 2 se ha incluido la localización del evento principal a partir de las estaciones fijas del IGN (16.8±l km) y la estimación de la profundidad del centroide al invertir el tensor momento sísmico (14 km).

Estos resultados muestran que la serie de Ossa de Montiel se produjo por la deformación de las rocas de la corteza media, concretamente de las rocas de su capa superior frágil. Este nivel se extiende desde 10.5 a 14.2 km, precisamente a las profundidades en las que se concentró el 95% de los eventos. Aunque el evento principal presenta un error bajo, la estación más cercana está lo suficientemente alejada (~50 km) para que sea más fiable la localización del centroide. El perfil reológico refuerza esta idea ya que sólo el centroide se sitúa dentro de la capa frágil. Durante la fase sísmica, las condiciones frágiles de la corteza media, y por lo tanto la sismicidad, se extienden hacia zonas más profundas (15.5 km) y, si es metamórfica, se acoplan con las de la corteza superior. Por lo tanto, la reología cortical parece haber condicionado la localización hipocentral de esta serie restringiendo la sismicidad dentro del delgado nivel frágil de la corteza media. El evento principal de Ossa de Montiel se produjo en la base de esta capa frágil mientras que las réplicas se desarrollaron hacia el techo.

CONCLUSIONES

La corteza en la zona septentrional del Campo de Montiel presenta dos capas frágiles que están desacopladas mecánicamente. La más superficial se extiende desde la superficie hasta los 7.6 km o 9.7 km, en función de la resistencia de las litologías de la corteza superior, y la más profunda desde 10.5 km hasta 14.2 km. Durante una fase sísmica ambos niveles pueden quedar unidos y el espesor sismogénico puede extenderse hasta 15.5 km de profundidad. El 95% de los eventos de la serie sísmica de Ossa de Montiel con bajos errores de localización (error medio 1.2±0.7 km) se produjo entre 10-14 km dentro del nivel frágil de la corteza media. Por lo tanto, la estructuración del comportamiento reológico cortical condicionó la profundidad a la que se desarrolló la sismicidad durante este periodo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación SISMOSIMA (CGL2013-47412-C2-2P).

REFERENCIAS

Black, P.R., y Braile, L.W. (1982): Pn velocity and cooling of the continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 87: 10557-10568.

Fernàndez, M., Marzán, I., Correia, A. y Ramalho, E. (1998): Heat flow, heat production, and lithospheric termal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 291: 29-53.

Fernàndez, M., Marzán, I. y Torne, M. (2004): Lithospheric transition from the Variscan Iberian Massif to the Jurassic oceanic crust of the Central Atlantic. *Tectonophysics*, 386: 97-115.

Fullea, J., Fernàndez, M., Afonso, J.C., Vergés, J y Zeyen, H. (2010): The structure and evolution of the lithosphere–asthenosphere boundary beneath the Atlantic–Mediterranean Transition Region. *Lithos*, 120: 74-95

IGN (2016): Información símica – Explotación de la base de datos. http://www.ign.es/ign/layoutIn/sismoFormularioCatalogo.do (Consulta: 02-02-2016).

Jiménez-Munt, I. y Negredo, A.M. (2003): Neotectonic modelling of the western part of the Africa-Eurasia plate boundary: from the Mid-Atlantic ridge to Algeria. *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 257-271.

López Gutiérrez, J., Plata Torres, J.L. y Mejías Moreno, M. (2013): Caracterización de la divisoria hidrogeológica Guadiana-Júcar en la Llanura Manchega mediante técnicas geológicas y geofísicas. *Boletín Geológico y Minero*, 124: 381-404.

Serrano, I., Torcal, F. y Morales, J. (2007): Imágenes de velocidad sísmica en la región inferior del manto litosférico de la Península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 20: 321-332.

Suriñach, E. y Vegas, R. (1988): Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 51: 226-234.

Tejero, R. y Ruiz, J. (2002): Thermal and mechanical structure of the central Iberian Peninsula lithosphere. *Tectonophysics*, 350: 49-62.

Caracterización geoeléctrica de la falla de Ventaniella mediante tres dispositivos geométricos distintos: dipolo-dipolo, Schlumberger y Wenner

Geoelectric characterization of the Ventaniella fault by three different array configurations: dipole-dipole, Schlumberger and Wenner

J. Olona[1], G. Fernández-Viejo[1], C. López- Fernández[1] y S. Llana-Fúnez[1]

1 Dpto. Geología, Universidad de Oviedo 33005 Oviedo. olona@geol.uniovi.es

Resumen: La falla de Ventaniella es una estructura significativa del noroeste peninsular debido a que presenta sismicidad en algunos tramos. A lo largo de sus más de 450 km de trazado, desde el mar Cantábrico hasta la Cuenca del Duero, la falla se encuentra en algunos sectores bajo depósitos superficiales de distinta naturaleza, que dificultan su localización y correcta caracterización. En este tipo de contextos el método de tomografía eléctrica resulta de especial utilidad para establecer en sección las características del terreno hasta profundidades de varias decenas de metros. Sin embargo, los resultados del ensayo pueden variar en función del tipo de dispositivo geométrico aplicado a los sensores de registro. En este trabajo se presenta el análisis de la zona de falla en el sector de Avilés mediante tres dispositivos clásicos: dipolo-dipolo, Schlumberger y Wenner. Los resultados del estudio han permitido acotar factores fundamentales a la hora de caracterizar una falla y las estructuras secundarias asociadas a la misma, como por ejemplo la capacidad de cada dispositivo de establecer su posición y geometría, o la profundidad a la que cada ensayo es capaz de aportar información útil.

Palabras clave: falla de Ventaniella, tomografía eléctrica, resistividad, estructura de zona de falla.

***Abstract*:** *The Ventaniella fault is significant structure in NW Iberia for the seismicity in some of the fault segments. It runs for at least 450 km from a continental platform located in offshore to the Duero Basin across the Cantabrian Mountains. The fault zone is covered by superficial deposits of varied origin that hinder the observation of fault structure at the surface. In this context, the electrical resistivity tomography method is useful to establish the ground structure to a depth of tens of meters. The results of applying this method depend partly on the geometric arrangement of sensors. In this contribution we present the results of the study of the fault zone in the Avilés fault segment in which three array configurations were used: dipole-dipole, Schlumberger and Wenner. The data obtained allow us to constrain to what extent the various configurations tried are useful in determining internal structure, position and range of depths of the main fault and associated structures.*

Key words: *Ventaniella fault, electrical resistivity tomography, resistivity, fault zone structure.*

INTRODUCCIÓN

Por su entidad, desarrollo lateral y sismicidad asociada, la falla de Ventaniella es una de las estructuras más relevantes del noroeste de la península Ibérica. A grandes rasgos su estructura y distribución es bien conocida. Sin embargo no ha sido hasta ahora abordado el estudio de la zona de falla, debido en parte a la presencia de depósitos superficiales que la recubren.

En estos casos el uso de una técnica como la tomografía eléctrica es fundamental, ya que es capaz de aportar una imagen de alta resolución del terreno en la que interpretar su estado hasta profundidades de varias decenas de metros (Fazzito et al., 2009; Nguyen et al., 2005). Sin embargo los resultados con este tipo de técnica pueden variar en función del dispositivo geométrico de medida utilizado, por lo que es necesario valorar el tipo de información ofrecida por dichos dispositivos para caracterizar con garantías la falla.

El objetivo de este trabajo es establecer qué tipo de información puede deducirse de tres de los dispositivos más utilizados para la tomografía eléctrica: dipolo-dipolo, Schlumberger y Wenner. Con ello se pretende optimizar el método para una mejor caracterización de la zona de falla.

CONTEXTO GEOLÓGICO

El sector analizado de la falla de Ventaniella se encuentra al oeste de Avilés, cerca del embalse de Granda. En esta zona la estructura pone en contacto dos unidades detríticas con litologías sensiblemente distintas. Al noreste de la falla se dispone una serie de conglomerados, areniscas y arcillas Permotriásicas, correspondientes a las Formaciones Sotres, Cabranes, Caravia y Fuentes (Fig. 1). Al suroeste se encuentran los conglomerados silíceos y las areniscas de la Formación La Ñora, del Jurásico superior (Julivert et al., 1972).

METODOLOGÍA

El método de tomografía eléctrica tiene como objetivo establecer una sección de resistividad del terreno a partir de la cual pueda deducirse su estructura geológica. La metodología consta de dos fases o etapas: una primera de adquisición, en la que se establece una pseudosección de resistividad aparente constituida por cientos de medidas. Dicho valor se calcula individualmente mediante la inyección de corriente de intensidad conocida en dos electrodos (A y B), y la medición de la diferencia de potencial derivado en otros dos electrodos (M y N). Los registros de campo se realizan con un equipo totalmente automatizado, encargado de ejecutar las múltiples medidas mediante la combinación de sendos conjuntos o grupos de cuatro electrodos de medida, a lo largo de una línea de sensores colocados sobre la superficie del terreno.

Un factor importante en este ensayo es el tipo de dispositivo o configuración geométrica de los electrodos de medida. Existen varios tipos cuyas características conllevan diferentes beneficios, como por ejemplo una distinta capacidad a la hora de caracterizar estructuras verticales u horizontales, o la generación de una señal eléctrica de mayor intensidad y menos susceptible a la contaminación por ruido (Dahlin and Zhou, 2004; Seaton and Burbey, 2002). En este estudio se van a evaluar tres de las geometrías clásicas, dipolo-dipolo, Wenner y Schlumberger, cuyas normas geométricas se muestran en la figura 2.

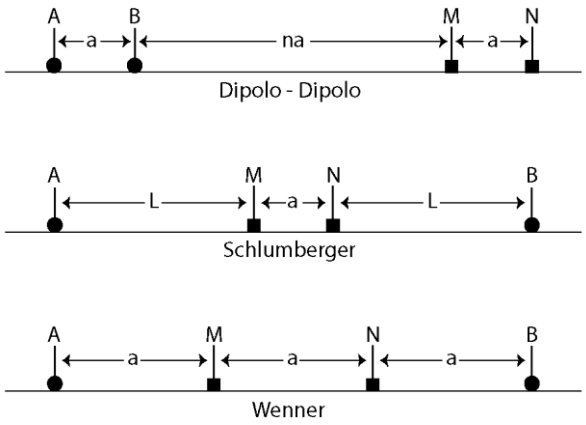


FIGURA 2. *Distribución geométrica de los electrodos de corriente (A y B) y de los de potencial (M y N) para los dispositivos dipolo-dipolo, Schlumberger y Wenner.*

La segunda etapa del ensayo hace referencia a la inversión de datos, en base a la cual se establece el modelo de resistividad real del terreno a partir de los registros de campo

El estudio de la falla de Ventaniella se desarrolló con un resistivímetro SuperSting R8 de Advance Geoscience Inc (AGI), y 56 electrodos de medida distribuidos regularmente cada 9 m a lo largo de una línea de 495 m de longitud. El dispositivo de sensores se dispuso con una orientación NE-SO, perpendicularmente a la estructura, para facilitar su identificación (Fig. 1). Durante el ensayo, como fuente eléctrica se utilizó un generador eléctrico.

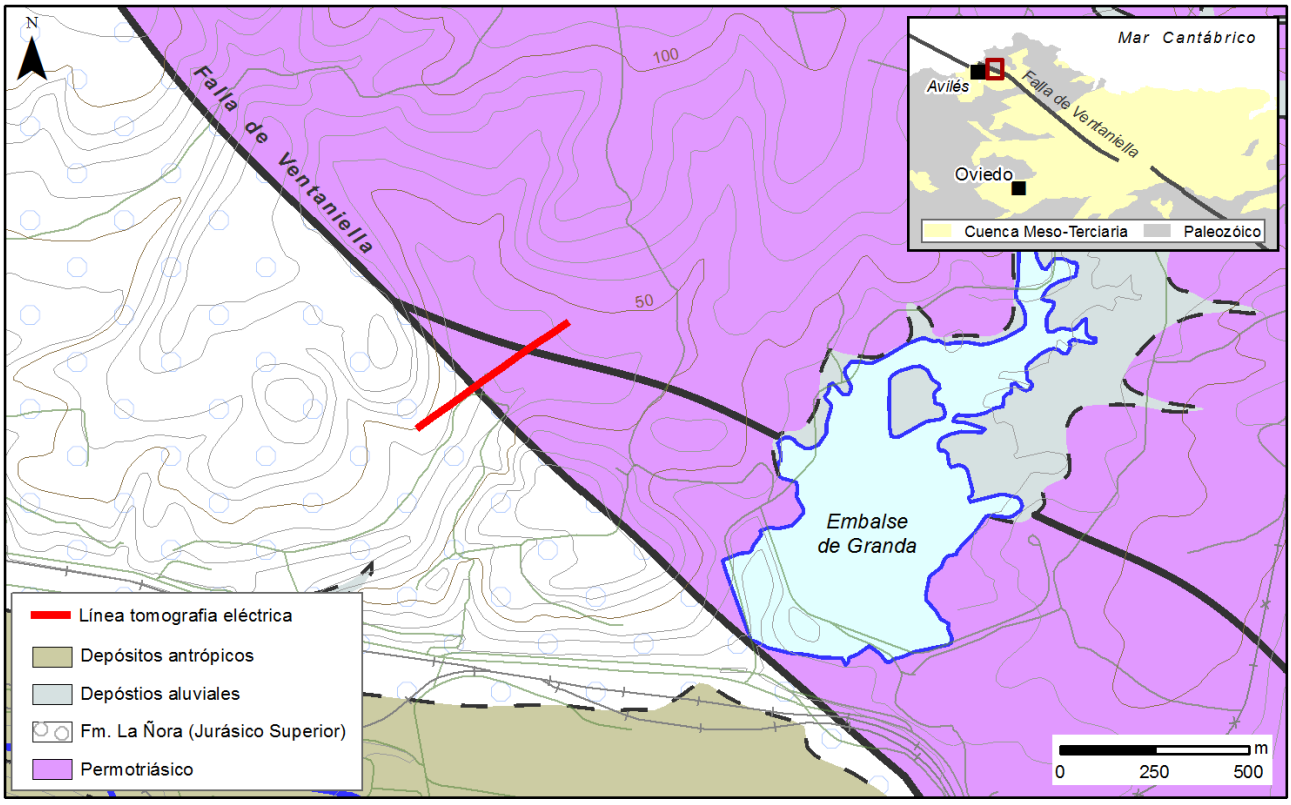


FIGURA 1. *Mapa geológico de la zona de estudio y localización de la línea de tomografía eléctrica. Cartografía geológica de Julivert et al. (1972).*

En total se realizaron tres tipos diferentes de adquisiciones mediante los dispositivos dipolo-dipolo, Wenner y Schlumberger, para los cuales se registraron un total de 760, 495 y 631 puntos de medida respectivamente (Fig. 3).Como medida de control de la calidad de los datos, para cada registro se efectuaron 2 ciclos de medidas. Cabe destacar que los valores de resistencia de contacto entre los electrodos y el terreno fueron inferiores a los 2.750 Ω. Este hecho sugiere unas características del terreno favorables para la inyección de corriente y el correcto desarrollo del ensayo.

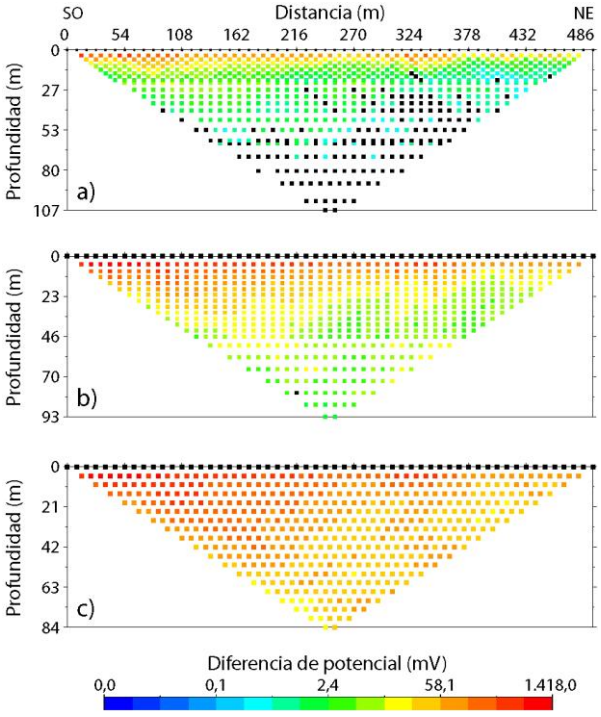


FIGURA 3. D*iferencia de potencial para los registros dipolo-dipolo (a), Schlumberger (b) y Wenner (c). Cada cuadrado representa la diferencia de potencial registrada en un punto de medida dado según la gama de colores representada en la escala a pie de figura. Los cuadrados en negro representan las medidas que no cumplen con los requisitos mínimos de calidad exigidos para la señal eléctrica.*

Una vez finalizada la etapa de adquisición, se procedió a la evaluación e inversión de los tres tipos de datos con el software EarthImager2D de AGI. Para facilitar su comparación, todos los datos se trataron de igual modo según las siguientes etapas. En primer lugar se analizaron los registros de campo, prescindiendo de todos aquellos que no cumplieran unos requisitos mínimos para la señal eléctrica. Estos requisitos se circunscribieron fundamentalmente al valor de la diferencia de potencial medida, y a la discrepancia de los valores de resistividad entre los dos ciclos de medida para cada punto de registro. En una última etapa se procedió a la creación de los modelos de resistividad real del terreno. Para ello se utilizó un algoritmo de inversión basado en la técnica conocida como "smooth inversion" (deGroot-Hedlin and Constable, 1990).

DISCUSIÓN

De las tres adquisiciones realizadas, la correspondiente al dispositivo dipolo-dipolo presenta el mayor número de puntos de medida (760). La densidad de estos datos se concentra en la parte más superficial, lo que conlleva un notable muestreo en este sector (Fig. 3a). Un factor de importancia es la escasa calidad de la señal de los puntos situados a más profundidad. Hasta 143 (un 19% del total) no cumplieron con las condiciones mínimas requeridas, por lo que se prescindieron de ellos para la posterior etapa de inversión (Fig. 3a). Esta falta de fiabilidad tiene consecuencias importantes. Por un lado el error cuadrático medio del modelo de resistividad, aunque aceptable (5,29%), es superior a la del resto de ensayos, lo que sugiere un mayor grado de incertidumbre. Por otro, la información útil del ensayo ha visto mermada su profundidad, desde los 107 m originales mostrados en los datos de campo (Fig. 3a) hasta unos 70 m finales en la parte central del modelo (Fig. 4a). Sobre el resultado cabe destacar la presencia de dos zonas afectadas potencialmente por fallas. Una en la parte central del perfil, afectando a la Formación La Ñora, con resistividades del orden de los 80 a 250 Ωm. Y otra a 350 m del origen, que pone en contacto esta formación con los materiales de menor resistividad (valores fundamentalmente inferiores a los 40 Ωm) de las formaciones Sotres, Cabranes, Caravia y Fuentes.

El ensayo Schlumberger presenta un número de medidas ligeramente inferior al dipolo-dipolo (631), sin embargo la distribución de estas es más uniforme a lo largo del perfil (Fig. 3b). En este caso todas las medidas cumplieron con los estándares de calidad de la señal eléctrica, menos 1 que alcanzó el 4,7% de error entre ciclos de medida (el máximo permitido se fijó en el 3%). Las cualidades de este ensayo han permitido establecer un modelo del terreno hasta los primeros 100 m de profundidad, con un error cuadrático medio reducido (2,20%). En la sección Schlumberger se diferencian dos fallas en posiciones similares a las descritas para el ensayo dipolo-dipolo. Sin embargo esta técnica ha permitido definir su posición y geometría en mejor grado, así como caracterizarlas hasta mayores profundidades (Fig. 4b).

En el ensayo Wenner el número de medidas es algo más reducido (495), lo que se traduce en una menor cobertura de datos. Estas medidas, cuya distribución es totalmente homogénea, destacan por su notable calidad, así como por presentar una diferencia de potencial muy superior a la del resto de ensayos (Fig. 3c). Esto ha permitido obtener una sección del terreno hasta los 90 m de profundidad en la parte central del modelo, con un error cuadrático medio muy bajo (1,52%). El modelo de resistividad real de este ensayo presenta unas características similares a las del ensayo Schlumberger. Sin embargo existe una diferencia fundamental, que es un peor desarrollo de la anomalía situada en el centro del perfil, y que define a la zona de falla desarrollada en la Formación La Ñora (Fig. 4c).

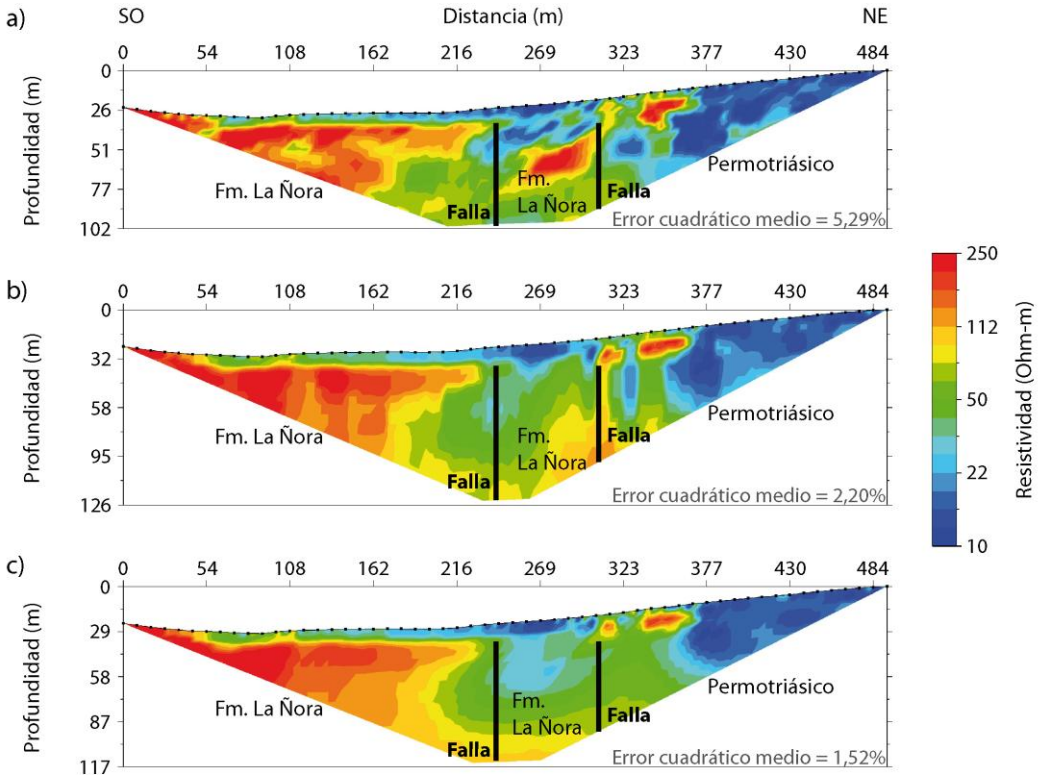


FIGURA 4. *Interpretación de los modelos de resistividad real obtenidos a partir de los registros con los dispositivos dipolo-dipolo (a), Schlumberger (b) y Wenner (c).*

CONCLUSIONES

En este trabajo se presentan resultados parciales del estudio de la falla de Ventaniella, en el entorno de Avilés y para materiales detríticos Permotriásicos y Jurásicos, mediante el método de tomografía eléctrica con tres dispositivos geométricos.

Los resultados sugieren que los dispositivos Wenner y Schlumberger, especialmente este último, destacan por su capacidad a la hora de establecer la posición y geometría de aquellas estructuras desarrolladas dentro de la Fm. Ñora, así como en aquellos casos donde se desarrolle un contacto mecánico entre ésta con las Fms. Sotres, Cabranes, Caravia y Fuentes.

La geometría dipolo-dipolo está indicada en el análisis superficial del terreno, aproximadamente para los 70 primeros metros. En este caso la calidad de la señal eléctrica es más reducida que la del resto de dispositivos, lo que puede dar lugar a una mayor incertidumbre en el análisis de la falla.

Este estudio es una primera valoración de la información que puede deducirse del método de tomografía eléctrica. El próximo paso que se está realizando con todos los datos expuestos, es integrarlos en un modelo para evaluar cuáles son los beneficios que aportan con respecto a las medidas individuales.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo desarrollado al amparo del proyecto Procesos geológicos modeladores del relieve de la Cordillera Cantábrica (GEOCANTABRICA: GRUPIN14-044), y financiado por la Consejería de Empleo, Industria y Turismo del Gobierno del Principado de Asturias y por el Fondo Europeo de desarrollo Regional (FEDER).

REFERENCIAS

Dahlin, T. and Zhou, B. (2004): A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrodes. *Geophysical Prospecting*, 52:379-398.

DeGroot-Hedlin, C. and Constable, S. (1990): Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55: 1613-1624.

Fazzito, S., Rapalini, A.E., Cortés, J.M. and Terrizzano, C.M. (2009): Characterization of Quaternary faults by electric resistivity tomography in the Andean Precordillera of Western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 28: 217-228.

Julivert, M., Truyols, J., Marcos, A., Arboleya, Mª L. (1972): *Mapa geologico de España 1:50.000, hoja 13 (Avilés)*. IGME, Madrid.

Nguyen, F., Pirard, E., Garambois, S., Jongmans, D. and Loke, M.H. (2005): Image processing of 2D resistivity data for imaging faults. *Journal of Applied Geophysics*, 57: 260-277.

Seaton, W.J. and Burbey, T.J. (2002): Evaluation of two-dimensional resistivity methods in a fractured crystalline-rock terrane. *Journal of Applied Geophysics*, 51: 21-41.

Interpretación conjunta de modelos de velocidad y resistividad 3D mediante clasificación estadística

Joint interpretation of velocity and resistivity 3D models through statistical classification

I. Marzán[1], D. Martí[1], A. Lobo, J. Kormann[2], J. Álvarez-Marrón[1] y R. Carbonell[1]

1 Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera", ICTJA-CSIC, Lluis Solé i Sabaris s/n, 08028 Barcelona, imarzan@ictja.csic.es
2 Barcelona Supercomputing Center , BSC-CNS, Jordi Girona 29, 08034 Barcelona

Resumen: La integración de resultados obtenidos con técnicas geofísicas diferentes para su interpretación geológica, no es fácil más allá de correlaciones cualitativas. En este trabajo, se propone un método de interpretación conjunta de tres colecciones de datos (velocidad de ondas P, resistividad y digrafías) para caracterizar transiciones en un medio yesífero (Villar de Cañas, Cuenca). Por interpolación, hemos integrado los datos de velocidad y resistividad en una única grid 3D y, para su interpretación conjunta, aplicamos un método estadístico de clasificación supervisada, LDA. El algoritmo se ajusta con un training-set extraído de los pozos y luego se aplica a toda la grid. De esta forma, cada nodo es clasificado litológicamente según su relación velocidad-resistividad, obteniendo un nuevo modelo litológico 3D. Este nuevo modelo integra las capacidades resolutivas de los métodos sísmico y eléctrico mostrando una mejor correlación con datos geológicos que ambas técnicas por separado.

Palabras clave: Interpretación conjunta, integración de datos, velocidad, resistividad, yesos.

Abstract: *The integration of results from separate geophysical surveys in order to derive a geological interpretation is complicated beyond a qualitative correlation. In this study, we propose a joint interpretation of three separate geophysical datasets (a velocity model, a resistivity model and well logs) to characterize geological transitions in a gypsiferous context, (Villar de Cañas, Cuenca, Spain). By interpolation, we integrate the velocity and resistivity data in a single 3D grid and, in order to derive a geological joint interpretation, we apply a supervised statistical classification method, LDA. The algorithm is fitted using a training set compiled from the well logs. Thus, every node is lithologically classified according to its velocity-resistivity relationship, resulting in a new 3D lithological model. This new model integrates both, seismics and electrics resolution capacities, showing better agreement with geology data than those resulting from the application of these techniques separately.*

Key words: *Joint interpretation, data integration, velocity, resistivity, gypsum.*

INTRODUCCIÓN

El objetivo de toda exploración geofísica es caracterizar el subsuelo y como cada técnica geofísica tiene sus limitaciones, una campaña debe combinar diversos métodos geofísicos. La combinación de los métodos sísmico, eléctrico y diagrafías ha proporcionado buenos resultados en la exploración somera. Sin embargo, la integración de los resultados obtenidos con estas técnicas para derivar una interpretación geológica no es evidente más allá de una correlación cualitativa (subjetiva). En este estudio, proponemos la interpretación conjunta de estas tres técnicas mediante un método de clasificación estadística (más objetiva). Se quiere caracterizar la transición de lutitas a yesos hasta unos 100 m de profundidad en una parcela donde se planea una infraestructura singular, en Villar de Cañas, Cuenca (Fig.1).

CONTEXTO

La zona de estudio se sitúa en la cuenca del rio Záncara, un tributario del Tajo, en un sinclinal de planta romboidal producto de un sistema de fallas de salto de dirección dextrógiro enraizadas en el basamento (Alvarez-Marrón et al. 2014). El relleno sedimentario se divide en dos unidades neógenas principales separadas por una discordancia, a su vez separadas del basamento paleoceno por una discordancia basal. La litología hasta 100 m está caracterizada por sedimentos endorreicos, fundamentalmente lutitas y yesos (ENRESA 2013b).

A partir de las diagrafías de sondeos en la parcela hemos elaborado una estratigrafía geofísica obteniendo cuatro subunidades miocenas, de techo a base: lutitas (LT), yesos de transición (Ytr) y yesos masivos (Ym1 y Ym2). El objetivo específico de este estudio es caracterizar las transiciones LT-Ytr y Ytr-Ym integrando datos de velocidad y resistividad. Disponemos de tres fuentes de datos adquiridos y procesados por separado:

- Diagrafías de sondeos (ENRESA 2013b) (Fig.1). Los sondeos son las columnas sobre los que se elaboran los modelos de técnicas geofísicas indirectas.

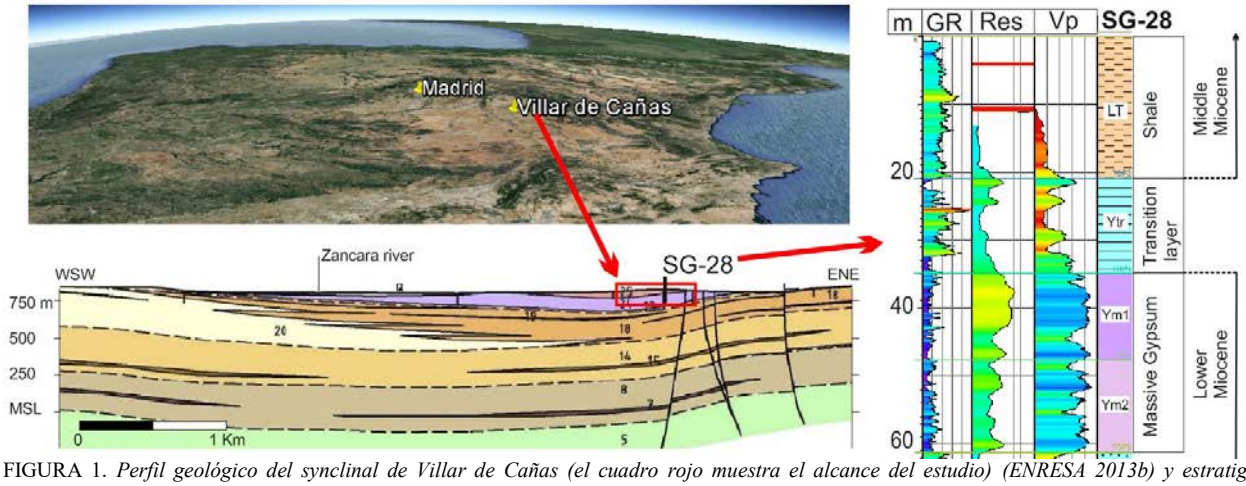


FIGURA 1. *Perfil geológico del synclinal de Villar de Cañas (el cuadro rojo muestra el alcance del estudio) (ENRESA 2013b) y estratigrafía geofísica elaborada a partir de las diagrafías de sondeos: Lutitas (LT), yesos de transición (Ytr) y yesos masivos (Ym1 y Ym2).*

- Resultados de una tomografía sísmica de primeras llegadas (Martí et al. 2015). Modelo de velocidades 3D cubriendo un área de 500x500m y un paso de malla 20x10x5m (Fig. 2). El alcance máximo en profundidad es de unos 100m y cambia con el grado de cobertura de rayos, muy dependiente de la litología. La correlación con perfiles geológicos es buena en el límite Ytr-Ym (transición mecánica) pero no tan buena con el límite LT-Ytr (transición composicional) (Fig. 3).
- Resultados de 22 perfiles de tomografía eléctrica (ERT) distribuidos en forma de malla (ENRESA 2013b) (Fig. 2). El espaciado entre líneas es de aproximadamente 50m y su alcance en profundidad de unos 60m. Mediante interpolación IDW (ponderación inversa a la distancia), hemos construido un modelo 3D de resistividades eléctricas usando los nodos del modelo sísmico como nido. De esta forma tenemos una grid 3D bi-paramétrica con un valor de velocidad y resistividad en cada nodo. El modelo de resistividad muestra una buena correlación con la transición de lutitas a yesos pero no es lo suficientemente resolutivo para caracterizar transiciones dentro de los yesos (Fig. 3).

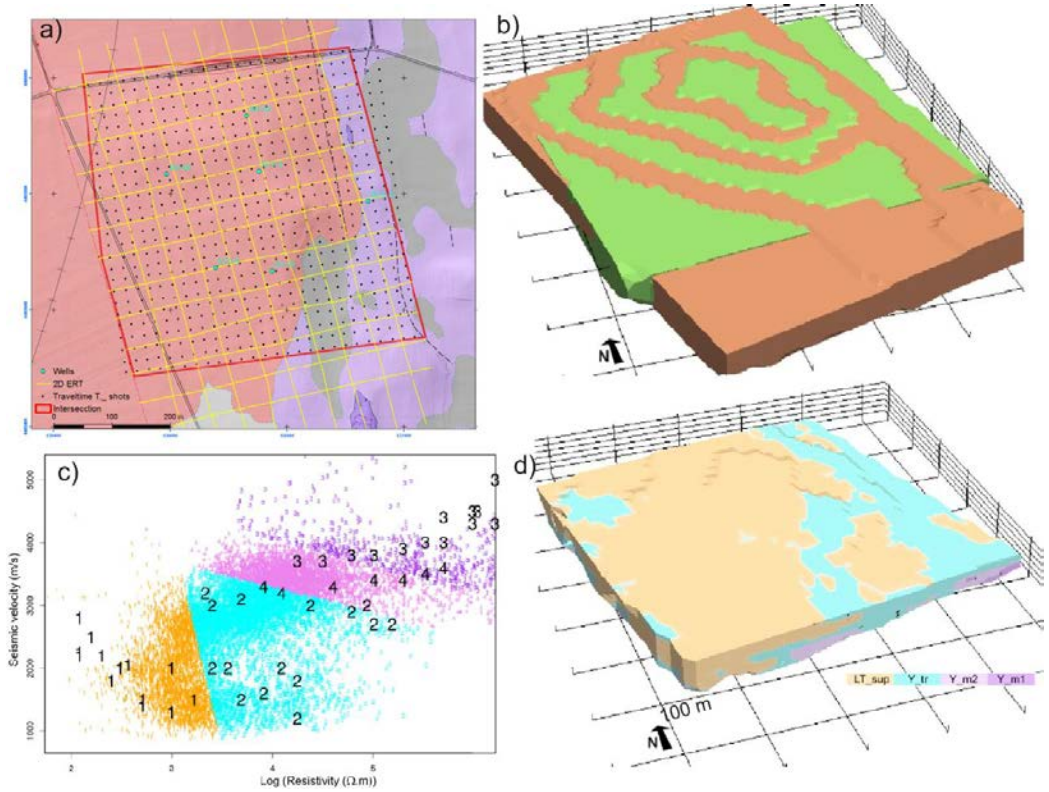


FIGURA 2. *a) Geometrías de adquisición: ERT en líneas amarillas, sísmica en puntos negros, intersección en rojo y en sondeos en puntos azules. b) Intersección de los modelos 3D donde elaboramos la grid bi-paramétrica. c) Clasificación de los nodos según su relación velocidad-resistividad. Los números negros corresponden a las clases: 1=LT, 2=Ytr, 3=Ym1, 4= Ym2. d) modelo litológico derivado de la clasificación*

.

INTERPRETACIÓN CONJUNTA

Para realizar una interpretación conjunta de los datos sísmicos y eléctricos, beneficiándonos así de ambas capacidades de resolución, hemos aplicado a la grid bi-paramétrica un método de clasificación estadística supervisada: LDA (Linear Discriminant Analysis, Fisher, 1936; Richards & Jia, 2005). El algoritmo se ajusta con un training-set extraído de las digrafías de sondeos y se aplica a toda la grid, obteniéndose una clasificación litológica para cada nodo en función de su relación velocidad-resistividad (Fig. 2c), obteniendo un nuevo modelo litológico 3D (Fig. 2d). El nuevo modelo combina las capacidades resolutivas de la sísmica y la eléctrica mejorando la interpretación geológica frente a la interpretación por separado: la sísmica resuelve la transición mecánica Ytr-Ym y la eléctrica la transición composicional LT-Ytr (Fig. 3).

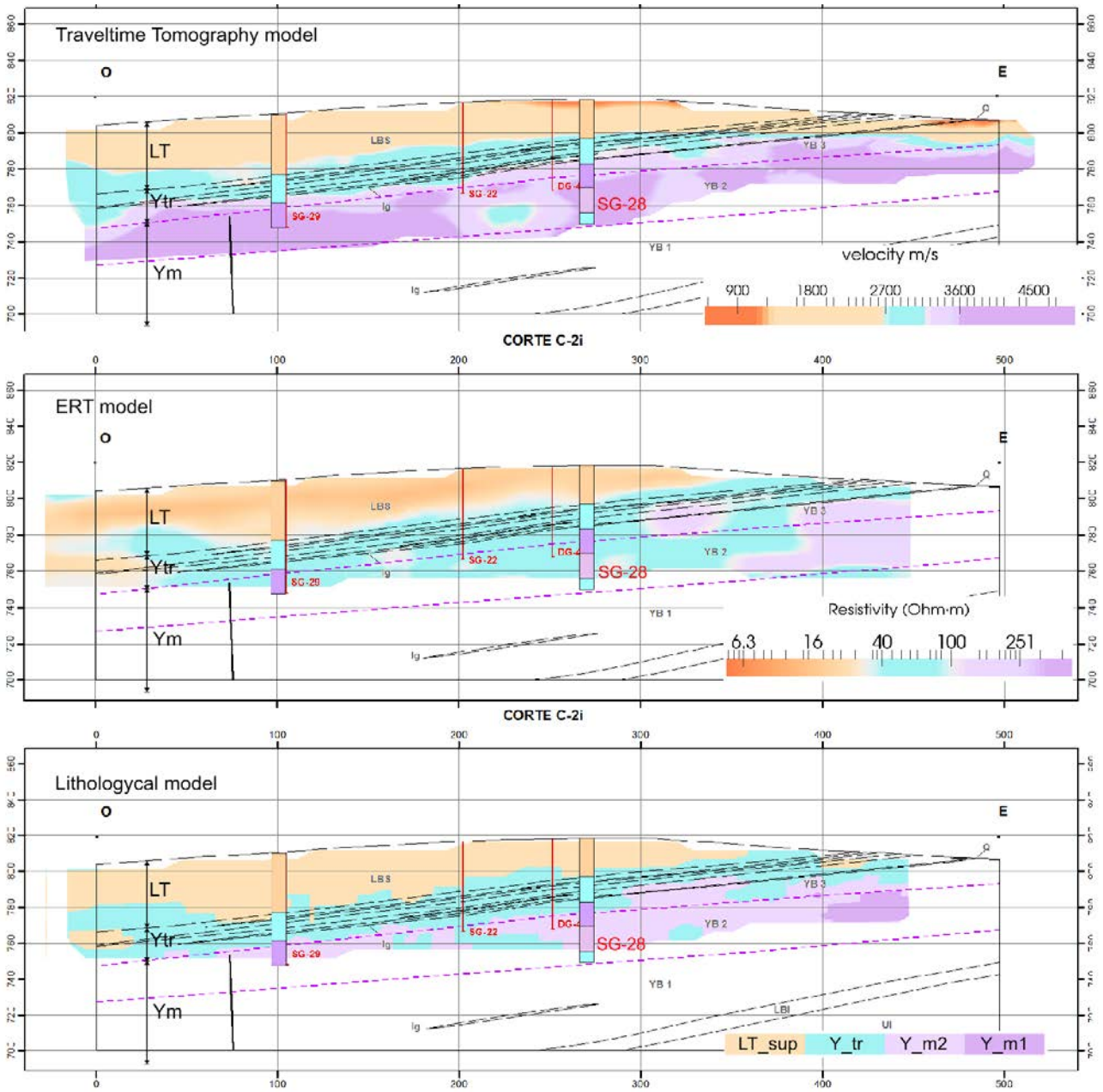


FIGURA 3. *De arriba abajo: sección del modelo de velocidad, del modelo de resistividad y del modelo litológico final; superpuesto el perfil geológico y dos columnas de sondeos.*

CONCLUSIÓN

Hemos podido integrar modelos separados de velocidad y resistividad en una única grid 3D. Para interpretar conjuntamente los dos valores de la grid hemos aplicado un método de clasificación estadístico (LDA), obteniendo un nuevo modelo litológico 3D. Este modelo se beneficia de ambas capacidades resolutivas, sísmica y eléctrica, mostrando una mejor correlación con la geología que ambos modelos por separado.

AGRADECIMIENTOS

La financiación y el acceso a la base de datos geológica y geofísica han sido proporcionadas por ENRESA. Ref. 20133830

REFERENCIAS

Alvarez-Marron J., A Perez-Estaun, R Carbonell, I Marzan, D Martí, D Brown, A Pineda. (2014). Intraplate strike-slip tectonics accommodating late Cenozoic shortening in the southern Iberian range (Loranca basin, Spain). *16th Edition of the Deep SEISMIX International Symposium.* DOI 0.13140/2.1.3779.6168

ENRESA (2013a). Cartografía geológico-estructural y geomorfológica del sector norte de la cuenca del rio Záncara, UTE INYPSA-EPTISA. *ENRESA informe interno.*

ENRESA (2013b). Campaña ERT por AGS & diagrafías de pozos por ByA-Peñarrolla in Villar de Cañas. *ENRESA informe interno.*

Fisher, R. A. (1936). The Use of Multiple Measurements in Taxonomic Problems. *Annals of Eugenics* 7 (2): 179–188.

Martí Linares D., I. Marzán, J. Sachsenhausen, J. Álvarez-Marrón, I. Cienfuegos and R. Carbonell (2015). High-resolution Seismic Characterization of the Shallow Subsurface Applied to Civil Engineering. *77th EAGE Conference and Exhibition – Workshops*. DOI: 10.3997/2214-4609.201413471.

Richards, John A., and Xiuping Jia. (2005). Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction. *4th ed. Springer*.

Effects of inherited continental margin structure in the south-central Taiwan fold and thrust belt

Efectos de la estructura heredada del margen continental en el cinturón de pliegues y cabalgamiento del centro-sur de Taiwán

C. Biete[1], J. Alvarez-Marrón[1], D. Brown[1], H. Kuo-Chen[2] and H. Chun Wei[2, 3]

1 Institute of Earth Sciences Jaume Almera, ICTJA-CSIC, 08028 Barcelona, Spain. cristina.biete@gmail.com
2 Dpt. Geoscience, National Central University, Jhongli, Taiwan
3 Central Weather Bureau, Taipei 100, Taiwan

Abstract: Taiwan provides an unparalleled opportunity to investigate the influence of inherited structures of the continental margin in the development of a fold and thrust belt (FTB). There, the Luzon Arc is obliquely colliding with the Eurasian continental margin forming the Taiwan Orogen. For this study we combine surface geological mapping and balanced cross sections with Vp tomography modelling and earthquake hypocenters. The margin's and FTB's basement is defined as pre-Eocene rocks. We use a Vp of 5.2 km/s as a proxy for the interface between basement and sedimentary cover. The south-central FTB includes significant along-strike changes in structure and stratigraphy that may be correlated with active structures in the basement. N to S changes in seismic velocities are interpreted as basement highs and lows and these correlate with areas where changes in the structural grain of the FTB take place. Several seismicity clusters align along the borders of these basement blocks. We interpret these features to indicate that basement is involved in the deformation and that the seismicity is imaging the reactivation of basement faults that influence the structure of the FTB.

Key words: Taiwan fold and thrust belt, earthquakes, tomography, basement reactivation, structural inheritance.

Resumen: *Taiwan nos ofrece una oportunidad inestimable para investigar la influencia de las estructuras heredadas del margen continental en el desarrollo de un cinturón de pliegues y cabalgamientos (CPC). En esta zona, el arco de Luzón colisiona oblicuamente con el margen continental euroasiático formando el Orógeno de Taiwan. Para este estudio combinamos la cartografía geológica y los cortes balanceados con la tomografía sísmica (Vp) y los hipocentros de los terremotos. Se definen las rocas pre-Eocenas como el basamento del margen y del CPC, y se utiliza la Vp de 5.2 km/s como representativa de la interfaz entre el basamento y la cobertera sedimentaria. En la zona centro-sur del CPC se producen cambios a lo largo de la orientación de las estructuras y de la estratigrafía, que pueden ser correlacionados con estructuras activas del basamento. Los cambios de las velocidades sísmicas de N a S se interpretan como altos y bajos de basamento y se correlacionan con las áreas donde se producen cambios de la dirección estructural del CPC. Algunos grupos de sismicidad se alinean a lo largo de los bordes de estos bloques de basamento. Interpretamos estas características como indicativos de que el basamento está involucrado en la deformación y que la sismicidad representa la reactivación de fallas de basamento que influencian la estructura del CPC.*

Palabras clave: *Cinturón de pliegues y cabalgamientos de Taiwan, terremotos, tomografía, reactivación basamento, herencia estructural*

INTRODUCTION & GEOLOGICAL SETTING:

The Eurasian margin is obliquely colliding with the Luzon Arc to form the Taiwan Orogen (Fig. 1). This configuration is particularly apparent in the south-central part of the island providing a case example to investigate the effects of structural inheritance in the development of the FTB.

The extensional tectonic history of the Eurasian margin began in the Early Eocene and culminated in the Late Eocene to Early Oligocene with sea-floor spreading and the opening of the South China Sea (Lin et al, 2003). Several NE trending basins developed during the rifting of the pre-Cenozoic basement. Further extension on the outer margin took place during the Middle to Late Miocene, forming basins whose sediments are now involved in the Taiwan FTB.

The margin's transition from the platform to the slope projects across south-central Taiwan and is oriented at a high angle to the active deformation front. This study is focussed in the south-central region in order to investigate the effects of inherited margin structures on the development of the FTB.

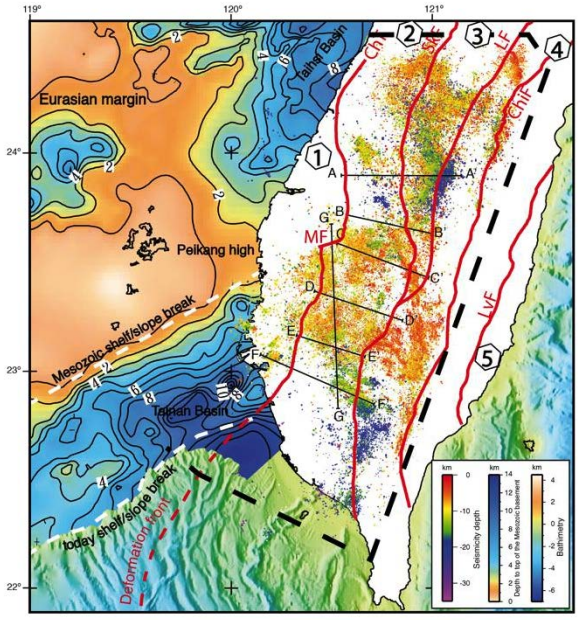


FIGURE 1. *Taiwan Island with depth to the top of Mesozoic basement in the Taiwan Strait (Lin et al, 2003). Location of earthquake epicenters with depth scale color coded, in black lines are showed all the tomography cross sections developed highlited one is shown in Fig.2., main faults in red line (ChT: Changua Thrust; MF: Meishan Fault; SkF: Shuilikeng Fault; LF: Lishan Fault; ChiF:Chinma Fault and LvF: Longitudinal Valley Fault), which divide Taiwan in four major tectonostratigra_c units, 1: Coastal Plain; 2: Western Foothills; 3: Hsuehshan Range; 4: Central Range and 5: Coastal Range. Black dashed line indicates the study area.*

DATA AND METHODS:

The 3D local Vp tomography model (Kuo-Chen et al, 2012) and earthquake hypocenter data from 1994 to 2014 are used. Earthquake hypocenters were relocated using the same 3D velocity model and a double difference technic (Fig. 2).

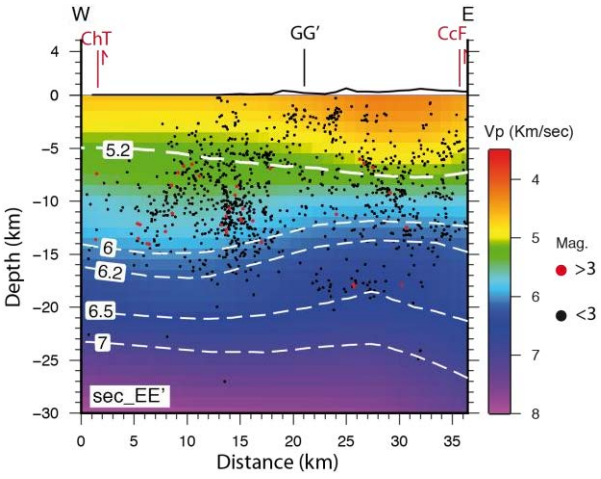


FIGURE 2. *Vertical tomography section EE' with hypocenters projected from 2 km each side. Magnitudes above 3 are in red and below in black. Key to abbreviations and location are in Fig. 1.*

The tomography and earthquake data are integrated with our new geological mapping from which several balanced geological cross sections are constructed (Fig. 3). The tomography and earthquake data help constrain the structure at depth.

RESULTS AND DISCUSION:

We define the basement as pre-Eocene rocks, and use a P-wave velocity (Vp) of 5.2 km/s as a proxy for the basement-cover interface (Camanni et al, in press). This interface is characterized by highs and lows that are interpreted to reflect basement topography.

In all the tomography cross sections we find that the seismicity is located above and below Vp 5.2 km/s contour, meaning that deformation is taking place not only in the FTB but also in the basement.

In the north, under the Hsuehshan Range (3) (Brown et al, 2012 and Camanni et al, 2014) there is a pronounced shallowing of high Vp across the Shuilikeng fault (SkF) (Fig. 4). It is accompanied by an east-dipping cluster of seismicity down to more than 25 km depth (Fig.1), and forming what appears to be a crustal ramp across which the Eocene-age Hsuehshan Basin is being inverted. In the Hsuehshan Range, the involvement and uplift of pre-Cenozoic basement is associated to higher topography and to the occurrence of Eocene-Oligocene sediments at the surface.

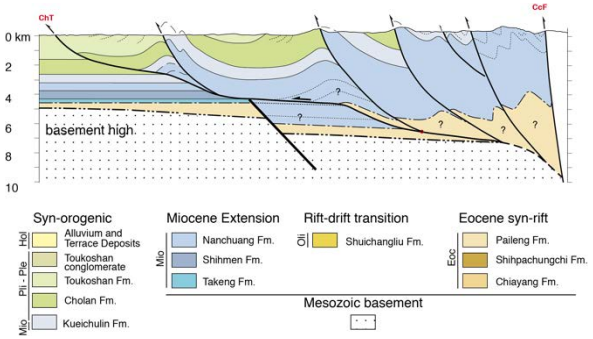


FIGURE 3. *Balanced geological cross section along EE'. Key to abbreviations and location are in Fig. 1.*

The 5.2 km/s Vp boundary defines the Peikang High in the west (Fig. 1 and Fig. 4), the southern flank of which is the onland projection of the Mesozoic shelf/slope break. Southward, there is an increase in seismicity that is associated with a NE-SW oriented Choshui lateral structure in the FTB, expressed at the surface as the Meishan Fault (MF), and continues westward beneath the Alishan Range (AR). In the Alishan Range, the shallowing of the 5.2 km/s Vp interface in the FTB is interpreted as a basement high (Alvarez-Marron et al, 2014). The alignment of MF and the Choshui lateral structure in the northern Alishan basement high is roughly parallel to the Mesozoic shelf/slope break. The increase of predominantly scattered seismicity that reaches greater than 20 km depth, suggest basement involvement in the deformation. In accordance with this, geological cross

sections show thick Miocene stratigraphy in the imbricated thrusts of the Alishan Area.

To the south, another zone of higher velocity is interpreted as a basement high crossing the FTB (Tainan High, Fig. 4). Associated with this basement high, there appears to be a SW-dipping cluster of hypocenters (Fig. 1). We interpret this as an extensional fault block (or blocks) that project from the upper slope area. The seismicity clusters are possibly imaging the reactivation of its bounding extensional faults.

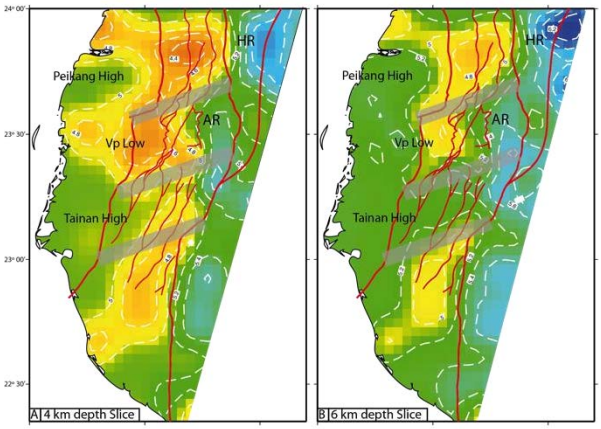


FIGURE 4. *Horizontal tomography slices at 4 and 6 km depth respectively. Major faults in red lines. Major basement structures are highlighted in the Coastal Plain. Transparent grey squares represent basement related structures in the FTB. Contours every 0.2 km/s. The same colour scale as in Fig.2. AR, Alishan Range*

The southern geological cross section shows thicker Miocene and Plio-Pleistocene sediments involved in the imbricated thrusts and the west verging dipping sole thrust is above the pre-Cenozoic basement (Fig.2)

Major along-strike changes in the geological map, such as in thrust strike, in fold traces, in the elevation of the thrusts and stratigraphic contacts and in the thickness of Middle Miocene sediments within the thrust system from N to S, are interpreted to be related to lateral structures in the thrust system. These changes present a good correlation with basement fault blocks that are interpreted from the Vp velocity model and earthquake location.

CONCLUSIONS:

- The geology of south-central Taiwan fold and thrust belt includes important along-strike changes in structure and stratigraphy, as well as in seismic velocities.

- Seismicity appears to be above and below the top of the Mesozoic basement and locally, reaches down to more than 25 km depth. We interpret this as deformation taking place not just in the cover but also in the basement, resulting in fault reactivation and, locally, basin inversion.

- Several major changes in strike and elevation in the orientation of structures, stratigraphic contacts and velocity distribution that take place from north to south are associated to lateral structures. We interpret them to be related to reactivation of inherited northeast-striking basement faults.

- The basement involvement in the deformation and the depth distribution of seismicity are associated to the reactivation of basement fault blocks that influence the building of the mountain belt.

- Our geological mapping, together with the geological cross sections provide an estimate of a minimum amount of horizontal shortening in the FTB of about 15 km. Displacement directions along the main thrusts are, overall, roughly northwest-directed.

AKNOWLEDGEMENTS

This research is supported by BES-2014-070122 grant from MINECO within the project with reference number CGL2013-4377-P.

REFERENCES

- Alvarez-Marron, J., Brown D., Camanni, G., Wu, Y.-M. and Kuo-Chen, H. (2014): Structural complexities in a foreland thrust belt inherited from the shelf-slope transition: Insights from the Alishan area of Taiwan, *Tectonics*, 33.
- Brown, D., Alvarez-Marron, J., Schimmel, M., Wu, Y.-M., and Camanni, G., (2012): The structure and kinematics of the central Taiwan mountain belt derived from geological and seismicity data: *Tectonics*, v. 31, no. 5.
- Camanni, G., Chen, C.-H., Brown, D., Alvarez-Marron, J., Wu, Y.-M., Chen, H.-A., Huang, H.-H., Chu, H.-T., Chen, M.-M., and Chang, C.-H., (2014b): Basin inversion in central Taiwan and its importance for seismic hazard: *Geology*, v.42, no. 2, p. 147-150.
- Camanni, G., et al., (in press): The deep structure of south-central Taiwan illuminated by seismic tomography and earthquake hypocenter data, *Tectonophysics*. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.09.016.
- Lin, A. T., Watts, A. B. and Hesselbo, S. P. (2003): Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Sea margin in the Taiwan region. *Basin Research*, 15 (4), 453-478.
- Kuo-Chen, H., Wu, F.T., Roecker, S.W. (2012): Three-dimensional P velocity structures of the lithosphere beneath Taiwan from the analysis of TAIGER and related seismic data sets. J. *Geophys. Res.*, 117.

Caracterización sísmica de la falla de Alhama de Murcia

Seismic characterization of the Alhama de Murcia Fault

R. Gascón[1], D. Martí[2], J.J. Martínez-Díaz[3], T. Teixidó[4], J.P. Camacho[5], I. Marzán[2] y R. Carbonell[2]

1. Universitat de Barcelonam Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona. rosangela85@gmail.com
2. Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera" - CSIC, Lluís Solé i Sabaris s/n, 08028 Barcelona. dmarti@ictja.csic.es
3. Universidad Complutense de Madrid-Instituto de Geociencias CSIC, 28040 Madrid. jmdiaz@geo.ucm.es
4. Instituto Andaluz de Geofísica, 18071 Granada. tteixido@ugr.es
5. Instituto Costarricense de Electricidad, Costa Rica. Johana.camacho@gmail.com

Resumen: La falla de Alhama de Murcia (AMF) es una de las fallas más activas de la Península Ibérica y fue la causante del terremoto de Lorca de 2011 que significó numerosos daños materiales e incluso víctimas mortales. Esta falla oblicua en dirección NE-SO, que se extiende por más de 100 km, ha sido estudiada en superficie pero poco se sabe de su estructura en profundidad. Esto es especialmente importante para poder interpretar de forma correcta los numerosos datos paleosísmicos que se están obteniendo, ya que conocer la relación estructural en profundidad de las distintas ramas que forman la AMF es esencial. Por este motivo, y dentro del marco del proyecto InterGEO, se ha realizado una campaña de adquisición de datos sísmicos 2D a lo largo de la AMF, centrándose en los segmentos más interesantes en la zona de Lorca-Totana. Aquí se presentan los los resultados preliminares del procesado de algunos de los perfiles adquiridos en esta campaña que muestran la primera imagen estructural de la falla en profundidad y que permitirá entender el comportamiento de dicha falla, así como determinar su relevancia desde el punto de vista del riesgo sísmico.

Palabras clave: Falla de Alhama de Murcia, sísmica reflexión, riesgo sísmico, tomografía

Abstract: The Alhama de Murcia fault (AMF) is one of the most active faults of the Iberian Peninsula and the source of the Lorca 2011 earthquake that caused significant damage including several casualties. This NE-SW oblique fault, extended more than 100 km, has been extensively mapped to characterize its surface structure but almost no information is available of the structure and geometry at depth. This is specially significant in order to correctly interpret the obtained paleoseismic data considering that the knowledge of the structural relationship in depth between different branches of the fault is necessary. Accordingly, and within the InterGEO project, a 2D seismic reflection acquisition experiment was carried out along the AMF, focusing in the more interesting segments in the Lorca-Totana area. In this work we present the very first results of the acquired seismic reflection profiles that show the first structural image in depth of this fault which allow us to understand the seismic behaviour of the fault, and determine its relevance in seismic hazard.

Key words: *Alhama de Murcia Fault, seismic reflection, seismic hazard, tomography*

INTRODUCCIÓN

El estudio del riesgo sísmico asociado a grandes fallas activas es de gran importancia, especialmente en zonas que se encuentran altamente pobladas. Para ello es importante caracterizar estas fallas, para conocer su estructura interna, poder entender su geodinámica y establecer las implicaciones que se derivan en cuanto a su futuro potencial riesgo para la población. Actualmente existen muchas técnicas geológicas y geofísicas que nos permiten, tanto de una forma directa como indirecta, conocer al detalle muchos de los aspectos relevantes asociados a fallas de este tipo. A pesar de todo, muchas de estas metodologías presentan limitaciones relacionadas a la profundidad de investigación, que en el caso de fallas muy extensas puede ser un factor limitante para entender su funcionamiento interno.

En ese sentido, la sísmica de reflexión proporciona una herramienta única para poder visualizar en profundidad el subsuelo y obtener una detallada imagen de su estructura interna (Alcalde et al, 2013). Además, los datos sísmicos permiten obtener también modelos de velocidades que pueden ser utilizados, junto a otras propiedades físicas derivadas de otras técnicas de caracterización, para obtener una imagen muy detallada del subsuelo en la zona de estudio. En el caso de las fallas activas, para poder determinar potencialmente el tamaño máximo de un terremoto, es importante conocer la estructura de la falla en profundidad, sobre todo en aquellas fallas con una estructura en superficie compleja y ramificada como es el caso aquí estudiado.

La falla de Alhama de Murcia (AMF) es una de las fallas más activas de la Península (Fig. 1), a la que

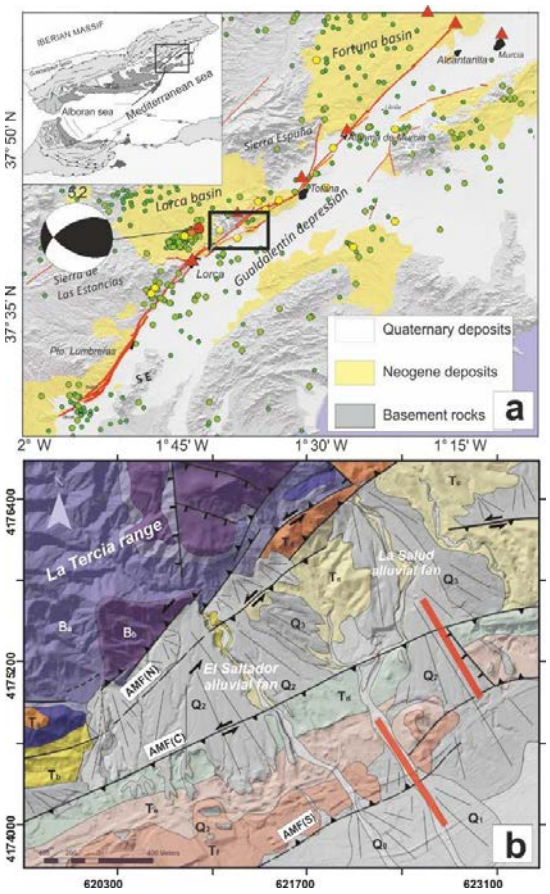


FIGURA 1. A): Mapa de la AMF con la sismicidad con profundidad hipocentral < 30 km y error de localización < 8 km, así como la sismicidad histórica destructiva (triángulos). B) mapa geológico de la zona de estudio. Ver situación en A. Se etiquetan las tres ramas principales de la AMF (norte, central y sur). Las bandas rojas indican la posición de los dos perfiles sísmicos adquiridos con el fin de determinar las estructura profunda de las ramas meridionales de la AMF.*Ba-b: rocas del basamento Alpujárride; Ta-f: formaciones de edades que van del Tortoniense Sup. Al Plioceno; Q0-4,depósitos aluviales Cuaternarios de vas antiguos Q3 a más modernos Q0.*

se asocian varios terremotos históricos destructivos, siendo el último de ellos el terremoto de Lorca de 2011 (López-Comino et al. (2012) con grandes daños, tanto materiales como personales. En este contexto, y dentro del proyecto InterGEO, se han adquirido una serie de perfiles de sísmica de reflexión 2D con la intención de completar el conocimiento en profundidad de la AMF en el área comprendida entre Lorca y Totana (Fig. 1). En este segmento, la AMF presenta una gran complejidad mostrando su separación en diversas ramas. La sísmica obtenida intenta proporcionar información relevante sobre la geometría de estas diferentes ramas y la posible conexión entre ellas en profundidad, que supondría una información muy relevante para evaluar el potencial sísmico de la AMF.

MARCO GEOLÓGICO

La zona estudiada se localiza el en sector centro-oriental del segmento Lorca-Totana de la AMF. En esta zona se han realizado numerosos estudios y prospecciones paleosísmicas que han aportado abundante información acerca de la posición en superficie de la traza de la falla y la edad y recurrencia de los eventos paleosísmicos. (ver referencias de Martínez-Díaz et al., 2012; Ortuño et al., 2012; Ferrater et al. (2016). Hasta ahora todos los estudios paleosísmicos se han realizado en la rama central de la AMF (AMF(C) en Fig.1). Sin embardo esta rama presenta un buzamiento al SE antitético al observado en la falla principal que controla los frentes de montaña a lo largo del borde NW del valle del Guadalentín que es coherente con en buzamiento del mecanismo focal del terremoto de Lorca de 2011 (Fig. 1a). Por otro lado, al SE de la rama central se observa en afloramientos puntuales otra rama de buzamiento NW que limita los relieves de materiales miocenos y pliocenos (AMF(S) en Fig.1). A la hora de valorar el grado de completitud de la actividad paleosísmica cuantificada en la AMF(C) es fundamental desentrañar la estructura en profundidad de estas tres ramas y determinar si se trata de fallas distas desconectadas cuya actividad se ha relevado en el tiempo, o si por el contrario se encuentran conectadas en profundidad y por tanto se reparten entre ellas la deformación actual. El estudio aquí presentado constituye el primer paso para responder a esta cuestión.

ADQUISICIÓN

A finales de 2015 se adquirieron una serie de perfiles de sísmica de reflexión 2D de alta resolución a lo largo del segmento de la AMF entre las localidades de Lorca y Totana (Figura 2). Estos perfiles, de longitudes variables (entre 500 m y 2000 m) fueron adquiridos utilizando 10 sismógrafos GEODE (Geometrics) con 24 geófonos de 10 Hz cada uno. En total, se disponían de 240 canales de registro activos con una separación entre ellos de 2 m. Como fuente sísmica se utilizó un peso acelerado de 250 kg con un punto de disparo localizado cada 6 m. El diseño del experimento perseguía la obtención de una imagen de alta resolución (tanto vertical como horizontal) de la estructura del subsuelo para profundidades cercanas a los 1000 m.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este trabajo se presentan los primeros resultados preliminares del procesado de algunas de las líneas de sísmica de reflexión adquiridas dentro del proyecto InterGEO. Los datos adquiridos presentan, en general, una buena calidad (Fig. 2) a pesar de la presencia de importantes fuentes de ruido derivada de la actividad humana en una zona tan sumamente poblada. Por este motivo, la mayor parte del esfuerzo se centró en la mejora de la relación señal/ruido, focalizando los esfuerzos en eliminar el ruido antropogénico, pero sobre todo, en la atenuación de las ondas superficiales que enmascaran la señal sísmica. Esta parte del procesado junto a un detallado análisis de velocidades ha llevado a obtener una sección sísmica final que por

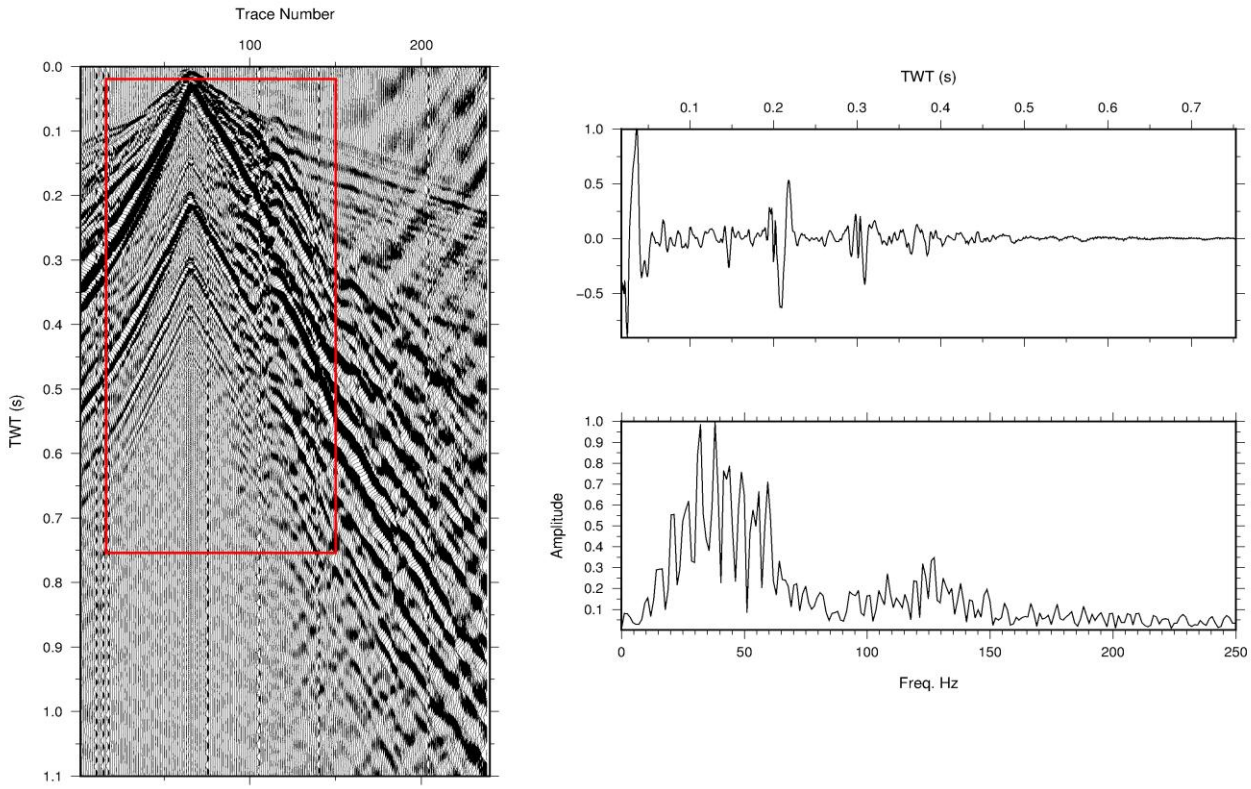


FIGURA 2. Disparo adquirido en la zona de La Salud. Se puede observar la presencia de ruido ambiente (parte superior a la derecha), así como el efecto de las ondas superficiales enmascarando la señal sísmica. Sobre la traza 125 se observa la presencia de fuertes difracciones asociadas a la AMF. También se presenta la amplitud media observada dentro de la zona indicada en el disparo (rectángulo rojo) así como su contenido en frecuencias.

primera vez permite obtener una imagen en profundidad de la AMF en diferentes sectores de interés. La interpretación permitirá caracterizar las diferentes ramas de la AMF en el sector Lorca-Totana, identificar el buzamiento de dichas ramas en profundidad y establecer la conectividad entre las ellas. Con esta información combinada con parámetros reológicos de la corteza podrá determinarse con mayor certidumbre las dimensiones de la fuente sísmica para poder utilizar la AMF y sus parámetros sismogénicos en los cálculos de peligrosidad sísmica

CONCLUSIONES

La sísmica de reflexión ha demostrado ser una herramienta decisiva para completar la imagen en profundidad de la AMF, obtenida hasta ahora a partir de las otras técnicas geológicas y geofísicas desarrolladas en el proyecto. La aproximación multidisciplinar llevada a cabo permitirá entender con más detalle el funcionamiento de la AMF, así como evaluar el potencial sísmico asociado a ella.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha podido ser realizado gracias a la financiación de los proyectos CGL2014-56548-P, 2009-SGR-1595, 2009-SGR-1595. La instrumentación fue proporcionada por el GIPP-GFZ (Potsdam, Alemania) y el INETI (Lisboa, Portugal).

REFERENCIAS

Alcalde, J., Martí, D., Juhlin, C., Malehmir, A., Sopher, D., Marzán, I., Ayarza, P., Calahorrano, A., Pérez-Estaún, A., y Carbonell, R. (2013): 3D Reflection Seismic Imaging of the Hontomín structure in the Basque-Cantabrian Basin (Spain). Solid Earth 4, 481-496.

Ferrater, M., Echeverria, A., Masana, E., Martínez-Díaz, J.J, Sharp, W.D. (2016): A 3D measurement of the offset in paleoseismological studies. *Computers & Geosciences*, 90: 156-163.

Lopez-Comino, J.A., Mancilla, F., Morales J. y Stich, D. (2012): Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). Geophysical Research Letters 39, L03301.

Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., y Ortuño, M. (2012): Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. Journal of Iberian Geology, 38: 253–270.

Ortuño, M., Masana, E., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J.J., Stepancikova, P., Cunha, P., Sohbati, R., Canora, C., Buylaert, J.P. y Murray, A-S. (2012): An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: the Alhama de Murcia fault (Eastern Betic Shear Zone, Spain). Geological Society of America Bulletin 124: 1474–1494.

Actualización del catálogo de tensores momentos del IAG para la región Ibero-Magrebí (2009-2013)

IAGmoment tensor catalogue update for Iberian-Maghreb region (2009-2013)

R. Martín[1], D. Stich[2], J. Morales[1] y F. Mancilla[1]

1 Instituto Andaluz de Geofisica, Universidad de Granada, 18071, Granada, Spain. rosa@ugr.es

2 Departamento de Fisica Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada,18071, Granada Spain . stich@ugr.es; jmorales@ugr.es; florlis@ugr.es

Abstract: We present the IAG moment tensor catalogue update with 85 new solutions of events occurred in the Iberian-Maghreb region during the IberArray deployment. We use the established inversion procedure increasing up to 310 solutions the catalogue. New solutions present magnitudes ranging from Mw 3.2 to 6.3 and source depths from 2 to 620 km. Most solutions correspond to northern Algeria, where a compressive deformation pattern is consolidated. The Betic-Rif sector shows a progression of faulting styles from mainly shear faulting in the east via predominantly extension in the centre to reverse and strike-slip faulting in the west. At the SW Iberia margin, the predominance of strike-slip and reverse faulting agrees with the expected transpressive character of the Eurasian-Nubia plate boundary. New strike-slip and oblique reverse solutions in the Trans-Alboran Shear Zone reflect its left-lateral regime. In the Atlas System, new reverse and strike-slip faulting solutions display the accommodation of plate convergence by shortening in the belt. At the Gibraltar Arc, new solutions obtained at lower crustal and subcrustal depths show substantial heterogeneity suggesting conjunction of processes: plate convergence in old oceanic lithospheric with large brittle thickness at the SW Iberia margin, as well as delamination of thickened continental lithosphere beneath the Betic-Rif arc.

Keywords: *Iberarray, moment tensor, regional inversion, Iberia-Maghreb, seismotectonic*

Resumen: *Presentamos la actualización del catálogo de tensores momento del IAG con 85 nuevas soluciones de eventos ocurridos en la región Ibero-Magrebí durante el despliegue Iberarray. Usamos el procedimiento de inversión establecido, incrementando hasta 310 soluciones dicho catálogo. Las nuevas soluciones presentan magnitudes entre 3.2 y 6.1 Mw y profundidades entre 2 y 620 km. La mayoría de las soluciones corresponden al Norte de Argelia donde un patrón compresivo de deformación está consolidado. En el sector Bético-Rif se muestra una progresión de los estilos de fallamiento desde principalmente cizalla en el este, a predominantemente extensivo en el centro y de salto en dirección e inverso al oeste. En el margen suroccidental de Iberia, el dominio de fallas de salto en dirección e inverso concuerda con el carácter transpresivo del límite de placa Eurasia-Nubia. Nuevas soluciones de salto en dirección e inversas en la zona de cizalla Trans-Alboran reflejan su régimen lateral izquierdo. En el Atlas, nuevas soluciones de falla inversa y salto en dirección muestran la acomodación de la convergencia de placas mediante acortamiento en la cordillera. En el arco de Gibraltar se obtuvieron nuevas y heterogéneas soluciones a profundidades de la corteza inferior y subcorticales, que sugieren una conjunción de procesos: convergencia de placa en una litosfera oceánica antigua con gran espesor frágil en el margen SO de Iberia, junto con de laminación de la litosfera continental engrosada bajo el arco Bético-Rif.*

Palabras clave: *Iberarray, tensor momento, inversión regional, Ibero-Magrebí, sismotectónica*

INTRODUCTION

The Iberian-Maghreb region, including the Iberian Peninsula, North Africa and nearby offshore areas in the Mediterranean Sea and Atlantic Ocean, is situated at the Eurasia-Africa plate boundary. Seismicity in this region is only partly controlled by the NW-SE to WNW-ESE Nubia-Eurasian plate convergence motion of ~5 mm/yr (e.g. Serpelloni et al. 2007), and the geographical distribution of earthquakes, their focal mechanism and source depths show complex patterns across the region. The main concentration of seismicity (Fig.1) occurs along a wide zone going from the Gorringe Bank in the Atlantic Ocean into southern Spain and the Tell Atlas in north Algeria, as well as along an orthogonal fault zone from southeastern Iberia to North Morocco crossing the Alboran Sea (The Trans-Alboran shear zone-TASZ) (e.g. Stich et al. 2003). The hypocenters show a relatively wide distribution and do not delineate a linear Africa-Eurasian plate boundary clearly.

Intraplate seismicity accompanies deformation in the interior of the Iberian Peninsula and the Maghrebian margin. Secondary concentrations of seismicity can be observed near deformed mountain belts far like the Pyrenees and the Atlas System. Most earthquakes over the region show shallow source depths (0-40 km). However, subcrustal earthquakes are documented around the Alboran Sea as well as at the Southwest Iberian Atlantic margin, with the latter being a source of large and tsunamigenic earthquakes such as the 1755 Lisbon earthquake and tsunami (e.g., Stich et al. 2007).

The faulting style over the Iberian-Maghreb region ranges from pure reverse to pure normal focal mechanisms (e.g. Stich et al. 2003), showing a pronounced geographical variability as well as local heterogeneity of faulting in several areas. Recent analyses of GPS motion, earthquake sources and lithospheric structure interpret the regional framework by a superposition of plate convergence and coeval extension (e.g. Mancilla et al. 2013). Regional moment tensor inversion allows us to map the full complexity of tectonic deformation and advance in our understanding of regional geodynamics. In particular, two moment tensor projects on Iberia–Maghreb-scale currently provide source information: the automated near real-time inversion by the Instituto Geográfico Nacional and the manually processed moment tensor solutions provided by the Instituto Andaluz de Geofísica (IAG) (Stich et al. 2003, 2006, 2007, 2010, Martín et al. 2015). A distinctive characteristic of this update is the underlying improvement of the regional seismic network during several important broadband temporal deployments covering all Spain and north Morroco until the Sahara (IberArray, INDALO,PICASSO and Münster-Morocco). Here, we briefly discuss the tectonic implications of the 5-year catalogue update from 2009 to 2013.

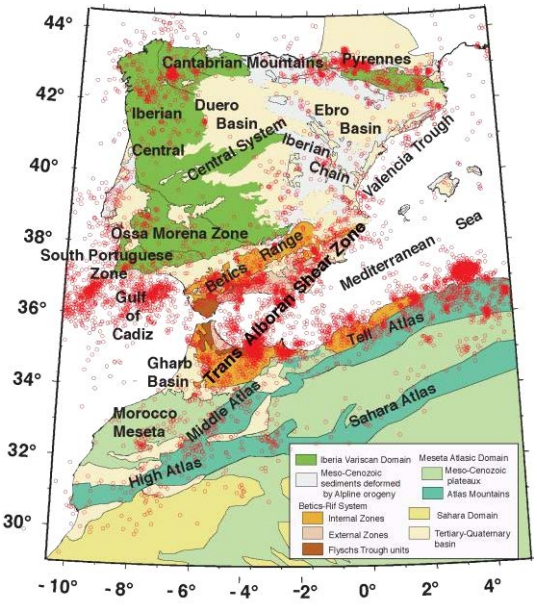


FIGURE 1. Main geological, tectonic and geographicmap and seismicity (magnitude > 3)corresponding to the Iberian-Maghreb region.

MOMENT TENSOR INVERSION

We inverted regional seismic waveforms assuming adeviatoric moment tensor and decomposing the tensorinto a double-couple part and a residual compensated linear vector dipole, following the consolidated IAG moment tensor inversion procedure (e.g. Stich et al. 2003).

Moment tensor solutions 2009-2013

In this update, we were able to obtain moment tensor solutions for 85 events (Table 1, Fig. 2), with moment from 2 km to 620 km. The largest magnitude and depth correspond to the April 11th, 2010 very deep earthquake in southern Spain, where scarce very deep events occur, widely associated to detached lithosphere from the western Mediterranean subduction system (Faccena, 2004) imaged by tomographic studies (e.g., Bezada et al. 2013, Palomeras et at. 2014).

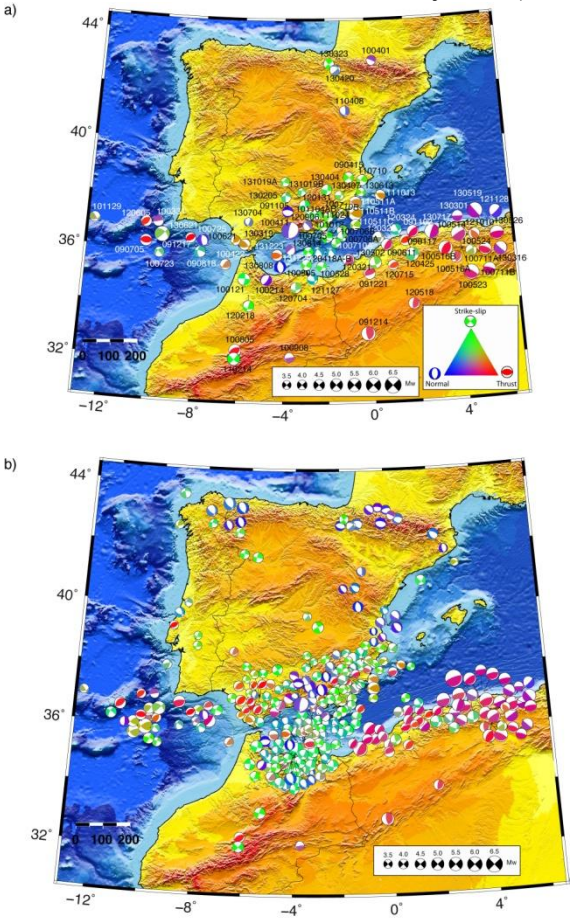


FIGURE 2. a)Geographical representation of moment tensor solutions for the 5-year period 2009-2013. The double couple tensor is plotted in lower hemisphere projection. Moment tensors are labelled with the year, month and day of the event and, where is necessary, a capital letter (A-D) is indexed for events occurred in the same day in temporal order (Table 1). Compresional cuandrants are colour-filled using a linear mapping of vertical components of eigenvectors to the RGB colour model (see RGB colour triangle)). b) Full IAG moment tensor catalogue; representation like fig. 2a).

The full catalogue update presented is given in table 1, and visualized in figure 2a through the representationof the corresponding double couple faulting mechanism

Date	Time	Lat	Lon	Z	Mw	Double Couple						*
	UTC	º	º	km		(strike,dip,rake)						%
090117	11:22:26	36.38	1.58	4	4.0	75	48	106	232	45	73	17
090415	15:42:25	38.24	-1.16	10	3.9	319	78	169	51	80	12	0
090611	05:42:15	36.24	0.72	6	4.0	56	21	112	213	70	82	5
090705	15:50:57	36.06	-10.25	50	4.3	93	53	94	266	37	84	1
090818	06:56:00	35.95	-7.81	50	4.1	284	72	-142	180	54	-21	2
091102	07:28:31	36.50	1.75	6	4.2	41	22	83	228	68	93	3
091105	05:39:55	37.05	-3.82	26	4.0	100	28	-83	273	62	-93	0
091214	06:41:12	32.82	-0.09	8	5.0	29	27	128	168	69	73	2
091217	01:37:47	36.53	-9.78	30	5.4	43	83	38	307	52	171	0
091221	02:45:04	35.20	-0.11	4	4.2	75	71	104	218	24	55	2
100121	16:57:06	34.80	-5.77	40	4.5	274	81	-13	6	77	-170	2
100214	22:14:30	34.79	-5.28	40	4.1	33	70	-92	219	21	-83	4
100331	03:12:00	36.79	-9.80	40	3.9	350	17	-174	254	88	-72	1
100401	01:36:40	43.01	0.32	18	3.6	53	16	-152	296	83	-75	2
100411	22:08:06	37.00	-3.69	620	6.3	55	24	-44	188	73	-107	0
100422	01:24:01	35.52	-6.64	60	3.9	96	38	148	213	71	57	10
100514	12:29:23	35.92	4.14	2	5.4	241	80	102	11	15	41	12
100516	03:51:30	35.87	4.13	8	4.3	44	28	134	176	70	70	4
100516	06:52:42	35.84	4,.05	6	5.1	45	32	95	219	58	87	10
100523	13:28:17	35.92	4.14	4	5.5	92	18	62	301	75	98	14
100524	21:00:42	35.95	4.15	8	4.2	345	49	19	242	76	137	2
100528	15:55:04	35.48	-2.26	14	3.8	22	73	1	291	89	163	1
100621	15:22:05	36.62	-6.20	40	3.5	192	53	45	70	55	133	7
100705	10:38:11	36.57	-2.31	8	4.2	185	87	9	95	81	177	3
100706	14:44:05	36.69	-2.38	10	4.0	79	65	169	173	80	25	6
100706	20:34:00	36.69	-2.37	12	3.7	354	88	-33	85	56	-177	3
100710	19:12:33	36.55	-2.34	8	3.5	84	68	176	175	86	22	2
100710	19:18:02	36.70	-2.37	20	3.7	208	53	30	98	66	139	7
100711	09:26:03	35.76	5.34	2	4.4	98	25	76	294	66	97	2
100711	14:15:35	35.72	5.31	6	4.5	100	14	82	289	76	92	3
100723	12:45:19	35.85	-9.86	30	3.7	218	54	-6	313	84	-144	5
100725	20:24:41	36.28	-7.69	30	4.1	326	25	-113	171	67	-79	22
100805	18:54:16	32.36	-6.08	10	4.4	53	36	82	243	54	96	0
100905	03:33:47	35.20	-2.96	22	3.9	215	87	17	124	73	177	1
100908	10:32:49	32.12	-3.72	12	3.8	260	87	71	160	19	170	3
101012	07:20:49	36.71	-2.58	26	3.7	204	77	17	110	74	166	14
101104	12:02:01	36.72	-2.59	12	3.6	213	61	-4	305	86	-151	22
101104	12:02:01	36.72	-2.59	12	4.1	213	68	-2	304	87	-158	6
101129	23:57:27	36.95	-12.74	50	3.8	66	44	16	324	79	133	8
110214	06:04:55	32.05	-6.12	26	4.5	38	84	-4	129	85	-174	0
110511	15:05:12	37.71	-1.68	6	4.6	127	62	129	247	46	40	3
110511	16:47:25	37.72	-1.67	6	5.2	121	55	135	240	54	44	7
110511	20:37:44	37.72	-1.69	4	3.9	216	63	22	115	70	151	25
110408	15:07:12	41.18	-1.08	10	3.8	127	33	-141	3	70	-63	7
110710	22:54:21	38.34	-1.02	14	3.9	118	78	163	211	74	12	0
111013	11:15:51	38.07	0.51	6	3.8	146	51	134	269	56	49	4
111024	23:35:24	37.31	-1.94	16	3.7	291	80	162	24	72	11	7
120131	14:36:22	37.74	-3.04	16	3.9	93	71	-168	359	79	-19	12
120218	00:28:27	34.46	-5.65	40	4.3	200	88	8	110	82	178	0
120325	02:45:24	36.52	0.54	14	4.2	8	41	4	275	88	131	14
120321	06:41:58	35.83	-0.64	4	4.3	220	79	108	340	21	32	2
120324	05:50:03	36.69	0.88	12	4.1	81	59	-158	339	71	-32	5
120418	09:47:25	36.48	-2.64	6	4.2	201	62	-44	316	51	-143	2
120418	11:10:37	36.50	-2.63	6	3.6	204	53	-33	317	63	-138	1
120425	03:18:19	36.45	1.68	18	4.8	98	81	-146	2	56	-10	6
120518	13:12:12	34.04	1.84	6	4.2	49	27	127	189	69	73	4
120605	05:09:50	36.96	-10.36	40	3.9	40	53	76	242	40	108	3
120704	07:44:15	34.91	-2.94	12	4.0	87	57	177	178	87	33	2
120715	02:05:07	36.08	0.97	12	3.7	90	39	120	234	57	68	5
120906	04:24:50	36.60	-2.92	10	3.6	96	57	158	198	72	35	5
121010	06:14:40	36.46	4.50	8	4.0	307	62	61	177	39	132	5
121012	07:20:49	36.71	-2.58	26	3.7	204	77	17	110	74	166	14
121127	08:51:33	35.03	-2.89	6	4.0	171	28	-77	338	63	-96	1
121128	23:15:29	36.84	5.19	2	4.9	38	64	-78	195	28	-111	2
130205	21:24:13	38.02	-3.29	2	3.7	274	59	-168	177	79	-30	1
130301	18:43:19	36.90	5.29	4	4.0	360	8	-1	92	90	-98	8
130316	09:49:23	35.83	5.60	4	4.7	135	87	-102	29	12	-16	2
130319	03:11:31	36.47	-5.48	40	4.1	81	49	43	320	59	130	1
130323	02:57:39	42.82	-1.80	6	3.8	142	85	5	52	85	175	1
130404	02:27:14	37.83	-1.79	22	3.9	11	75	-2	101	87	-165	16
130407	05:45:00	37.88	-1.70	22	3.4	273	86	148	5	58	4	0
130420	15:58:21	42.73	-1.71	4	3.9	47	78	-124	300	36	-20	16
130502	18:55:35	35.60	0.08	6	4.4	166	83	32	71	58	172	5
130519	09:07:27	36.76	5.18	2	5.4	37	5	-15	144	89	-94	9
130526	16:00:56	36.71	5.19	4	5.0	93	16	98	265	75	88	12
130613	13:24:22	38.09	-0.70	14	3.3	320	75	163	54	74	15	2
130621	18:40:13	36.45	-8.06	30	3.8	61	51	90	241	39	90	9
130704	17:25:04	37.10	-5.63	4	3.2	136	34	-151	21	74	-59	20
130717	03:00:56	36.55	3.02	2	5.1	45	9	113	201	82	87	5
130808	07:05:25	35.27	-4.15	4	4.2	348	40	-94	174	50	-86	1
130814	19:24:13	36.33	-2.86	20	3.5	217	84	0	307	90	-174	9
131019	15:54:21	38.02	-3.26	8	3.4	205	68	5	113	85	158	2
131019	17:31:54	38.02	-3.26	8	3.2	193	85	-30	287	59	-174	4
131223	06:12:49	35.83	-4.30	30	4.0	289	54	119	65	45	56	18
131229	10:50:37	36.51	-2.98	4	3.8	342	21	-157	230	82	-69	6
140709	18:36:23	36.88	-3.96	60	4.0	66	43	28	315	71	130	6.2
140713	04:38:53	36.98	-5.52	30	3.3	239	80	144	337	54	13	0.8

Table 1.IAG moment tensor solutions from the beginning of the 2009 to end of 2013. We provide the strike, dip and rake of both nodalplanes of the double-couple tensor (Aki and Richards coordinates), and the remained percentage of CLVD(*) of the tensor moment solutions.

along with the current complete IAGcatalogue (Fig. 2b). Compressional quadrants of the mechanisms have been colour-filled according to the faulting style (Martín et al. 2015).

In northern margin of Algeria, new 25 reverse moment tensor solutions agree with NW-SE to WNW-ESE plate convergence (4~5 mm/yr) (Serpelloni et al. 2007), with magnitudes ranging from Mw 3.7 to 5.4 with and shallow depths (2 to 8 km).

In the Betic-Alboran Shear-Zone, 12 new solutions (100705, 100706A-C, 100710A-B, 101104A-B,111024, 120906, 130404) for the Carboneras fault sector, show nearly strike-slip faulting style with NNE–SSW oriented left-lateral and WNW-ESE oriented right-lateral nodal planes and 3 oblique reverse solutions (110511A-C) with nodal planes coincident with the local strike and the kinematics of the Alhama de Murcia Fault. These mechanisms, as well as 2 new strike-slip solutions, give a good coincidence between the N-S directions of moment tensor P-axes (N167°E–N190°E) and N-S maximum horizontal shear stress in SE-Spain (e.g., Stich et al. 2006).

In the Gibraltar arc, intermediate depths mechanisms predominate. An offshore solution (131223) follows the N-S lineamentseismicity near ~4.5º W with N–S trend and with crustal depths beneath the Betics until ~120-150 km beneath the Alboran Sea. 2 further solutions were obtained for the connection of this lineament to the deep crustal levels of the central Betics (140709 at 60km depthand 091105 at 30 km depth). A second concentration of subcrustal seismicity occurs in the Gulf of Cadiz, connecting to subcrustal earthquakes at Cape St. Vincent. They present faulting styles from reverse to

normal along with strike-slip. These solutions are consistent with previous solutions indicating transpression at the plate boundary. Reverse faulting solutions with NW-SE compressional axes further east (100422, 100621), at 60km and 40km depth respectively, appear to extend this deformation towards the Strait of Gibraltar. The rest of solutions mainlypresent strike-slip faulting with significantly heterogeneous orientation.

For first time, in the Atlas System, strike-slip and reverse solutions were available,with nodal planes following the trend of the belt and P-axes orientation according to the Iberia and Nubia plate convergence.

In the Betics range, a new normal faulting mechanism (091105) was obtained at the Granada basin. It is compatible with a NNE-SSW extension patternand with 4strike-slip mechanisms near the Central Betics mountain front in the Eastern Guadalquivir Basin (130121, 130205, 1310191a, 131019b).

CONCLUSIONS

New 85 moment tensor solutions added to the IAG moment tensor catalogue improve the seismotectonic picture of the Iberia-Maghreb region. The majority of solutions consolidate the previously recognized patterns of moment tensors in the region (e.g.,Stich et al. 2003). The majority of solutions consolidate the previously recognized patterns of moment tensors in the region (e.g.,Stich et al. 2003). In northern Algeria, new reverse and strike-slip solutions confirm active compression. Offshore theSW Iberia margin, new solutions behave according to the transpressive character of the Eurasian-Nubia plate boundary and confirm that this deformation style affects both, the crust and the brittle uppermost oceanic mantle. In the Betic-Rif region, it refines the progression of faulting styles from mainly shear faulting in the east to extension in central part and transpressive deformation in the west, incorporating new strike-slip solutions at the central part of the mountain front. The left-lateral Trans-Alboran Shear Zone, connecting eastern Spain with the Moroccan margin, is sampled better with the present update,including consistent solutions over the entire extension of the shear zone, and most relevantly along the Carboneras fault sector. Altogether, the high quality permanent seismic network along with the dense temporary deployments during 2009-2013 permitted to reduce the magnitude threshold and favoured the inclusion of events that may be conditioned by local stresses. The most significant update of the catalogue corresponds to the Atlas System and to intermediate deep earthquakes in the Betic-Rif-Alboran. New solutions for the Atlas System, display how reverse and strike-slip mechanisms accommodate the plate convergence by shortening in the belt.Fault mechanisms of small to moderate earthquakes (Mw 3.2-3.5) in the vicinity of the Gibraltar Arc reflect how the favourable recording conditions with a large density of seismic stations allow toreduce the magnitude threshold. The most curious solutions obtained in Betic-Rif-Alboran region correspond to earthquakes at lower crustal or subcrustal depth with heterogeneous faulting styles, that appear to indicate the superposition of different geodynamic processes: extensional processes coeval to oblique plate convergence compression.

ACKNOWLEDGEMENTS

This is a contribution of the Consolider-Ingenio 2010 project TOPO-IBERIA [CSD2006-00041]. Additional funding was provided by projects CGL2008-01830 and CGL2012-31472.

REFERENCES

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23, TC1012.

Bezada, M. J., Hymphreys, E. D., Toomey, D. R., Harnafi, M., Dávila, J. M., and Gallart, J., (2013). Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle Imaging. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 368, p.

Mancilla, F., D. Stich, M. Berrocoso, R. Martín, J. Morales, A. Fernandez-Ros, R. Páez and A. Pérez-Peña, (2013). Delamination in the Betic Range:Deep structure, seismicity, and GPS motion. *Geology* 41, 307-310.

Martín, R., Stich, D., Morales, J., Mancilla, F. (2015). Moment tensorsolutions for the Iberian-Maghreb region during the Iberarray deployment. *Tectonophysics*663, 261-274.

Palomeras, I., S. Thurner, A. Levander, K. Liu, A. Villaseñor, R. Carbonell, and M. Harnafi (2014). Finite-frequency Rayleigh wave tomography of the western Mediterranean: Mapping its lithospheric structure.*Geochem. Geophys. Geosyst.* 15, 140–160.

Serpelloni, E., G. Vannucci, S. Pondrelli, A. Argnani, G. Casula, M. Anzidei, P. Baldi, P. Gasperini, (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data.*Geophys. J. Int.* 169, 1180-1200.

Stich, D., Ammon C. J., and Morales J. (2003). Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *J. Geophys. Res*. 108, 2148.

Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F., Morales, J., (2006). Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics* 426, 295–317.

Stich, D., Mancilla, F., Pondrelli, S., Morales, J., (2007). Source analysis of the February 12th 2007,Mw 6.0 Horseshoe earthquake: implications for the 1755 Lisbon earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 34.

Stich, D., Martín, R. and Morales, J. (2010). Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005-2008. *Tectonophysics* 483(3), 390-398.

Basement structure of the Hontomín CO_2 Geological storage facility (Burgos, Spain): integration of microgravity & 3D seismic reflection data

Estructura del basamento de la planta de almacenamiento geológico de CO_2 en Hontomín: integración de *microgravimetría y sísmica de reflexión 3D*

J. Andrés[1], J. Alcalde[2], P. Ayarza[3], E. Saura[1], I. Marzán[1], D. Martí[1], J.R. Martínez Catalán[3], R. Carbonell[1], A. Pérez-Estaún[1], J.L. García-Lobón[4] and F.M. Rubio[4]

1 Instituto de Ciencias de la Tierra „Jaume Almera" ICTJA-CSIC, Carrer de Lluís Solé i Sabarís, s/n, 08028 Barcelona España jandres@ictja.csic.es, puy@usal.es, esaura@ictja.csic.es, imarzan@ictja.csic.es, dmarti@ictja.csic.es, rcarbo@ictja.csic.es
2 Department of Geology and Petroleum Geology, University of Aberdeen, United Kingdom juan.alcalde@abdn.ac.uk
3 Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Plaza Caídos, s/n, 37008 Salamanca España puy@usal.es, jrmc@usal.es
4 Instituto Geológico y Minero de España - IGME, Río Rosas 23, 28003 Madrid España jl.garcia@igme.es, fm.rubio@igme.es

Abstract: The structure of the Hontomín CO_2 geological storage research facility has been addressed combining 3D seismic reflection data, borehole information and microgravity data. The integrated interpretation constrains the basement structural setting geometry and that of the sedimentary succession. The study unravels the deep structure and topography of the basement and quantifies the thickness of the Triassic Keuper evaporites. We describe a half-graben setting filled with Keuper evaporites (up to 2000 m) forming an extensional forced fold. Three set of faults are identified with two main fault systems compartmentalizing the area into three differentiated blocks. These faults have been interpreted to be reactivated normal faults that have led to the formation of the Hontomín dome.

Key words: Microgravity, 3D seismics, basement, structural geology

Resumen: *La estructura de la planta de almacenamiento de CO_2 en Hontomín ha sido estudiada combinando sísmica de incidencia vertical 3D, datos de sondeos y microgravimetría para determinar la configuración estructural del basamento y de la cobertera sedimentaria. El estudio determina la estructura profunda del basamento y cuantifica la potencia de las evaporitas del Keuper. La zona presenta una estructura en half-graben rellenada por evaporitas del Keuper (hasta 2000 m de potencia) formando un pliegue extensional forzado. Tres sistemas de fallas han sido identificados, siendo dos principales los que compartimentan el área en tres bloques. Estas fallas han sido interpretadas como fallas normales reactivadas que han conducido a la formación del domo de Hontomín.*

Palabras clave: *Microgravimetría, sísmica 3D, basamento, geología estructural*

INTRODUCTION

Hontomín hosts the first Spanish pilot plant for geological storage of CO_2. In order to assess the suitability of the Hontomín site, a multidisciplinary study was carried out in the area including the acquisition of 3D seismic reflection and microgravity data amongst others techniques (Alcalde et al., 2013a). Here, we present a model that aims to unravel the basement configuration of the area.

GEOLOGICAL SETTING

The Hontomín structure is located within the doubly verging Pyrenean Orogen, in the southeastern part of the „Plataforma Burgalesa" (Figure 1). The area is characterized by an ESE-dipping monocline bounded to the south by the right-lateral Ubierna Fault System (Tavani et al., 2013) and by the „Sierra de Cantabria" Thrust to the north.

The „Plataforma Burgalesa" was affected by three major deformation stages after the Permian period. The first stage corresponds to a Permian-Triassic extension (García-Mondejar et al., 1996), which reactivated wrench-fault systems giving rise to a set of ESE-WNW and E-W trending normal faults. The second event is related to the continental break-up and opening of the Bay of Biscay (García-Mondejar et al., 1996, Ziegler, 1988). This extensional episode triggered the formation of the Basque-Cantabrian basin and the „Plataforma Burgalesa". During this deformation episode, NNE-SSW faults were formed almost perpendicularly to the previous fault systems, and the Keuper rocks provided the decoupling surface that ensured different deformation styles between the sedimentary sequences above and the basement below (Tavani et al., 2013). Finally, the Pyrenean orogeny provided the compressional tectonic setting in which previous faults were reactivated with inverse and lateral offsets (Tavani et al., 2013).

The sedimentary succession of the study area lies over a Paleozoic basement, and includes a Mesozoic cover topped by Cenozoic sediments. The stratigraphic succession begins with the Triassic Keuper facies formed by evaporites and anhydrites which are followed by Lower Jurassic anhydrites and dolomites. Above this, a succession of Lower to Middle Jurassic pelagic and hemipelagic carbonate sediments is found. Following the stratigraphic succession, Purbeck facies of the Late Jurassic-Early Cretaceous formed by clays, carbonates and sandstones lay unconformably above the marine Lower to Middle Jurassic rocks. Up-sequence, a siliciclastic succession is found, comprised by the Weald facies and the Escucha and Utrillas Formations, which are interpreted as fluvial successions with sandstone infilled channels alternating with flood plain sediments. The stratigraphic succession ends up with Upper Cretaceous carbonates and lacustrine and detritic Cenozoic sediments lying unconformably above the Mesozoic series (Vera, 2004).

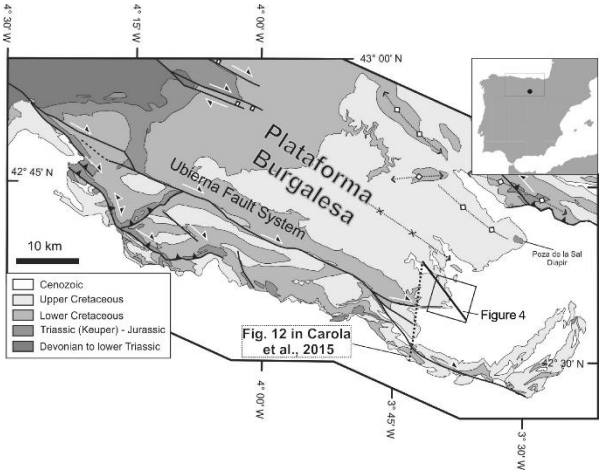


FIGURE 1. *Location of the Hontomín site (black square) within the 'Platforma Burgalesa' (after Alcalde et al. (2014)). Bold line represents the location of the section shown in Figure 4.*

GEOPHYSICAL DATA

The 3D seismic dataset was acquired in 2010 in Hontomín, across an area of 36 km^2, centered according to the target dome-shaped structure (Alcalde et al., 2013a,b). The seismic dataset was processed up to post-stack time migration. The final migrated volume provided clear images from the subsurface down to the anhydrite level. The seismic data was integrated with well-log data from four hydrocarbon exploration boreholes and three shallow groundwater sampling wells. Results indicate that the structure of the Hontomín dome include eight different sedimentary packages, from Triassic (Keuper facies) to Cenozoic and four sets of faults (Alcalde et al., 2014).

Microgravity data were acquired in 2010 with a density mesh covering an area of 4x4 km^2, with measurements taken at every 100 m which resulted in 1600 total measured points. The data (Bouguer anomaly) were processed to enhance gravity gradients in order to highlight structural features. Two 2D gravity profiles were constructed and 3D inversion of the residual dataset was undertaken.

The inversion of the microgravity data was performed integrating the information extracted from the 3D seismics. Five layers, from Cretaceous down to the anhydrites, were used to forward calculate their gravimetric signature, using a constant density for each one, and then they were subtracted from the Bouguer anomaly. In the the next step, the long wavelength component was accomplished using a first order polynomial filter to preserve the signal from the basement-Keuper interface. The residual gravity anomaly was inverted to infer the geometry of the basement. The derived geometry was used along with that of the top of the anhydrites to calculate the Keuper thickness.

RESULTS AND DISCUSSION

The Hontomín dome has been described as an extensional forced fold (Tavani et al. 2013) resulting from the extension and reactivation of Permo-Triassic normal faults affecting the basement. The presence of a detaching level represented by the Keuper Triassic salts produced the forced folding in the upper sedimentary cover by migration of these salts (Tavani et al. 2013; Carola et al. 2015). For the area of study, Carola et al. (2015) have suggested a thin-skinned configuration based on surface geology, well data and vintage seismic lines.

Our new model suggests a local thick-skinned deformation style for the area with two major faults, an E-W and a NW-SE, affecting the basement: the South and the East faults (Figure 2), already described by Alcalde et al., (2014). The model portray an area divided in three main blocks, namely "south", "centre-northwest" and "northeast" blocks. The South Fault stands out in the southern area and is interpreted as a major fault showing an offset of 150 m. Another fault parallel to the South Fault, close to the thickest interval of Keuper evaporites (Figure 3), features a normal offset of 200 m over the basement. These two faults combined create a downward displacement of the basement of about 350 m. The South Fault is thought to be a branch of the right-lateral Ubierna Fault.

The East Fault is located in the NE sector of the area and affects the basement and all the stratigraphic succession up to the Cenozoic. It shows a normal downward displacement of the SW block and a vertical offset of 400 m. In general, the South and East faults seem to have been reactivated during the Jurassic-Lower Cretaceous extension, generating a sunken basement block.

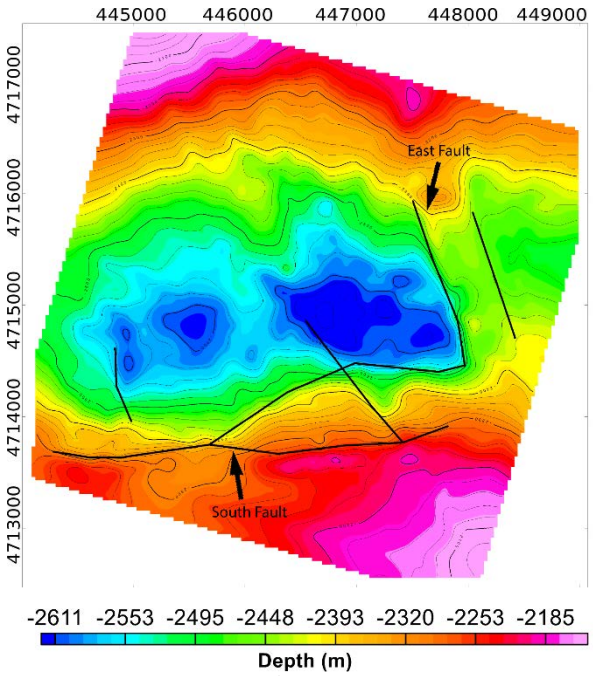


FIGURE 2. *Faults interpreted from gravity derivatives superimposed on the basement topography map resulted from gravity inversion.*

The South Fault is proposed to form a rollover anticline in the NW sector, where a basement high is identified, generated by its listric geometry (Figure 4).

A third set of faults, with NNW-SSE strike was identified. However, its gravity signature is not very significant, suggesting that the faults in this set may be affecting only the Triassic Keuper evaporites and the overlying Jurassic succession, and not the basement.

The thickness of the Triassic salt layer in the „Plataforma Burgalesa" is very inhomogeneous from north to south (Figure 3). Exploration wells have identified different thicknesses for evaporites, ranging from 2000 m to just 300 m (Carola et al., 2015). Here, we have imaged an average thickness of 1660 m for the Keuper evaporites, with a maximum of 2020 m thick. The normal faulting affecting the basement triggered the movement of the Triassic evaporites towards the basement wall causing the dome growth.

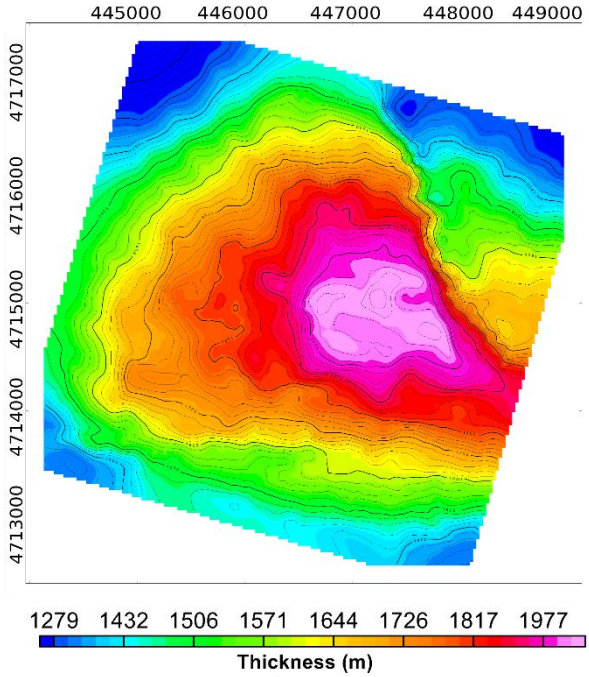


FIGURE 3. *Thickness map of the Triassic Keuper evaporites after comparing the basement topography and the bottom of the sedimentary sequence*

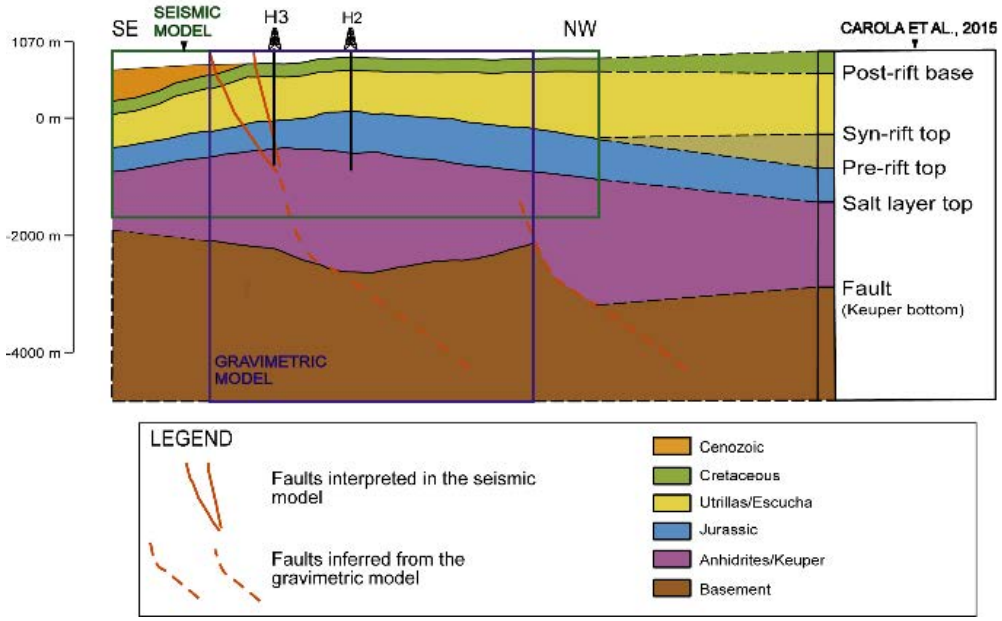


FIGURE 4. *Correlation of the joint gravity and seismic model with that presented by Carola et al. (2015). Note the thickening of the pre-rift and the salt layers to the NW. A new fault is proposed to accommodate the increased thickness.*

CONCLUSIONS

The results from the microgravity analysis of the Hontomín area reveal a thick-skinned tectonic setting configured by three sets of faults, with two of them affecting the basement. We propose a thick-skinned setting with a half-graben like structure in the South Fault, with the hanging wall filled with thick Keuper evaporites. A basement high has been identified in the NW sector, not affected by any structure. This may indicate that the South Fault has a listric fault geometry to some extent. The presence of a new fault located in the NW part, outside of the area of study, has been proposed to accommodate the thickening of the stratigraphic succession towards the NW.

ACKNOWLEDGEMENTS

The datasets in this work have been funded by Fundación Ciudad de la Energía (Spanish Government, www.ciuden.es) and by the European Union through the "European Energy Programme for Recovery" and the Compostilla OXYCFB300 project. Dr. Juan Alcalde is currently funded by NERC grant NE/M007251/1.

REFERENCIAS

Alcalde, J., Martí, D., Calahorrano, A., Marzán, I., Ayarza, P., Carbonell, R., Juhlin, C., Pérez-Estaún, A.(2013a): Active seismic characterization experiments of the Hontomín research facility for geological storage of CO_2, Spain. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 19, 785–795.

Alcalde, J., Martí, D., Juhlin, C., Malehmir, A., Sopher, D., Saura, E., Marzán, I., Ayarza, P., Calahorrano, A., Pérez-Estaún, A., Carbonell, R. (2013b): 3-D reflection seismic imaging of the hontomín structure in the basque-cantabrian Basin (Spain). *Solid Earth*, 4(2), 481–496.

Alcalde, J., Marzán, I., Saura, E., Martí, D., Ayarza, P., Juhlin, C., Pérez-Estaún, A., Carbonell, R. (2014): 3D geological characterization of the Hontomín CO_2 storage site, Spain: Multidisciplinary approach from seismic, well-log and regional data. *Tectonophysics*, 627, 6-25.

Carola, E., Muñoz, J.A. & Roca, E. (2015): The transition from thick-skinned to thin-skinned tectonics in the Basque-Cantabrian Pyrenees: the Burgalesa Platform and surroundings. *International Journal of Earth Sciences* 104(8), 2215-2239.

García-Mondejar, J. (1996): Plate reconstruction of the Bay of Biscay. , 24, 635-638.

Tavani, S., Carola, E., Granado, P., Quintà, A., Muñoz, J.A. (2013): Transpressive inversion of a Mesozoic extensional forced fold system with an intermediate décollement level in the Basque-Cantabrian Basin (Spain). *Tectonics*, 32(2), 146–158.

Vera, J.A. (2004): *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, p. 890.

Ziegler, P.A. (1988): Evolution of the North Atlantic: An Overview. AAPG Memoir, 46, in A. J. Tankard, H.R. Balkwill Editors, *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, 111-129.

Rare earth elements and yttrium (REY) as genetic proxies fordifferent ironstonestypes (BahariyaDepression, Egypt)

Tierras raras eItrio (REY) como indicadores genéticos para diferentes tipos de rocas ferruginosas (Depresión de Bahariya, Egipto)

A.M. Afify[1, 2], M.E. Sanz-Montero[1] and J.P. Calvo[1]

1 Petrology and Geochemistry Department, Faculty of Geology, (UCM), C/ José Antonio Nováis, 12, 28040, Madrid, Spain
2 Geology Department, Faculty of Science, Benha University, 13518,Benha, Egypt. adelmady@ucm.es

Abstract: The Bahariyaironstones (WesternDesert, Egypt) occur either as thin crusts and concretions within the clastic rocks of the Cenomanian Bahariya Formation or as big ore bodies associated with the Eocene carbonatesalong major faults. The two ironstone types show slight similarities in mineralogy and major and trace elements geochemistry displaying some evidence about their formation after carbonate replacement. Even though, rare earth elements and yttrium (REY) show two different genetic ironstone types. The Upper Cretaceous ironstones display negative Y and Ce anomaliesand intermediate Nd concentrations, between 10 and 100 ppm pointing to their diagenetic origin. Whilst, the negative Ce anomaly, positive Y and Eu anomalies, the low Nd concentration (mostly less than 10 ppm) and the very low concentrations of REE in the Eocene ironstones confirm their hydrothermal origin.The presence of positive Y anomalies in the Eocene ironstones suggests that iron precipitation occurred rapidly and immediately after reducing, slightly acidic waters reached a more oxidizing and more alkaline water.

Keywords: Rare earth elements and yttrium, Ironstone, Diagenesis, Hydrothermalism, Bahariya Depression

Resumen: *La Cuenca de Bahariya (Desierto Occidental de Egipto) ofrece la oportunidad única de estudiar dos tipos de rocas ferruginosas que aparecen en una formación sedimentaria detrítica del Cenomaniense (Fm. Bahariya) y en las formaciones carbonáticaseocenas suprayacentes. En el primer caso, las rocas ferruginosas forman costras o concreciones de espesor reducido. Las rocas ferruginosas eocenas se concentran en las zonas de falla, donde se muestran como mineralizaciones masivas y voluminosas que pasan lateralmente a carbonatos. La mineralogía y la geoquímica de elementos mayores y menores en ambos casos muestran ciertas analogías que evidencian que los oxi-hidróxidos de hierro se formaron por el reemplazamiento de rocas carbonáticas precursoras. El análisis de las tierras raras eItrio (REY) indica, no obstante, que las rocas ferruginosas tienen distinto origen. Las anomalías negativas de Y y Ce, junto a los valores de concentración intermedios de Nd, entre 10 y 100 ppm, apoyan un origen diagenético de las rocas cretácicas. Mientras que en conjunto las anomalías negativas de Ce, las anomalías positivas del Y y Eu, junto a las bajas concentraciones de Nd (< 10 ppm) y de tierras raras que presentan las rocas ferruginosas eocenas confirman un origen hidrotermal. Las anomalías positivas del Y que presentan sugieren, además, que la precipitación del hierro se produjo de una forma rápida e inmediata, al mezclarse aguas reductoras y ligeramente ácidas con aguas meteóricas.*

Palabras clave:*Tierras raras eItrio, Rocas ferruginosas, Diagénesis, Hidrotermalismo, Cuenca de Bahariya*

INTRODUCTION

Variations in mineralogy, geochemistry (major, trace and rare earth elements and yttrium)could constrain the ore fluids origin (Bau et al., 2014; Hein et al., 2016). From this point of view, we have studied two different ironstone rock types encountered in the Upper Cretaceous – Lower Tertiary sedimentary succession, from the northern part of the Bahariya Depression of Egypt to determine their genesis. The studied ironstone deposits are hosted in the clastic rocks of the Cenomanian Bahariya Formation as thin crusts (Fig. 1A) reaching up to 1 meter-thick as well as big ore bodies (Fig. 1B) measuring up to 30 meters-thick associated with the Eocene carbonate rocks of the Bahariya area along major faults.

MATERIALS AND METHODS

Twenty four samples were selected from the Upper Cretaceous and Eocene ironstones for major, trace and rare earth elements geochemistry. Major and trace elements compositionas well as elemental analyses of the studied ironstones wereachieved using X-ray fluorescence and electron microprobe analyses.Rare earth elements geochemistry was carried out using inductively coupled plasma/mass spectrometry.

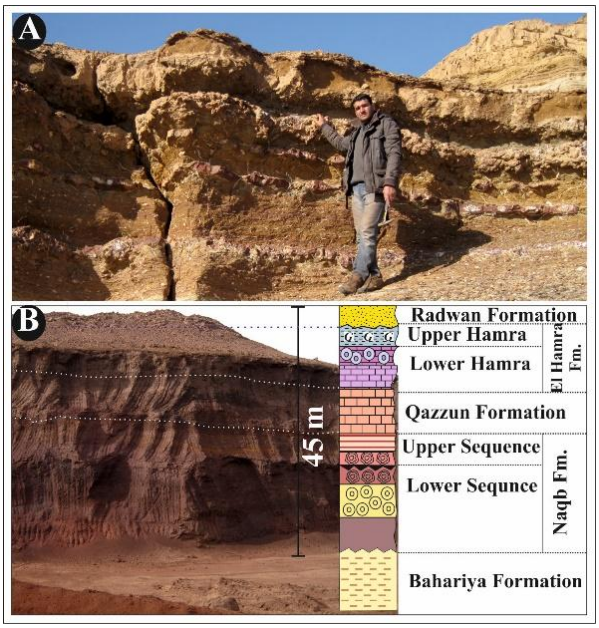


FIGURE 1. *A. Ironstone crusts within the Cenomanian clastic rocks. B. Aspect of the massive ironstones hosted in the Eocene rock units.*

MINERALOGY

The main mineral paragenesis observed in the Upper Cretaceous ironstones includes goethite, hematite, Fe-dolomite, ankerite and subordinate amounts of siderite, pyrolusite, todorokite, psilomelane and barite. Whereas, the Eocene ironstones reveal a more complex mineral paragenesis, with goethite, hematite, quartz and subordinate amounts of jarosite, alunite, barite, pyrolusite, jacobsite, romanechite, psilomelane, todorokite, apatite, halloysite, palygorskite and kaolinite.

MAJOR AND TRACE ELEMENTS GEOCHEMISTRY

The whole-rock composition of the Upper Cretaceous ironstones showshigh contents of Fe_2O_3(≤ 73 wt.%), and very low contents of MnO (≤ 2 wt.%). In the carbonate-rich ironstone samples, the CaO and MgO contents increase up to 12% and 8.5% respectively. The studied samples show relative enrichment in terrigenous elements, i.e. Al_2O_3 (up to 7.89 wt.%), SiO_2 (up to 21.8 wt.%) and Na_2O (up to 7.8 wt.%) that increase in the clay-rich ironstone crusts.The whole-rock composition of the Eocene ironstones are characterized by higher Fe_2O_3 (≤ 99.0 wt.%) and MnO (≤8.0 wt.%) contents. The CaO and MgO contents in these rocks are comparatively much lower. The SiO_2 content increases in the more porous and fossiliferous facies reaching up to 75.6 wt.%. The Eocene ironstones show depletion in Al_2O_3, Na_2O and K_2O.In the Eocene ironstones, trace element composition show higher contents in Zn (≤ 1138 ppm), Ni (≤ 719 ppm) and Sr(≤ 686 ppm) as compared with those ofthe Upper Cretaceous ironstone (112 ppm, 489 ppm and 339 ppm maximum values, respectively). As well, they show lower contents of detrital-derived elements such as Zr (≤ 78 ppm) and Nb(≤ 17 ppm) compared with the Upper Cretaceous ironstones: Zr (≤1065 ppm) and Nb(≤26 ppm).

The iron-bearing minerals composition display slight differences in these two rock types. In the Upper Cretaceous ironstones, the iron oxyhydroxides show $Fe_2O_3 \leq 78.0$ wt.%, MnO ≤ 2.2 wt.%, MgO ≤ 4.8 wt.%, CaO ≤ 2.8 wt.%, $SiO_2 \leq 4.0$ wt.%, $Al_2O_3 \leq 2.0$ wt.% and $P_2O_5 \leq 0.6$ wt.%. Whereas, in the Eocene ironstones, these minerals showhigher contents of $Fe_2O_3 \leq 83.0$ wt.%, MnO ≤ 8.3 wt.% and BaO ≤ 10.0 wt.%.

RARE EARTH ELEMENTS AND YTTRIUM GEOCHEMISTRY

The total REE contents in the Upper Cretaceous ironstones show wide range from 70 ppm to 348 ppm. Whilst, the Eocene ironstone show very low contents, ranging from 1.96 ppm to 31 ppm, except for three samples showing 48, 60, 89 ppm. The silicified Eocene ironstones are depleted in REE contents (1.96–6.85 ppm). In both rock types, light rare earth element (LREE) contents are higher than those of the heavy rare earth elements (HREE).

Rare earth elements and yttrium (REY) geochemical data are normalized to Post Archean Australian Shale (PAAS; McLennan, 1989) (Figs. 2 and 3). The REY PAAS-normalized spidergrams of the Upper Cretaceous ironstones display similarflat REE patterns between them, with positive Eu, Pr and negative Ce anomalies (Fig. 2).PAAS-normalized REY data for the Eocene ironstones display LREE positive slope with enriched flat HREE trend (Fig. 3).Yttrium (Y) when inserted between Dy and Ho displays a negative anomaly that shows proximity to unity in the Upper Cretaceous ironstones (Fig. 2).In theEocene REY spidergrams, they have a more pronounced positive Y anomaly with similar anomalies of Ce and Eu when compared with those of the Upper Cretaceous ironstones (Fig. 3).

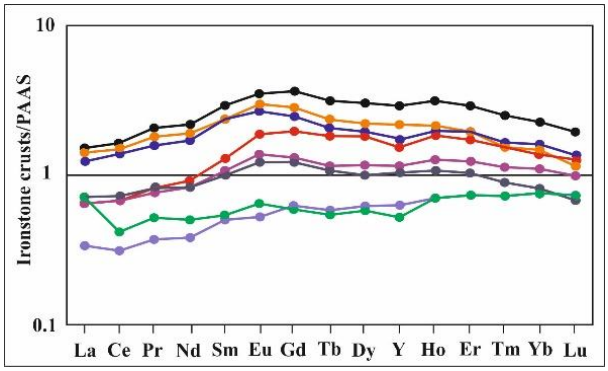


FIGURE 2. *PAAS-normalized (McLennan, 1989) REY distribution patterns for the Upper Cretaceous ironstones.*

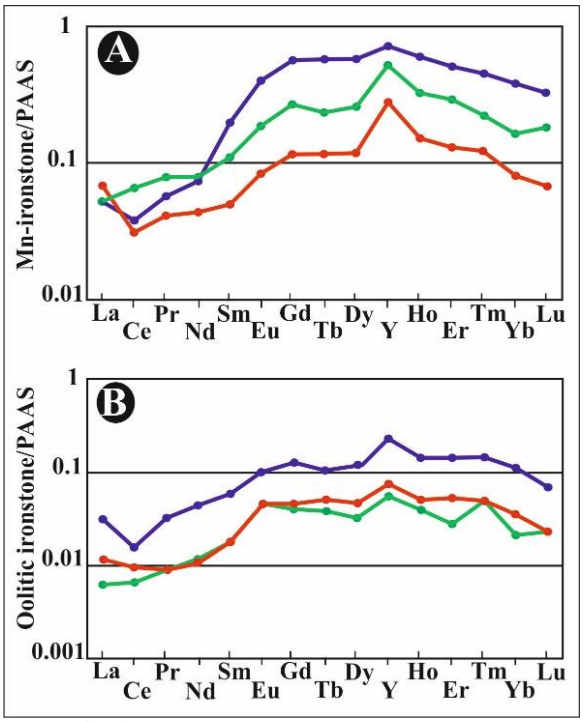


FIGURE 3.*PAAS-normalized (McLennan, 1989) REY distribution patterns forthe manganiferous and oolitic, silicified Eocene ironstones.*

Two discrimination diagrams of Ce/Ce* *vs*.Nd concentration and Ce/Ce* *vs*. Y_{SN}/Ho_{SN} (SN: shale normalized) were used by Bau et al. (2014) to distinguish between the different ironstone types. By using these diagrams, both studied ironstone types show negative to no Ce anomaly (Fig. 4). TheUpper Cretaceous ironstones show enrichment in Nd concentrations and fall in the 10-100 ppm range with a positive correlation between Nd concentration and Ce/Ce* ratio (Fig. 4A). Whilst, the Eocene ironstonesare characterized by low Nd concentrations ranging between 0.39 and 8.2 (less than 10 ppm)(Fig.4A).

In thediagram of Ceanomaly*vs*. Y_{SN}/Ho_{SN} ratio, the Cretaceous ironstone samples show negative Y_{SN} values close to unity ($Y_{SN}/Ho_{SN} \leq 1$) whereas, the Eocene ironstones show positive Y_{SN} values ($Y_{SN}/Ho_{SN} \geq 1$), especially for the manganiferous and oolitic, silicified ironstones (Fig. 4B).

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

From the mineralogical and geochemical analyses of the two ironstone types, the high contents of MgO and CaO in the iron-bearing minerals mainly reflects the replacement of carbonate minerals by iron-rich fluidsand support the petrographic results by Afify et al. (2015a, b, c). The enrichment of the trace elements recorded only in the bulk chemical analyses of the ironstone crusts is attributed to the presence of clay minerals. Although the host rocks of the two ironstone types are of marine origin, the depletion of trace elements in the ferromanganese minerals opposes against a marine (hydrogenetic) or terrigenous source for these minerals. The enrichment of manganese oxides in the Eocene ironstones along with the higher content of Cu, Zn, Ni and Sr trace elements enhance a hydrothermal input for these deposits (Hein et al., 2016).

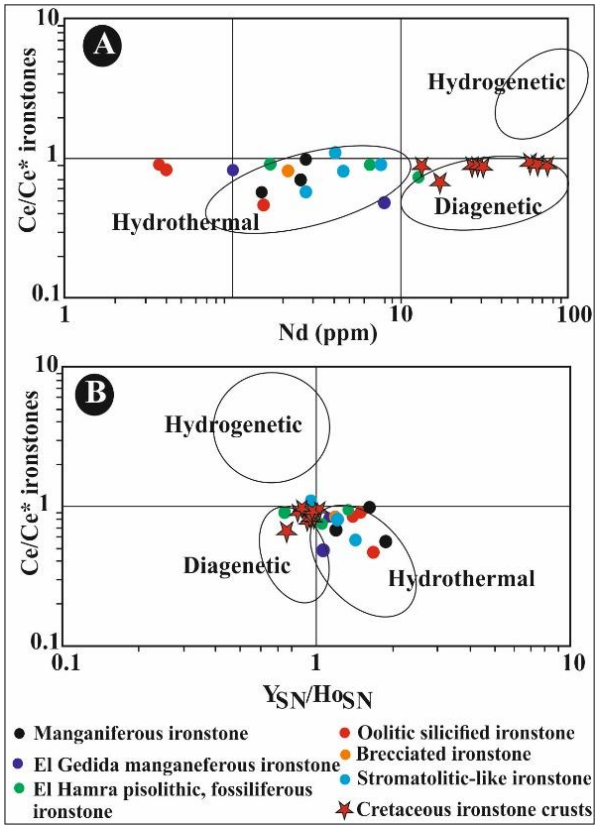


FIGURE 4. *A. Graph of Ce/Ce* vs Nd concentration for the different studied ironstones in Bahariya area. B. Binary graph of Ce anomaly vs Y_{SN}/Ho_{SN} values for the different studied ironstone types (SN: shale normalized).($Ce/Ce^* = 2Ce_{SN}/(La_{SN}+Pr_{SN})$). The encircled areas in the graph are from Bau et al. (2014).*

The total REE contents of the Cretaceous ironstones (69.61–348.84 ppm) and Eocene ironstones (1.96–89.45 ppm) fall within the range of the ferromanganese deposits of diagenetic origin (110–489 ppm) and hydrothermal origin (15–149 ppm) that were reported by Bau et al. (2014).These data are significantly lower than the range recorded by Bau et al. (2014) for the hydrogenetic ironstones (1228–2282 ppm). The hydrogenetic ferromanganese oxides recorded by these authors show positive Ce anomalies, negative Y_{SN} values at higher REY concentrations and higher Nd concentrations (>100 ppm). Consequently, the hydrogenetic origin for the two ironstone types is ruled out. The REE concentrations were higher in the Upper Cretaceous ironstones than in the Eocene ironstones, suggesting that there was somecontribution

from the associated clastic sediments during their formation.

The used discrimination diagrams also support diagenetic and hydrothermal originsfor the Cretaceous and Eocene ironstones,respectively.The diagenetic ironstones display negative Y and Ce anomalies and intermediate Nd concentrations, between 10 and 100 ppm (Bau et al., 2014). The Cretaceous ironstonesdo not show large positive Ce or any significant Y anomalies, which point to a diagenetic origin from anoxic pore water that passed to oxidized surface.This result is consistent with the model proposed by Afify et al. (2015a) for these crusts after selective replacement of carbonate mineralsduring Turonian-Santonian uplift of the Bahariya area.

On the other hand, the negative Ce anomaly, positive Y and Eu anomalies and the low Nd concentrations as well as the low concentrations of the REE in the Eocene ironstonessuggestahydrothermal origin for this rock type.These results are also consistent with the model proposed by Afify et al. (2015b, c) for the Eocene ironstones mainly on the basis of petrographic studies. Presence of positive Y anomalies in the Eocene ironstones suggests that the precipitation of Fe-Mn minerals occurred very rapidly and immediately after reducing, slightly acidic waters reached more oxidizing and more alkaline water (Bau and Dulski, 1996). The small positive Eu anomaly in the Eocene ironstones could be a signature inherited from hydrothermal solutions that lost their positive Eu anomaly, due to a relatively high oxygen level.Presence of a negative Ce anomaly in the two ironstone types is also attributed to oxidizingconditions. Higher Eu anomaly in the Eocene ironstones than in the Cretaceous ironstones indicates considerably more important REY input from hydrothermal solutions for the Eocene ironstones.

Thus, the rare earth elements and yttrium (REY) are good proxies for discriminating the origin of ferromanganese minerals, even in the case that two different types occur in the same stratigraphic succession, as observed in the Bahariya Depression.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to Dr. Cecilia Pérez-Soba Aguilar and an anonymous reviewer for theircomments that improved the manuscript.This project was financially supported by the Egyptian Government.

REFERENCES

Afify, A.M., Sanz-Montero, M.E., Calvo, J.P., Wanas, H.A.(2015a): Diagenetic origin of ironstone crusts in the Lower Cenomanian Bahariya Formation, Bahariya Depression, Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 101: 333–349.

Afify, A.M., González-Acebrón, L., Sanz-Montero, M.E., Calvo, J.P.(2015b): Unravelling the origin of Bahariya ironstone of Egypt. *ECROFI XXIII Conference (The Sorby Conference on Fluid and Melt Inclusions), United Kingdom.*Abstract: pp. 136–137.

Afify, A.M., Sanz-Montero, M.E., Calvo, J.P. (2015c): Ironstone deposits hosted in Eocene carbonates from Bahariya (Egypt) - New perspective on cherty ironstone occurrences. *Sedimentary Geology* 329: 81–97.

Bau, M., Dulski, P.(1996): Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research* 79: 37–55.

Bau, M., Schmidt, K., Koschinsky, A., Hein, J., Kuhn, T., Usui, A.(2014): Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium. *Chemical Geology* 381: 1–9.

Hein, J.R., Conrad, T., Mizell, K.., Banakar, K.V., Frey, F.A., Sager, W.W. (2016): Controls on ferromanganese crustcomposition and reconnaissanceresource potential, Ninetyeast Ridge, Indian Ocean. *Deep-Sea Research I* 110: 1–19.

McLennan, S.M.(1989): Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes, in Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements, *Rev. Mineral*., vol. 21: edited by B.R., Lipin and G.A., McKay, pp. 169 – 200, *Mineral. Soc. of Am., Washington, D. C*.

Caracterización geoquímica del proceso de mezcla de aguas termales y no termales en los manantiales de Jaraba (Aragón, España)

Geochemical characterisation of the thermal and no thermal waters mixing process in the Jaraba springs (Aragón, Spain)

M. Blasco[1], L.F. Auqué[1] y M.J. Gimeno[1]

1 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009, Zaragoza, España. monicabc@unizar.es; lauque@unizar.es; mjgimeno@unizar.es

Resumen: En este trabajo se presenta el estudio realizado sobre el proceso de mezcla de aguas que se produce en el sistema termal de Jaraba (Aragón, España). Los diferentes manantiales de este sistema muestran una variación espacial en su composición y temperatura de surgencia. El uso de gráficos de correlación binaria entre cloruros, temperatura y elementos de comportamiento conservativo permite justificar esta variabilidad por la actuación de un proceso de mezcla de las aguas termales con otras más frías y superficiales. Se ha identificado un conjunto de surgencias especialmente afectado por este proceso (con proporciones de mezcla en torno a un 60% de polo termal) y la comparación con estudios previos sugiere que esta situación se mantiene de forma relativamente constante en el tiempo. Componentes como alcalinidad, sílice, magnesio y calcio muestran un comportamiento reactivo durante la mezcla y están afectados por procesos adicionales de reequilibrio que, actualmente, están siendo investigados mediante el empleo de técnicas de modelización geoquímica.

Palabras clave: mezcla de aguas, aguas termales, sistema termal, correlación binaria.

Abstract: *The water mixing process in the Jaraba thermal system (Aragón, Spain) has been studied here. A spatial variation in the composition and spring temperature exists among the different considered springs. The use of ion-ion plots with some parameters such as temperature and some conservative elements versus chloride has allowed determining that a mixing process is taking place between the thermal waters and others more superficial and colder; this process justifies the observed variability. Some springs are specially affected by this process (with mixing proportions around 60 % of the thermal pole) and the comparison with previous studies suggests that this situation is relatively constant in time. Elements such as alkalinity, silica, magnesium or calcium, display a reactive behaviour during mixing and are affected by additional re-equilibrium processes, which are being studied in parallel by geochemical modelling techniques.*

Key words: *water mixing, thermal water, thermal system, ion-ion plots.*

INTRODUCCIÓN

Las surgencias de Jaraba, junto con las de Alhama de Aragón, constituyen una de las principales zonas termales de Aragón y una de las de mayor aprovechamiento tanto en balnearios como en plantas embotelladoras. Poseen un importante caudal, en torno a 500 L/s, y alcanzan temperaturas de hasta 33 ºC, siendo las más altas encontradas en surgencias termales de la Cordillera Ibérica en Aragón (Sánchez et al., 2000; Pinuaga et al., 2004).

Los manantiales de Jaraba están constituidos por un gran número de surgencias (hasta 14 referenciadas) con aguas de afinidad bicarbonatada cálcico-magnésica (Auqué et al., 2009). Las aguas de las diferentes surgencias muestran una cierta variabilidad composicional asociada a una significativa variación en la temperatura de surgencia. La hipótesis más probable para la justificación de este hecho es la existencia de un proceso de mezcla entre dos polos, uno termal y otro más frío, como ya indicaron Tena et al. (1995). Los procesos de mezcla entre aguas termales y no termales son muy frecuentes en las zonas terminales de diferentes tipos de sistemas geotermales y han sido estudiados con muy diversos enfoques (p. ej. Skalbeck et al., 2002 o Asta et al., 2010).

En este trabajo se estudiará y caracterizará el proceso de mezcla de aguas en los manantiales de Jaraba y se comparará con las características que presentaba dicho proceso hace más de 20 años (Tena et al. 1995).

GEOLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA

Los manantiales de Jaraba se sitúan en Aragón, en el suroeste de la provincia de Zaragoza (NE de España;

Fig. 1).

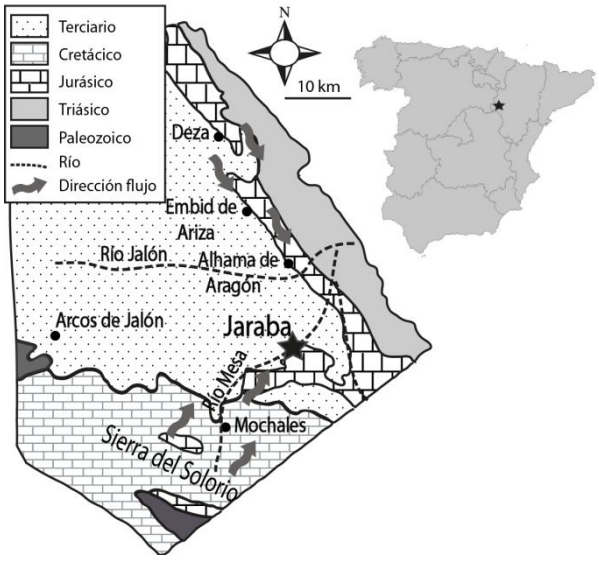


FIGURA 1. *Localización de la zona de estudio.*

Geológicamente, se encuentran en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, en límite con la Cuenca terciaria de Almazán. En la zona aparecen materiales que abarcan desde el Paleozoico hasta el Cuaternario siguiendo una directriz estructural principal NO-SE (IGME, 1982; Pinuaga et al., 2004).

Los principales acuíferos que se encuentran en la zona son el del Solorio, alojado en los carbonatos jurásicos, y el de Alhama, en los cretácicos. La recarga de los mismos tiene lugar en los afloramientos de estos materiales en la Sierra del Solorio (situada al SO de Jaraba), en el primer caso, y en la zona de Deza, en el segundo. No existe acuerdo respecto al funcionamiento hidrológico de la zona, aunque los estudios más recientes señalan que ambos acuíferos estarían conectados y la circulación de las aguas seguiría una línea de flujo SO-NE en el del Solorio y NO-SE en el de Alhama (Fig. 1; Sanz y Yelamos, 1998; Sánchez et al., 2004). No obstante, las surgencias de estas aguas termales están siempre asociadas a los materiales carbonatados del Cretácico (Sánchez et al., 2000).

METODOLOGÍA

En 2009 se recogieron muestras en seis surgencias diferentes (Tabla I) con el objetivo de comparar el estado del sistema con la situación correspondiente al muestreo realizado en 1995, que consta de nueve muestras cuyos datos se pueden encontrar en Tena et al. (1995). La metodología de muestreo y análisis seguida en ambos ha sido similar y aparece detallada en Auqué et al. (2009).

El estudio del proceso de mezcla se realizará a partir de representaciones binarias entre elementos en solución con comportamiento conservativo, seleccionando como trazador del proceso de mezcla un elemento al que referir el comportamiento del resto. El ión típicamente usado como elemento conservativo es el Cl^-, por lo que será utilizado como trazador del proceso en este trabajo.

RESULTADOS

Las aguas de las diferentes surgencias analizadas presentan diferencias de temperatura de 11 ºC, coincidiendo además con variaciones significativas en las concentraciones de algunos elementos (Tabla I). Si se considera el muestreo de 1995 la situación encontrada es la misma.

En la Fig. 2 se observa cómo, en los dos muestreos, la concentración de cloro muestra una evolución lineal con la temperatura, con una buena correlación positiva (R = 0.93, en el muestreo de 2009 y R = 0.96, en el de 1995), lo que es representativo de un proceso de mezcla que, además, se mantiene en el tiempo. También se puede ver en la Fig. 2 que las muestras quedan agrupadas en tres conjuntos diferentes: 1) uno, con una temperatura de unos 21 ºC y concentraciones de cloro próximas a 1 mmol/L, que constituiría el polo frio de la mezcla; 2) otro, con temperaturas en torno a los 30 ºC y concentraciones de cloro próximas a 1.5 mmol/L en las muestras de 2009 y 1.7 mmol/L en las de 1995, que correspondería al polo termal; y 3) un último grupo constituido por el resto de muestras, con temperaturas próximas a 26 – 28 ºC y concentraciones de cloro en torno a 1.3 mmol/L, que serían las resultantes del proceso de mezcla.

Otra observación interesante en la Fig. 2 es que las concentraciones de cloro en el polo termal parecen haber disminuido ligeramente con el tiempo y, como consecuencia, se observa también una disminución de la concentración de cloro en las aguas mezcladas.

	pH	Temp	Cond	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	F^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Sr^{2+}	Si
J1	7.48	31.2	991	5.84	1.58	1.89	0.0126	2.37	1.68	1.84	0.075	0.0121	0.163
J2	7.24	20.6	632	6.43	0.93	1.03	0.0068	2.27	1.25	1.13	0.071	0.0061	0.147
J3	7.18	28.3	898	6.11	1.22	1.65	0.0111	2.23	1.60	1.49	0.052	0.0102	0.163
J4	7.18	27.5	950	6.01	1.37	1.69	0.0121	2.31	1.59	1.73	0.059	0.0111	0.157
J5	7.01	31.4	952	6.50	1.41	1.94	0.0126	2.34	1.66	1.77	0.059	0.0119	0.163
J6	7.07	31.6	960	6.10	1.54	1.95	0.0126	2.40	1.69	1.81	0.066	0.0121	0.163

TABLA I. *Resultados analíticos de las muestras de agua de las surgencias de Jaraba. Los contenidos de los diferentes elementos están expresados en mmol/L, la temperatura (Temp) en ºC y la conductividad eléctrica a 25 ºC (Cond) en µS/cm.*

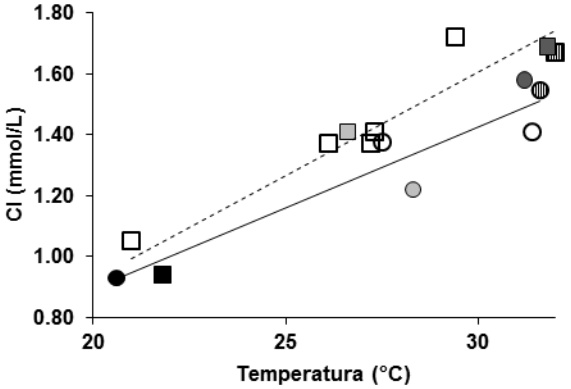


FIGURA2. *Correlación de la temperatura de surgencia frente a la concentración de cloro. Los círculos representan las muestras de 2009 y los cuadrados las de 1995. Las líneas continua y discontinua representan las líneas de tendencia de uno y otro, respectivamente. Aquellos puntos que representan la misma surgencia en ambos muestreos están rellenos con la misma trama mientras que los que están en blanco pertenecen a otras surgencias.*

Los diagramas binarios de cloro frente a sodio y sulfato (Fig. 3a y 3b, respectivamente) presentan una buena correlación positiva (con R > 0.94 en todos los casos). Si se consideran las concentraciones de los elementos traza con concentraciones significativas en las aguas, como el estroncio (Fig. 3c) y el flúor (no mostrado en la figura), también muestran una buena correlación positiva en ambos casos. Finalmente, la conductividad eléctrica de estas aguas muestra igualmente una buena correlación positiva con el contenido de cloro, con R = 0.94 en 2009 y 0.97 en 1995 (Fig. 3d).

Otros componentes de las aguas (como alcalinidad, magnesio, sílice, calcio, potasio) presentan un comportamiento reactivo que se expresa en una peor correlación con el cloro. Estos elementos también presentan notables cambios en cuanto a sus concentraciones entre los dos muestreos considerados. La alcalinidad es el único componente que muestra una correlación negativa, bastante buena en 1995 (R = 0.86) y algo menor en 2009 (R = 0.58) (Fig. 3e). Calcio, magnesio y sílice también muestran variaciones en su correlación con el cloro y una mayor dispersión de los datos (p. ej. Fig. 3f). En el caso de 2009, las correlaciones son muy buenas (R: 0.82, 0.93 y 0.83, respectivamente) mientras que en 1995, son considerablemente menores, de 0.32 para el calcio y, en torno a 0.7 para el magnesio y la sílice. Finalmente, el potasio no presenta correlación con el cloro en el muestreo de 2009 mientras que en 1995 mostraba una correlación positiva.

El pH muestra una gran dispersión de los datos en ambos muestreos, sin una relación con el cloro ni con la temperatura.

Las correlaciones entre la temperatura y los elementos caracterizados como de carácter conservativo (sulfato, sodio, estroncio, flúor o conductividad), presentan también coeficientes de correlación de 0.9 o superiores.

DISCUSIÓN

Las pautas de correlación binaria entre los elementos conservativos y el cloro (trazador del proceso de mezcla) son coherentes con el proceso de mezcla de

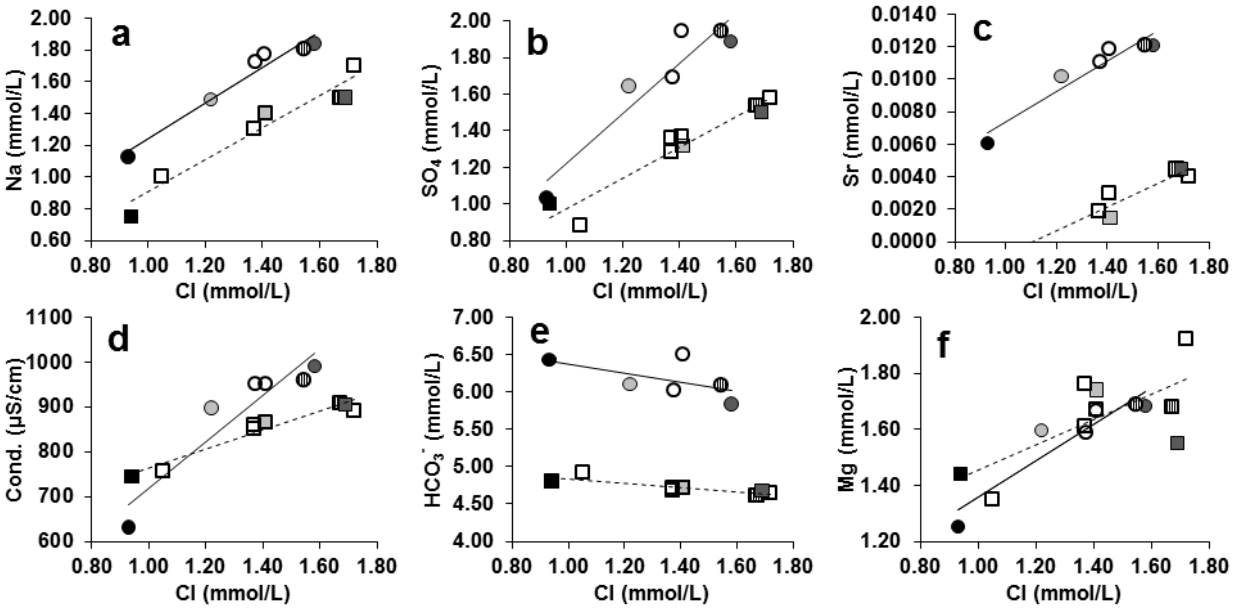


FIGURA 3. *Correlaciones binarias de algunos componentes y la conductividad de las aguas de Jaraba frente al cloro, utilizado como trazador del proceso de mezcla. Los círculos representan las muestras de 2009 y los cuadrados las de 1995. Las líneas continua y discontinua representan las líneas de tendencia de uno y otro, respectivamente. Aquellos puntos que representan la misma surgencia en ambos muestreos están rellenos con la misma trama y los que están en blanco pertenecen a otras surgencias.*

un polo termal y otro frío, propuesto para estas aguas. La evolución lineal con la temperatura de los diferentes componentes con comportamiento conservativo sugiere que la mezcla se produce en condiciones superficiales y posteriormente al posible enfriamiento conductivo de las aguas termales durante su ascenso. Una excepción a este hecho la presenta una de las muestras del polo termal perteneciente al muestreo de 1995. Dicha muestra presenta una temperatura algo menor (29.4 ºC) que el resto de muestras termales aunque la concentración de los diferentes elementos conservativos es similar, lo que sugiere que su menor temperatura se debe a un enfriamiento conductivo de las aguas y no a un enfriamiento por mezcla con aguas frías.

El proceso de mezcla en este sistema se caracteriza por una pequeña variabilidad en las proporciones de los polos termal y frío que parece mantenerse en el tiempo. Las aguas resultantes de la mezcla (grupo 3) son resultado de una contribución aproximada del 60-65 % del polo termal en 2009 y 55-60 % en 1995 (porcentajes calculados según las ecuaciones propuestas en Faure, 1998, pp. 328-329).

El comportamiento de otros componentes disueltos (potasio, alcalinidad, sílice, magnesio, calcio) muestra pautas claramente no lineales en los dos muestreos estudiados. Este hecho sugiere la participación en el control de estos elementos de procesos adicionales (disolución/precipitación, intercambio catiónico, etc.) durante el proceso de mezcla. El caso del potasio es algo distinto puesto que al encontrarse en concentraciones muy bajas y con poca variación entre las diferentes muestras (0.02 mmol/L), sus valores podrían estar afectados por incertidumbres analíticas que no permitan apreciar el contraste entre los diferentes grupos de aguas.

Como es esperable el pH no se comporta de forma conservativa y su variación estará controlada por otros procesos secundarios (p. ej. pérdida de CO_2) y no únicamente por el proceso de mezcla.

CONCLUSIONES

La caracterización del proceso de mezcla entre las aguas termales del sistema de Jaraba, y aguas más superficiales y frías, se ha realizado a partir del estudio de los elementos conservativos. Las surgencias afectadas muestran una proporción de mezcla del polo termal en torno al 60% que ha permanecido relativamente constante a lo largo del tiempo.

Finalmente, algunos componentes de las aguas, como la alcalinidad, la sílice, el magnesio o el calcio, presentan comportamientos no lineales, posiblemente debidos a procesos de reequilibrio. Por tanto, para la caracterización del sistema geotermal de Jaraba será necesario completar el estudio presentado aquí con otros de modelización geoquímica que contemplen la actuación adicional de procesos heterogéneos.

AGRADECIMIENTOS

Mónica Blasco ha realizado este estudio gracias a una ayuda de Formación del Profesorado Universitario (ref. FPU14/01523) del MECD. El trabajo ha sido parcialmente financiado por los proyectos PSE-120000-2007-6 y PSE-120000-2008-6, y forma parte de las actividades del GMG (Universidad de Zaragoza).

REFERENCIAS

Asta, M.P., Gimeno, M.J., Auqué, L.F., Gómez, J., Acero, P. y Lapuente, P. (2010): Secondary processes determining the pH of alkaline waters in crystalline rock systems. *Chemical Geology*, 1-2: 41-52.

Auqué, L.F., Acero, P., Gimeno, M.J., Gómez, J.B. y Asta, M.P. (2009): Hydrogeochemical modeling of a thermal system and lessons learned for CO_2 geologic storage. *Chemical Geology*, 268: 324-336.

Faure, G. (1998): *Principles and applications of geochemistry* (2ª ed.). Prentice Hall, Upper Saddle River (Nueva Jersey). 600p.

IGME, (1982): *Estudio de las manifestaciones termales de Extremadura, Salamanca, Aragón y Rioja, orientados a su posible explotación como recursos geotérmicos*. IGME, Madrid. 320 p.

Pinuaga. J.I., Garrido, E. y Ramírez, A. (2004): Geología, Hidrogeología y protección de los Balnearios de Jaraba (Zaragoza). *Anales de la Real Academia Nacional de Farmacia*, 70: 597-610.

Sánchez, J.A., Coloma, P., Pérez, A. y De Leiva, A. (2000): Evaluación del flujo geotérmico en manantiales de Aragón. *Geogaceta*, 27: 155-158.

Sánchez, J.A., Coloma, P. y Pérez, A. (2004): Evaluation of geothermal flow at the springs in Aragón (Spain) and its relation to geologic structure. *Hydrogeology Journal*, 12: 601-609.

Sanz, E. y Yelamos, J.G. (1998): Methodology for the study of unexploited aquifers with thermal waters: application to the aquifer of the Alhama de Aragon Hot Spring. *Ground Water*, 6: 913–923.

Skalbeck, J.D., Shevenell, L. y Widmer, M. C. (2002): Mixing of thermal and non-thermal waters in the Steamboat Hills area, Nevada, USA. *Geothermics*, 31: 69-90.

Tena, J.M., Auqué, L.F., Gimeno, M.J. y Mandado, J.M. (1995): *Evolución Fisicoquímica y geotermometría del Sistema Hidrotermal de Alhama-Jaraba (Provincia de Zaragoza)*. Institución Fernando el Católico, Zaragoza, 178 p.

Impacto ambiental de la interacción agua-ceniza en la erupción del 2011 del volcán Grimsvötn (Islandia)

Environmental impact of volcanic ash-water interaction in the 2011 Grímstvön eruption (Iceland)

J.M. Cabre[1], M. Aulinas[2], M. Rejas[1] y J.L. Fernandez-Turiel[1]

1 Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, ICTJA-CSIC, Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028, Barcelona. jlfernandez@ictja.csic.es
2 Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès, s/n, 08028, Barcelona. meritxellaulinas@ub.edu

Resumen: La erupción volcánica del Grímsvötn, entre el 21 y el 28 de mayo de 2011, fue la erupción de mayor magnitud del Sistema Volcánico Grímsvötn desde 1873. Las características geoquímicas del impacto ambiental de la interacción ceniza-agua se determinaron mediante dos métodos de lixiviación (ensayo tipo batch y ensayo en columna). Los principales resultados revelan que Na, K, Ca, Mg, Si, Cl, S y F presentan los mayores flujos geoquímicos causados por la interacción de la ceniza y el agua. Además, las concentraciones significativas de algunos de estos elementos (Ca, S y Mg) junto con P, Cl, Fe, considerados normalmente macro/micronutrientes, demuestran el potencial fertilizador de la ceniza emitida. Por otra parte la liberación de F pone de manifiesto los posibles problemas ambientales surgidos por la caída de cenizas tanto en sistemas terrestres como acuáticos. Es de destacar que la liberación química es máxima durante las primeras horas de contacto entre la tefra y el agua, dada por la rápida disolución de las sales solubles de la superficie de la ceniza. A medida que se avanza en el tiempo, estos constituyentes se agotan, la liberación disminuye y los elementos son liberados por la disolución incongruente del vidrio volcánico.

Palabras clave: ceniza volcánica, volcán Grímsvötn, flujo geoquímico, ensayos de lixiviación

Abstract: *The Grímsvötn volcanic eruption, from 21 to 28 May, 2011, was the largest eruption of the Grímsvötn Volcanic System since 1873. The main geochemical features of the potential environmental impact of the volcanic ash-water interaction were determined using two different leaching methods as proxies (batch and vertical flow through column experiments). The main findings reveal that Na, K, Ca, Mg, Si, Cl, S and F show the largest geochemical fluxes caused by the interaction of water and ash. Additionally, the significant amounts of some of these elements (Ca, S and Mg) together with P, Cl, Fe, which are usually considered as macro/micronutrients, demonstrates the fertilising potential of the May 2011 emitted ash. On the other hand, release of F highlights the possible environmental problems arising from ash fallout on land or into fresh water systems. It is noteworthy that the chemical release is maximal during the first few hours of contact between tephra and water due to the dissolution of soluble salts from the ash surface. As time progresses, these constituents are exhausted, the release drops considerably and elements are freed instead by the incongruent dissolution of the volcanic glass.*

Key words: *volcanic ash, Grímsvötn volcano, geochemical flux, leaching experiments*

INTRODUCCIÓN

Las erupciones volcánicas explosivas emiten directamente a la atmosfera material particulado (tefra) y gases. La interacción de la tefra con el ambiente suele provocar efectos físicos, químicos y biológicos tanto a escala local como global. Es bien sabido que las columnas eruptivas que alcanzan la troposfera y estratosfera pueden afectar el clima, incluyendo un aumento en gases con efecto invernadero, especies del azufre y halógenas, así como aerosoles, que pueden provocar la acidificación de la precipitación. Por otra parte, los volátiles liberados durante una erupción volcánica explosiva son normalmente adsorbidos en la superficie de las partículas de ceniza en forma de compuestos solubles. Una vez depositada la ceniza, los compuestos adsorbidos pueden ser liberados al ambiente causando tanto efectos negativos (dañando la calidad del agua, vegetación, ganado y personas) como positivos (fertilizando terrenos y océanos). Un factor importante de estos compuestos es que se disuelven rápidamente en contacto con el agua.

El objetivo de este trabajo es evaluar las principales características geoquímicas del impacto ambiental producido por la interacción ceniza-agua, utilizando los resultados de distintos ensayos de lixiviación realizados con cenizas de la erupción del 2011 del volcán Grimsvötn (Islandia). Este estudio complementa los resultados obtenidos por Horwell et al. (2013), Olsson et al., (2013) y Sigmarsson et al. (2013), a través del análisis de un nuevo grupo de muestras de ceniza de la misma erupción y de la utilización de metodologías de lixiviados distintas a las utilizadas por estos autores.

EL VOLCÁN GRIMSVÖTN

Este volcán islandés forma parte del sistema volcánico de Grímsvötn (GVS) que se alinea a lo largo de un sistema de fisuras con orientación NE-SW en el centro-sud de Islandia y que resulta estar en parte cubierto por el extenso glaciar Vatnajökull (Figura 1). Sin duda alguna el evento volcánico más conocido del GVS es la erupción fisural de Laki que en 1783-1784 dio lugar al mayor flujo de lava históricamente conocido, en el que se eruptaron alrededor de 14,7 km^3 de lava y 0,4 km^3 de de tefra (expresado como roca densa equivalente).

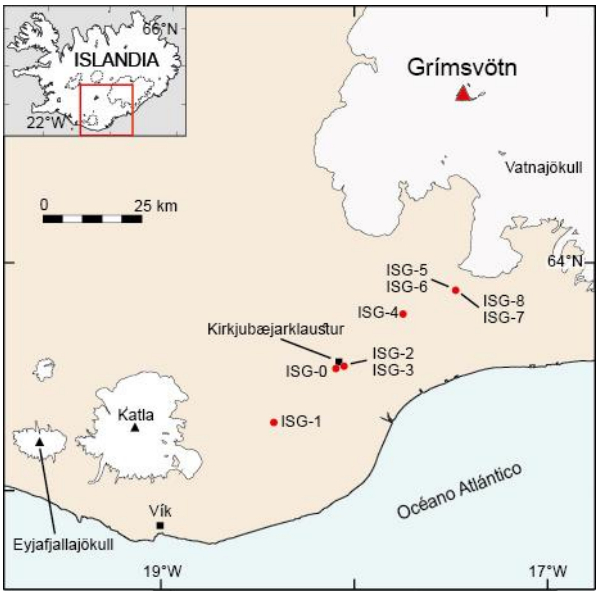


FIGURA 1. *Localización de los volcanes activos del sud de Islandia, así como el muestreo realizado.*

LA ERUPCIÓN DEL 2011

En la erupción del Grímsvötn del 21 de mayo del 2011 la columna eruptiva alcanzó una altitud máxima de 20-25 km. Al cabo de 24 horas la columna de ceniza llegaba a 100 km al sudoeste del volcán, afectando las localidades de Kirkjubærklaustur and Vík (Figura 1) y la columna eruptiva disminuyó progresivamente hasta una altura de 10 km. El día 23 de mayo la altura de la columna eruptiva era de 5 km y el día 28 de mayo los tremores volcánicos rápidamente disminuyeron y finalmente cesaron. Esta erupción del Grímsvötn fue la más intensa desde 1873, alcanzando un índice de explosividad volcánica (IEV) de magnitud 4, suponiendo un riesgo ambiental potencial por liberación de elementos en el agua, especialmente flúor, que puede perjudicar seriamente tanto a animales como humanos. Si bien esta erupción causó cierta inestabilidad a la aviación europea, la dimensión fue mucho menor en comparación con la erupción del 2010 del volcán Eyjafjallajökull.

METODOLOGIA

Un total de nueve muestras (Figura 1) de ceniza se recolectaron durante el 22 y el 25 de Mayo de 2011 en cinco puntos a diferentes distancias del foco emisor, y a lo largo de un transecto de 100 km siguiendo el eje de dispersión de la pluma eruptiva. De acuerdo con Olsson et al. (2013), la mayor parte de cenizas de la erupción del Grímsvotn fueron emitidas antes del 23 de mayo, de modo que el muestreo realizado el 22 de mayo a las 14:02 UTC (muestra G-0) probablemente no contenía cenizas volcánicas de las fases más intensas de la erupción. Las cenizas, una vez muestreadas se guardaron en bolsas de polietileno y fueron transportadas al laboratorio, donde se secaron a 40 ºC durante 24 horas, y se conservaron en recipientes de polietileno hasta su análisis.

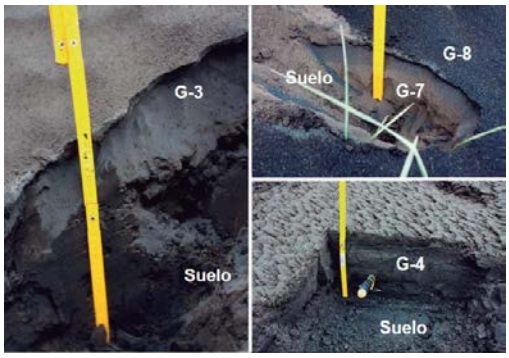


FIGURA 2. *Muestreo de las cenizas de la erupción del 2011 del volcán Grímsvötn.*

Los ensayos de lixiviación se realizaron siguiendo dos métodos independientes, con una serie de tests de lixiviación de tipo *batch* y un test de lixiviación en columna con el fin de evaluar el comportamiento temporal de los elementos potencialmente peligrosos y determinar el comportamiento a corto plazo de la lixiviación de cenizas volcánicas.

Para el ensayo tipo *batch* se mezclaron 1 gramo de muestra de ceniza y 10 ml de agua Milli-Q Plus ultrapura (18,2 MΩ/cm) en tubos de ensayo de 14 x 10 mm. El agua con la ceniza fue agitada a 20 rpm durante 4 horas y posteriormente filtrada a través de filtros de jeringa de difluoruro de polivinilideno (PVDF). Finalmente, se añadió a la solución 1 ml de HNO_3 y se enrasó a un volumen de 100 ml. El pH y la conductividad específica (CS) de los lixiviados se monitorearon mediante electrodos específicos inmediatamente después de la mezcla entre la ceniza y el agua desionizada y después de la agitación antes del filtrado. La determinación de los elementos mayoritarios y traza de los lixiviados se realizó por espectrometría de masas de alta resolución con plasma acoplado inductivamente (HR-ICP-MS) y se basaron en estudios previos (Fernandez-Turiel et al., 2000). El contenido en azufre en los lixiviados se expresa en forma de SO_4^{2-}. Las concentraciones de flúor se

determinaron mediante un electrodo selectivo de iones (ISE).

Para el ensayo en columna, se rellenó un cilindro vertical con 10 gramos de una ceniza representativa del muestreo (G-3). Gracias a una bomba peristáltica (Minipuls 3, Gilson) colocada en el frente de la columna, se aseguró la circulación constante y estable de un flujo de agua desionizada desde el techo a la base de la columna, con una descarga de 0,12 ml/min y con una interacción ceniza-agua aproximada de 150 minutos. La presencia de un colector de fracciones (FC204, Gilson) a la salida de la columna direccionó la solución lixiviada a tubos de ensayo de polipropileno. En seis días se recogió un litro de solución percolada, dando lugar a 100 muestras en tubos; 37 de ellas fueron analizadas por HR-ICP-MS utilizando diluciones acidificadas (1% de HNO_3) 1:10 ml, v/v con agua desionizada Milli-Q Plus. Por otra parte, en 39 de estas muestras se analizó el pH y la CS inmediatamente después de llenar los tubos.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Mediante los ensayos de lixiviación de tipo *batch* se determinan algunas *proxies* para los procesos químicos que ocurren durante la interacción entre la ceniza y el agua y se establecen las tasas de lixiviación de los elementos implicados durante la interacción. Llegados a este punto es necesario considerar la pristinidad de las cenizas analizadas en este trabajo. Tal y como se ha mencionado anteriormente, a excepción de la muestra G-0 (Figura 1) el resto de cenizas deben ser clasificadas como frescas y no prístinas. En consecuencia, los resultados que se presentan en este trabajo no deben ser considerados como flujos absolutos, pero si como huella de la erupción del 2011 del Grímsvötn y como indicadores del orden de magnitud de los flujos geoquímicos implicados.

Los resultados de los ensayos de lixiviación tipo *batch* muestran una solución lixiviada que inicialmente era ligeramente ácida a excepción de tres muestras que eran débilmente alcalinas, con pH entre 5,80 y 7,62. Después de cuatro horas de agitación el promedio de pH de los lixiviados aumentó alrededor de 1,90 unidades de pH presentando valores entre 7,33 y 9,26. Este incremento se explica por intercambio iónico, es decir, por la entrada en solución de los cationes y protones del vidrio volcánico y de los minerales. Por lo que se refiere a la CS, los valores iniciales varían entre 7 y 356 µS/cm, incrementando en la solución final (14-404 µS/cm). Claramente, las muestras con los valores más bajos de pH y CS (G-5 y G-8, ver Figura 1) son aquellas que probablemente fueron más afectadas por el episodio de lluvia del día 25 de mayo de 2011.

Una referencia de la movilidad de los elementos durante la interacción ceniza-agua es la masa lixiviada relativa (MLR) definida como el porcentaje de la concentración del elemento que puede ser movilizado por la interacción agua-ceniza, y se expresa como la fracción entre el elemento lixiviado obtenido a partir del ensayo tipo *batch* y la concentración total del elemento.

Teniendo en cuenta la MRL, los elementos se clasificaron arbitrariamente diferenciando entre elementos con movilidad moderada (MRL 0,5 a 1,0 %; Sn), elementos con movilidad baja (0,01 to 0,5 %, As, Bi, W, Pb, Sb, Tl, Li, Mo, Zn, Na, Cu, K, Cs, Ca, Sr, Ni, P, Be, Rb, Tb y Ta) y elementos con movilidad muy baja (MRL<0,01 %, Ge, Tierras Raras o REE, Th, Y, Ba, Mg, Mn, Ga, Al, Hf, V, Cr, Co, Fe, Nb, Sc, U, Zr,Ti, Si y Ag). En general, los resultados muestran un grado de movilidad bastante bajo para todos los elementos y en especial para los elementos mayoritarios. Aún así esta movilidad puede considerarse significativa. A pesar que las concentraciones de Cl, S, B, F, Se, Br, Cd, I y Hg fueron determinadas en los ensayos de lixiviación, el MRL no se pudo calcular debido a que no se determinaron las concentraciones totales de éstos. Los resultados indican que las cenizas del Grímsvötn presentan contenidos significativos de macronutrientes (Ca, 8.908 x 10^3 kg; S, 7.021 x 10^3 kg; Mg, 991 x 10^3 kg; P, 145 x 10^3 kg) y micronutrientes (Cl, 1.094 x 10^3 kg; Fe, 991 x 10^3 kg) para procesos biológicos, que muestran un potencial fertilizador de esta ceniza tanto en ecosistemas terrestres como marinos. Por otra parte, los problemas ambientales potenciales vienen en gran parte dados por la liberación de flúor (5.194 x 10^3 kg).

El ensayo de lixiviación en columna realizado para la muestra G-3 (Figura 1), permite modelar la evolución de la composición lixiviada en el tiempo. Los resultados obtenidos (Figura 3) muestran como el pH varia de 6,55 a 7,10, incrementando rápidamente al inicio del experimento. Una vez el pH alcanza su máximo (7,10), la tendencia general es de decrecimiento progresivo hasta el final del ensayo. Este incremento inicial fue observado también en el ensayo tipo *batch*, y se asocia al intercambio instantáneo de los iones alcalinos por H^+. La concentración de los elementos en la solución percolada tiende a disminuir gradualmente en el tiempo. Las altas concentraciones iniciales de $SO4^{2-}$, Na, Ca, Mg, K y Sr confirman la presencia de componentes altamente solubles en la superficie de las partículas de ceniza, originadas en la interacción entre la tefra y los gases volcánicos en la columna eruptiva. Un gran número de elementos muestran un pico en concentración entre 50 y 60 ml de solución percolada (Si, Al, P, Ti, V, Fe, Ni, Cu, Zn, Zr y Ba). Esta anomalía puede deberse a la disolución incongruente del vidrio volcánico por procesos de intercambio catiónico. Hacia el final del experimento la concentración de los elementos se estabiliza, sugiriendo el agotamiento de la fracción lixiviable. En el caso de Na, Si y Cl, esta situación se alcanza en volúmenes de percolación bajos (~150 ml), indicando

una rápida liberación de estos elementos. En cambio la liberación de los elementos Ti, Mn y Zn resulta ser más prolongada en el tiempo (~600 ml).

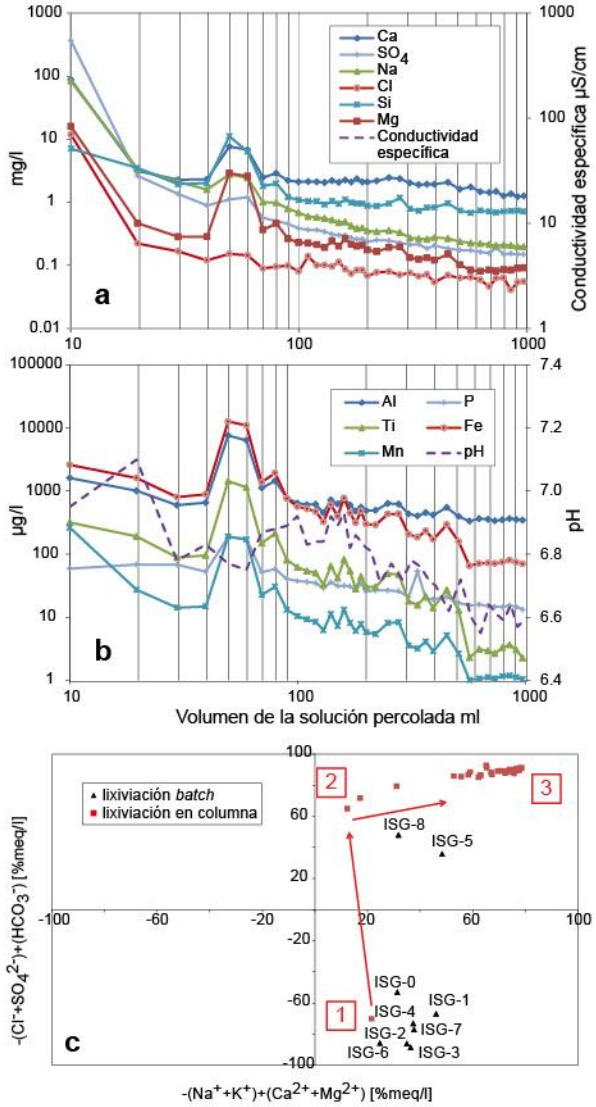


FIGURA 3. A y B) variaciones en las concentraciones de los elementos, pH y CS del lixiviado de ceniza de la muestra ISG-3. C) diagrama de Chadha de las composiciones químicas de los lixiviados obtenidos a partir de los ensayos tipo *batch* y en columna.

La representación de los resultados del ensayo en el diagrama Chadha (Figura 3) para la identificación de los procesos hidrogeoquímicos, evidencia como las muestras se concentran en tres grupos en función de la evolución de la composición del lixiviado. El primer grupo está formado por una única solución correspondiente al inicio del experimento. El segundo grupo muestra un claro decrecimiento del contenido en aniones (Cl^- y SO_4^{2-}) en la solución, mientras, el tercer grupo se caracteriza por una notable reducción de los contenidos en Na, K, Ca y Mg. Los resultados de los ensayos de tipo *batch* se representan cerca del valor inicial (grupo uno) del ensayo en columna, a excepción de dos muestras (G-5 y G-8) que muestran un comportamiento anómalo que se asocia a su exposición a la lluvia. El hecho que las masas de los elementos liberadas en el ensayo en columna sean menores que en el experimento tipo *batch* se explica por las distintas condiciones fisicoquímicas durante los experimentos. Así, para los elementos mayoritarios, Si es el que muestra unos valores más parecidos (860 x 10^3 kg en el *batch* vs. 817 x 10^3 kg en el ensayo en columna). En cambio S y Cl son los que muestran mayor diferencia (7.021 x 10^3 vs. 973 x 10^3 kg en S y 1.094 x 10^3 vs. 140 x 10^3 kg en Cl, en los ensayos *batch* y columna, respectivamente).

CONCLUSIONES

El estudio de la ceniza generada durante la erupción del 2011 del volcán islandés Grímsvötn ha permitido demostrar la complementariedad de los ensayos de lixiviación tipo *batch* y en columna, para la evaluación de las consecuencias ambientales de la emisión de ceniza en la atmosfera y su posterior depósito en superficies tanto terrestres como acuosas. Además, contribuye en la consolidación de una metodología para el estudio ambiental de las cenizas volcánicas, y al mismo tiempo proporciona nuevas herramientas para la distinción entre muestras prístinas de las que no pueden ser consideradas como tales.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al laboratorio labGEOTOP (infraestructura cofinanciada por ERDF-EU Ref. SIC08-4E-001) del ICTJA-CSIC por la asistencia en la parte analítica. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto QUECA (MINECO, CGL2011-23307).

REFERENCIAS

Fernandez-Turiel J.L., Llorens J.F., Lopez-Vera F., Gomez-Artola C., Morell I., Gimeno D. (2000): Strategy for water analysis using ICP-MS Fresenius *Journal of Analytical Chemistry,* 368: 601-606.

Horwell, C.J., Baxter, P.J., illman, S.E., Calkins, J.A., Damby, D.E., Delmelle, P., Donaldson, K., Dunster, C., Fubini, B., Kelly, F.J., Le Blond, J.S., Livi, K.J.T., Murphy, F., Nattrass, C., Sweeney, S., Tetley, T.D., Thordarson, T., Tomatis, M. (2013): Physicochemical and toxicological profiling of ash from the 2010 and 2011 eruptions of Eyjafjallajokull and Grimsvotn volcanoes, Iceland using a rapid respiratory hazard assessment protocol. *Environmental Research*, 127: 63-73.

Olsson J., Stipp S.L.S., Dalby K.N., Gislason S.R. (2013): Rapid release of metal salts and nutrients from the 2011 Grimsvotn, Iceland volcanic ash. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 123:134-149.

Sigmarsson O., Haddadi B., Carn S., Moune S., Gudnason J., Yang K., Clarisse L. (2013): The sulfur budget of the 2011 Grimsvotn eruption, Iceland. *Geophysical Research Letters*, 40: 6095-6100.

Caracterización geoquímica de los sedimentos de la red de drenaje del Rio Garona en la Val d'Aran (Catalunya, España).

Geochemical characterization of the stream sediments of the Garona River from the Val d'Aran (Catalonia, Spain).

J. L. Fernandez-Turiel[1], M. Rejas[1], A. Rodriguez-Gonzalez[2] y A. Lobo[1]

1 Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, ICTJA-CSIC, c/ Solé i Sabaris, s/n, 08028 Barcelona, jlfernandez@ictja.csic.es
2 Instituto de Estudios Ambientales y Recursos Naturales (i-UNAT), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (ULPGC), 35017 Las Palmas de Gran Canaria

Resumen: Se ha realizado un análisis geoquímico de sedimentos procedentes de la red de drenaje del río Garona en la Val d´Aran para definir las grandes unidades litogeoquímicas que los afectan y, a partir de este estudio de exploración geoquímica, poder definir los niveles de referencia de algunos elementos químicos en la cuenca superior del Río Garona. Se han estudiado un total de 33 muestras, mediante las cuáles se han establecido los niveles de referencia para un total de 48 elementos sobre la fracción granulométrica inferior a 180 µm mediante análisis por HR-ICP-MS. También se han estudiado los lixiviados de los sedimentos para el modelado de la fracción ambientalmente disponible. Los elementos traza con un nivel de referencia más bajo, situado entre 10-50 mg/kg, son Th, Pr, Ga, Y, Ni, Pb, As, Cu, Zr, Li, Cr, Nd, La y V. En cambio, Zn, Rb, Sr, Ce y Ba tienen un nivel que supera los 50 mg/kg. Se han observado enriquecimientos en algunas concentraciones de los sedimentos que son función de las tres grandes unidades litogeoquímicas regionales: los granitoides de Maladeta-Marimanya (altas concentraciones de Y, Th, Pb y sobre todo U), los metasedimentos de la mayor parte de la cuenca (enriquecidos en Pb, Sr y Sn) y de forma más restringida espacialmente, los esquistos negros (enriquecidos en Cu, U, Sr, Ni, Zn, V, Sb y Mo).

Palabras clave: Sedimentos de red de drenaje, geoquímica, nivel de referencia, Val d´Aran, Pirineos.

Abstract: *A geochemical survey of stream sediments from the Garona River was performed in order to define the main regional lithogeochemical units and, based on this geochemical exploration study, to establish the reference levels of some chemical elements in the upper Garona River basin. The analysis of the lower grainsize fraction (<180 µm) by HR-ICP-MS of 33 stream sediment samples allowed us establish reference levels for 48 elements. We have also studied the leachates of the sediments to model the environmentally available geochemical fraction. The trace elements with the lowest reference level, ranging between 10 and 50 mg/kg, are Th, Pr, Ga, Y, Ni, Pb, As, Cu, Zr, Li, Cr, Nd, La, and V. Instead, Zn, Rb, Sr, Ce and Ba show concentrations higher than 50 mg/kg. Some enrichments were observed in the streams sediments according to the three main litogeochemical units defined; the Maladeta-Marimanya granitoids (higher concentrations of Y, Th, Pb and U), the metasediments of an extensive area of the basin (enrichments in Pb, Sr and Sn), and the black shales (in Cu, U, Sr, Ni, Zn, V, Sb and Mo) which are present in local areas of the basin.*

Key words: *Stream sediment, geochemistry, reference levels, Val d´Aran, Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

El estudio geoquímico de sedimentos procedentes de las redes de drenaje de los ríos se utiliza para explorar grandes extensiones de terreno, basándose en la premisa de que la geoquímica y mineralogía de los sedimentos fluviales reflejan la geología superficial de la cuenca de drenaje situada aguas arriba de la zona de muestreo. La meteorización física y química de las rocas contribuye a formar estos sedimentos fluviales que incorporan una señal geoquímica característica denominada fondo geoquímico regional. La presencia de mineralizaciones normalmente incrementa la concentración de algunos elementos químicos en los sedimentos, alterando este fondo regional.

En este contexto, este estudio es la continuación de una experiencia piloto ubicada dentro de un proyecto de investigación de geoquímica exploratoria de los recursos minerales de los Pirineos y de las sierras Litoral y Prelitoral de Cataluña iniciado en los años ochenta en el Depto. de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica de la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona, bajo la dirección del Profesor Manel Viladevall. El objetivo de este trabajo es, tomando como referencia los trabajos originales (Fernández-Turiel, 1983; Fernández-Turiel et al., 1986), analizar una selección de muestras de sedimentos de la red de drenaje previamente estudiados para poder definir los niveles de referencia de una serie de elementos en la parte superior de la cuenca del río Garona.

CONTEXTO GEOGRAFICO Y GEOLÓGICO

La cuenca hidrográfica del Río Garona tiene una extensión de unos 550 km^2 y está situada en la zona axial de los Pirineos centrales (Vergés et al., 2002) (Figura 1). Esta cuenca se encuentra en la vertiente atlántica de los Pirineos y es la cabecera del Río Garona que desemboca en Burdeos. Dentro de esta cuenca, el Río Garona se encuentra fuertemente controlado por las estructuras pirenaicas y transcurre primero en dirección E-W cambiando posteriormente de S-N. El clima es oceánico, la temperatura media anual oscila entre 8-11°C y la precipitación media anual de las poblaciones cercanas al curso es de 880-1080 mm.

Geológicamente, la cabecera del Río Garona está formada por materiales metasedimentarios cambro-ordovícicos (materiales siliciclásticos con intercalaciones carbonáticas), silúricos (pizarras y esquistos negros), devónicos (alternancias pelítico-carbonatadas) y carboníferos (pelitas y grauwackas) (Clariana et al., 2009; Kleinsmiede, 1990; Zwart, 1964). Estos materiales han sido intruidos por batolitos graníticos tardohercínicos (Maladeta y Marimanya). Todos estos depósitos y estructuras han sido afectados por la Orogenia Alpina que es la responsable de la actual estructura pirenaica (Vergés et al., 2002).

Se han identificado mineralizaciones de sulfuros, generalmente de Zn y Pb en la cuenca del Río Garona. Las más importantes se han explotado en la zona de Liat, la Mina Victoria (Arres) y la mina Margarida (Bossòst). También se han descubierto otras mineralizaciones como sulfuros de Fe estratoligados, filones de cuarzo con calcopirita, skarns y skarnoides con scheelita y sulfuros asociados.

FIGURA 1. *Localización del área estudiada en los Pirineos centrales.*

La topografía de la cuenca está muy condicionada por la litología y esto también puede ser lo esperable en la composición geoquímica de los sedimentos fluviales estudiados. Geomorfológicamente, el relieve es de origen glaciar con formas típicas de valles en U, circos glaciales, etc. La dinámica fluvial domina en la actualidad y hace que la red de drenaje esté muy bien desarrollada.

METODOLOGIA

Se han utilizado muestras de sedimentos fluviales recogidas en 1981. El muestreo fue de tipo dicotómico en las confluencias y de tipo sistemático a lo largo de los cursos fluviales. Debido a la escala de trabajo y las características orográficas se decidió realizar tomar una muestra cada kilómetro de curso fluvial, resultando un total de 268 muestras, con una densidad de una muestra cada 2 km^2. Las muestras fueron secadas y tamizadas para separar la fracción inferior a 80 mesh o 180 µm.

El trabajo original de los años 80 estaba focalizado en la exploración de las mineralizaciones de sulfuros y por eso se diseñó una extracción parcial que movilizase los elementos relacionados (Fernández-Turiel, 1983; Fernández-Turiel et al., 1986). En ese estudio se determinaron las concentraciones de Pb, Zn, Cu, Fe, Mn, Ni, Co, Cd, Ag, Mo y V mediante espectrometría de absorción atómica en al Servicio de Análisis de la Facultad de Geología de la Universitat de Barcelona. La extracción se efectuó atacando 1 g de muestra con 5 ml de agua regia (HNO_3:HCl, 1:3 v/v) durante 24 horas. La solución resultante se diluyó en 15 ml de agua bidestilada y el residuo se separó por centrifugación.

Para determinar los niveles de referencia geoquímicos regionales, se seleccionaron 33 muestras del total de las 268 originalmente recogidas, de manera que quedaran representadas las unidades litológicas más frecuentes (5 muestras de la zona granítica, 5 muestras de los metasedimentos y 3 de las zonas que drenan los esquistos negros). Las 20 muestras restantes corresponden a zonas de mezclas de litologías pero que no están afectadas directamente por mineralizaciones para evitar valores de contaminación a la hora de definir los niveles de referencia regionales. Sobre estas muestras se realizó un análisis de roca total y un ensayo de lixiviación para determinar la fracción elemental ambientalmente disponible (Fernández-Turiel et al., 2016).

Para el análisis total de la roca, se tomaron 0.1 g de la fracción inferior a 180 mm y se realizó una digestión ácida con 2.5 mL HNO_3 : 5 mL HCl : 2.5 mL $HClO_4$, con doble evaporación con 1 ml HNO_3, y enrase a 100 ml con 1% de HNO_3 (v/v) y agua desionizada de tipo MilliQ (18.2 MΩcm^{-1}). Para determinar la pérdida en volátiles (LOI), 0.5 g de muestra se dejaron durante 9 h en la mufla a 1000 °C. Las concentraciones de los elementos mayoritarios (expresadas en % de óxidos) y la concentración de elementos traza (expresadas en mg/kg), fueron determinados mediante espectrometría de masas de plasma acoplado inductivamente de alta resolución (HR-ICP-MS), modelo *Element XR* de Thermo Scientific en el laboratorio de geoquímica labGEOTOP del ICTJA-CSIC. Se analizaron un total de 48 elementos entre alta, media y baja resolución: ^{75}As en alta resolución, ^{31}P, ^{43}Ca, ^{45}Sc, ^{47}Ti, ^{51}V, ^{60}Ni,

^{63}Cu, ^{66}Zn, ^{69}Ga, ^{93}Nb en media resolución y ^{7}Li, ^{9}Be, ^{23}Na, ^{24}Mg, ^{27}Al, ^{39}K, ^{52}Cr, ^{54}Fe, ^{55}Mn, ^{59}Co, ^{74}Ge, ^{85}Rb, ^{88}Sr, ^{89}Y, ^{98}Mo, ^{120}Sn, ^{121}Sb, ^{133}Cs, ^{137}Ba, ^{139}La, ^{140}Ce, ^{141}Pr, ^{146}Nd, ^{147}Sm, ^{151}Eu, ^{157}Gd, ^{159}Tb, ^{162}Dy, ^{165}Ho, ^{166}Er, ^{169}Tm, ^{174}Yb, ^{175}Lu, ^{178}Hf, ^{208}Pb, ^{232}Th i ^{208}U en baja resolución. Como patrón interno se utilizó 10 µg/L de ^{115}In. El límite de detección (LD) se calculó cómo tres veces la desviación estándar de la media de 10 blancos. La exactitud y precisión fueron determinadas mediante el uso de materiales de referencia del Geological Survey of Japan (andesita JA-2 y basalto JB-3).

Para determinar la fracción ambientalmente movilizable, se realizó una extracción parcial con ácido nítrico. Se introdujeron 0.1 g de muestra en 1 mL de HNO_3 (v/v) y se pusieron en un tubo de 12 mL, agitando durante 12 h a 20 rpm. A continuación se añadió agua desionizada MilliQ (18.2 MΩcm^{-1}) para facilitar la filtración de las muestras, enrasando a 100 mL. Aparte de los elementos analizados anteriormente se añadieron ^{27}Al, ^{28}Si, ^{32}S, ^{35}Cl en alta resolución y ^{11}B en media resolución a las determinaciones en los ensayos de lixiviación.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se elaboraron mapas para cada elemento químico, definiendo el nivel de referencia o fondo geoquímico regional como el intervalo de concentraciones comprendido entre g/d y g.d, siendo g la media geométrica y d la desviación geométrica (Fernández-Turiel et al., 2016). Se definieron 48 niveles de referencia, entre elementos mayoritarios y trazas, sobre las 33 muestras seleccionadas. En cada mapa elemental se representaron las concentraciones clasificadas en las siguientes clases: <g/d, valores entre g/d y g.d, g.d a g.d^2, g.d^2 a g.d^3 y >g.d^3.

Cuando comparamos las media geométricas de las tres grandes unidades litogeoquímicas regionales, se observa que hay enriquecimientos químicos asociados a las mismas: 1) Y, Th, Pb y sobre todo U en la unidad de granitoides (Maladeta-Marimanya), 2) Pb, Sr y Sn en la unidad de metasedimentos y 3) Cu, U, Sr, Ni, Zn, V, Sb y Mo en la unidad de esquistos negros.

A modo de ejemplo, si se comparan las figuras 2 y 3, se observa como los niveles de referencia obtenidos en este estudio reflejan los fondos geoquímicos regionales sin el efecto de las mineralizaciones (Figura 2) que si se aprecia en los resultados de Fernandez-Turiel (1983) (Figura 3), ya que al seleccionarse las 33 muestras se han evitado aquellas con valores extremos asociados a las mineralizaciones. De esta forma se han conseguido obtener intervalos de referencia más próximos a los fondos geoquímicos de las litologías regionales, que tienen un gran interés a la hora de valorar el nivel de las aportaciones antrópicas.

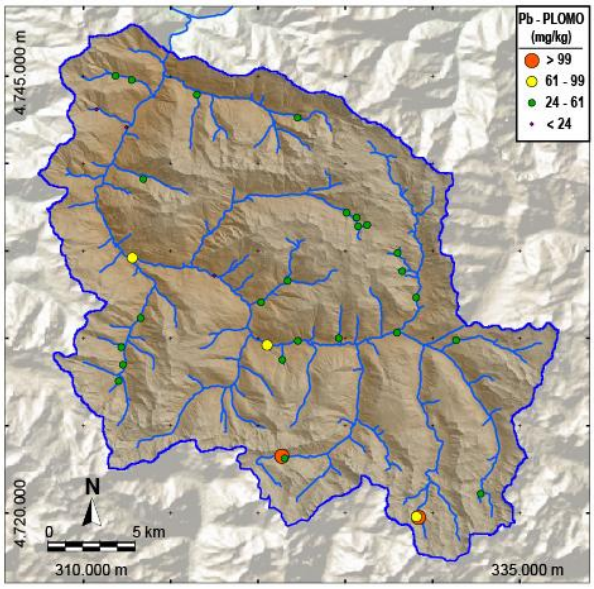


FIGURA 2. *Mapa geoquímico de la distribución de la concentración total de Pb en sedimentos de la red de drenaje de la cuenca superior del Río Garona en la Val d´Aran. Concentraciones clasificadas como: <g/d, g/d- g.d, g.d-g.d^2, >g.d^2 (g y d, media y desv. geomét.). Coordenadas UTM.*

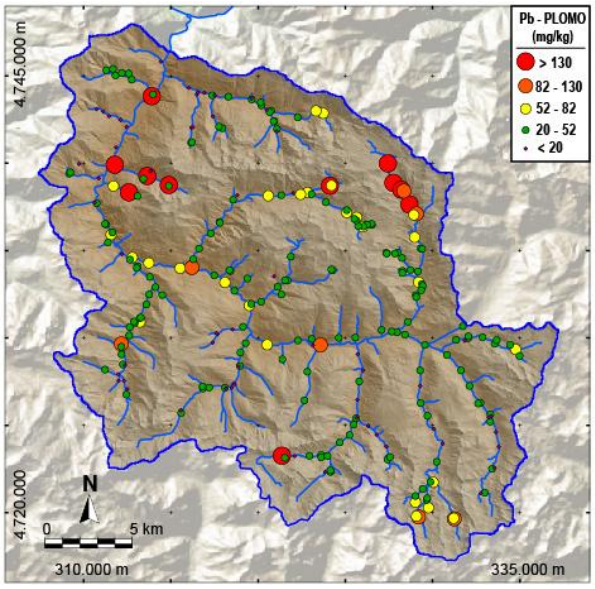


FIGURA 3. *Mapa geoquímico de la distribución de la concentración total de Pb (extracción de agua regia) en sedimentos de la red de drenaje de la cuenca superior del Río Garona en la Val d´Aran. Concentraciones obtenidas mediante el método utilizado para el estudio de exploración de mineralizaciones de sulfuros metálicos (años 80). Concentraciones clasificadas como: <g/d, valores entre g/d y g.d, g.d a g.d^2, g.d^2 a g.d^3 y >g.d^3 ((g y d, media y desviación geométrica). Coordenadas UTM.*

Respecto al estudio de la fracción más móvil de los sedimentos, en base a los lixiviados con ácido nítrico, se ha podido constatar que las fases minerales pertenecientes a las unidades silicatadas son más resistentes a la meteorización y, por tanto, las concentraciones de los elementos químicos asociados son bajas en los lixiviados. En cambio, los metales

presentes en los sulfuros, carbonatos o sulfatos son mucho más móviles en condiciones ácidas. Entre los elementos traza considerados, con movilidad baja encontramos Zr, Hf, Rb y B (porcentaje de extracción inferior al 5%). En el caso opuesto, más del 40% del contenido total de U, Cu, Co, Zn y Pb se lixivía en esta aproximación a la determinación del máximo porcentaje ambientalmente movilizable.

No se incluyen las tablas de resultados en este trabajo debido a las limitaciones de espacio. Los resultados completos de este estudio se han publicado en la monografía que sobre trabajos geoquímicos ha publicado el Institut Cartogràfic i Geològic de la Generalitat de Catalunya (Vilà et al., 2016).

CONCLUSIONES

Se han establecido los niveles de referencia geoquímicos de una cincuentena de elementos en la cuenca superior del Garona en la Val d'Aran, que son representativos a escala regional en los Pirineos centrales.

El empleo de técnicas analíticas basadas en la espectrometría de masas incrementa drásticamente las posibilidades de la exploración geoquímica de sedimentos de río, ya sea para la exploración geoquímica aplicada a prospección minera como a la valoración del impacto de las actividades antrópicas.

La distribución geográfica de las concentraciones elementales refleja la propia localización espacial de las grandes unidades litogeoquímicas regionales, los granitoides y las rocas metamórficas. Aunque con poca representatividad en el área, hay que destacar la contrastada huella geoquímica de las formaciones de esquistos negros silúricos, que generan elevadas concentraciones de algunos elementos. La otra fuente de altas concentraciones en los sedimentos fluviales son las mineralizaciones de sulfuros de Zn y Pb.

La determinación de la fracción ambientalmente disponible, en base de la extracción parcial con ácido nítrico, ha permitido determinar tasas de movilización muy elevadas, principalmente de Zn y Pb, asociadas a las mencionadas mineralizaciones de la Val d'Aran.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a M. Viladevall, precursor en la aplicación de la geoquímica exploratoria en Cataluña, su determinación para poner en marcha el proyecto piloto principio de este trabajo. El muestreo se realizó por D. Gimeno y J. L. Fernández-Turiel.

BIBLIOGRAFIA

Clariana, P., García-Sansegundo, J., Gavaldá, J. (2009): The structure in the Bagneres de Luchon and Andorra cross sections (Axial Zone of the central Pyrenees). *Trabajos de Geología*, 29: 175-181.

Delgado Martín, J., Soler i Gil, A. (2010): Ilvaite stability in skarns from the northern contact of the Maladeta batholith, Central Pyrenees (Spain). *European Journal of Mineralogy*, 22: 363-380.

Fernandez-Turiel, J.L. (1983): *Prospección estratégica de la cuenca hidrográfica del río Garona (Vall d'Aran, Lleida).* Universitat de Barcelona, Facultat de Ciències Geològiques, Barcelona, 244 p.

Fernandez-Turiel, J.L., Viladevall Sole, M., Gimeno Torrente, D., Durán Barrachina, M.E. (1986): Prospección estratégica de la cuenca hidrográfica superior del río Garona (Vall D'Aran, Lleida). *Revista d'Investigacions Geològiques*, 42-43: 125-134.

Fernandez,-Turiel. J., Rejas, M., Rodriguez-Gonzalez, A., Lobo, A. (2016): Geoquímica dels sediments de la xarxa de drenatge del riu Garona a la Val d'Aran. En: Vilà, M., Herms, I., Cirés J. (coord.) (2016): *Geoquímica ambiental a Catalunya. Recull d'articles.* Monografies tècniques de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, 5-5 (en prensa).

Kleinsmiede, W.F., (1960): Geology of the Valle de Arán, Central Pyrenées. *Leidse geologische mededelingen*, 25: 129-245.

Oliva-Urcia, B., Casas, A.M., Ramón, M.J., Leiss, B., Mariani, E., Román-Berdiel, T. (2012): On the reliability of AMS in ilmenite-type granites: an insight from the Marimanha pluton, central Pyrenees. *Geophysical Journal International*, 189: 187-203.

Vergés, J., Fernàndez, M., Martínez, A. (2002): The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer*, 8: 55-74.

Vilà, M., Herms, I., Cirés, J. (coord.) (2016): *Geoquímica ambiental a Catalunya. Recull d'articles.* Monografies tècniques de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, 5-5 (en prensa).

Zwart, H.J. (1964). The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geol. Rundsch.*, 53: 170-205.

Interacciones de procesos fisicoquímicos y bioquímicos en lagunas sódico-alcalinas del Duero y salinas de la Mancha

Physico and biochemical processes in soda lakes of Douro Basin and saline lakes of La Mancha region.

O. Cabestrero y M.E. Sanz-Montero

Dpto. de Petrología y Geoquímica, Geológicas, UCM, 28040, Madrid. ocabestr @ucm.es y mesanz @ucm.es

Resumen: Este estudio proporciona nuevos datos sobre las interacciones fisicoquímicas y bioquímicas en seis lagunas que albergan tapices microbianos. Las cuencas de estudio son evaporíticas y se distribuyen a través de dos sistemas de drenaje endorreico ubicadas en la parte central de España. El primer grupo de lagunas, en la cuenca del Duero, consiste en un complejo de lagunas altamente salobres y alcalinas, que contienen una alta concentración de cloruro con carbonato dominante sobre los sulfatos. El segundo grupo de lagos, en la Mancha toledana, son de mesosalinos a hipersalinos, con sulfatos dominantes sobre cloruros. El pH, y parámetros como el oxígeno disuelto, potencial redox y la concentración de Ca^{2+} están claramente afectados por los microorganismos. Los valores máximos de potencial redox y oxígeno disuelto se relacionan con los organismos fotosintéticos, mientras que los organismos sulfato reductores se asocian a los valores de potencial redox más bajos en aguas altamente concentradas. Los cambios inducidos en el medio por las actividades metabólicas de los microorganismos modifican la mineralogía que cabría esperar si tenemos en cuenta estudios anteriores que sólo consideran la evolución físico-química de las salmueras en las lagunas.

Palabras clave: Lagunas endorreicas, tapices microbianos, alta salinidad, alta alcalinidad, minerales autigénicos.

Abstract: *This work gives new insight into the physicochemical and biochemical interactions in six playa basins that host microbial mats. The study basins are distributed across two evaporitic endorheic drainage systems located in the Central part of Spain. One group, 150 km to the north of Madrid, consists of highly alkaline, brackish to saline lakes containing a high concentration of chloride with dominant carbonate over sulphates. A second group of lakes, 100 km to the south of Madrid, are mesosaline to hypersaline, with sulphate the dominant anion over chloride. Parameters such as pH, dissolved oxygen, redox potential and Ca^{2+} concentration are clearly affected by the microorganisms. The maximum values of dissolved oxygen and redox potential are related with photosynthetic organisms, while the sulphate-reduction organisms lead to the lowest redox potential values in highly concentrated waters. Geochemical changes induced in the environment by their metabolic activities modify the mineralogy that was expected to find according to previous studies that only considered physicochemical evolution of the brines in playa lakes.*

Key words: *Ephemeral lakes, microbial mats, saline lakes, soda lakes, authigenic minerals.*

INTRODUCCIÓN

La mayor parte de los cuerpos de agua efímeros y someros de Europa se encuentran en España. Casi todas esas lagunas están concentradas en cuatro cuencas endorreicas entre las que se encuentran la Cuenca del río Duero y La Mancha. El primer grupo de lagunas está ubicado exactamente entre la parte noroccidental de la provincia de Segovia (Coca) y el sur de la provincia de Valladolid (Olmedo), mientras que el segundo se ubica en Toledo, a 2 km de la población de Lillo (Fig. 1).

Las seis lagunas estudiadas para este trabajo son las lagunas de Las Eras (ER), El Caballo Alba (CA) y El Bodón Blanco (BB) en la cuenca del Duero (norte); y las lagunas de El Longar (LO), El Altillo Chica (AC) y El Altillo Grande (AG) en La Mancha (sur).

FIGURA 1. *Situación geográfica de ambos complejos lagunares.*

El clima de ambos complejos lagunares es similar, continental seco para el primero, que es un poco más frío y húmedo, y continental semi-árido para el

segundo; por lo que a excepción de LO, cuya cubeta alberga más cantidad de agua, el resto de lagunas se suelen secar en verano.

El agua que rellena las lagunas proviene fundamentalmente de aportes subterráneos en las lagunas del norte, mientras que las precipitaciones son el aporte fundamental en las lagunas del sur. La carga iónica en disolución en estas aguas tiene origen en el agua subterránea para el primer caso (Fernández-Escalante, 2005), y de la meteorización de los materiales solubles de la cuenca de recepción en el segundo caso (Sanz-Montero et al., 2015).

En ambos complejos lagunares se han encontrado multitud de fases minerales autigénicas en las que predominan sulfatos, carbonatos, y cloruros (Cabestrero et al., 2013) pero también abarcan elementos nativos como el azufre y filosilicatos complejos como las arcillas (Cabestrero et al., 2014).

Las duras condiciones ambientales presentes en las lagunas condicionan la existencia de vida, de modo que se restringe a muy pocos organismos en los que predominan los tapices microbianos (Sanz-Montero et al., 2013; Cabestrero et al., 2015), lo que convierte a estas lagunas en laboratorios naturales idóneos para estudiar las interacciones de los procesos biogeoquímicos con los físicoquímicos. Este trabajo se centra en el estudio de tales interacciones y su influencia en las secuencias de precipitación mineral.

METODOLOGÍA

Se han realizado campañas de campo desde diciembre de 2009. Durante este período de tiempo, ambos complejos se han estudiado de forma sistemática, realizando un control espacio-temporal con detalladas descripciones hidroquímicas y sedimentológicas.

Se han recogido muestras en superficie de agua y de sedimento (hasta los primeros 50 centímetros en profundidad).

Se han realizado mediciones *in situ* de salinidad (S), temperatura (T), oxígeno disuelto (DO), potencial redox (ORP), y pH usando la sonda multiparamétrica Hanna Instruments 9828.

Para los análisis de agua (superficial e intersticial) se ha utilizado la cromatografía iónica (IC) en aniones y cationes, excepto los carbonatos y bicarbonatos que se han determinado por valoración.

Las muestras de sedimento se han estudiado con el microscopio óptico (lámina delgada) y analizado mediante DRX (polvo), lupa binocular (muestra fresca), y microscopía electrónica de barrido y bajo vacío, en modo de electrones secundarios (se) y retrodispersados (bse) con microanálisis por energías dispersivas (EDS).

RESULTADOS

Parámetros hidroquímicos

Según la clasificación de Piper-Hill-Langelier (Fig. 2) las lagunas del Duero se clasifican como Na^{+}-Cl^{-}-(SO_4^{2-})-(HCO_3^{-}), mientras que las de La Mancha son del tipo Mg^{2+}-(Na^{+})-(Ca^{2+})-SO_4^{2-}-(Cl^{-}).

Aunque el agua de las lagunas muestra una amplia gama de composiciones y concentraciones iónicas, se observa una tendencia común entre cada grupo lagunar (Fig. 2). Algunos valores de las lagunas de los distintos complejos lagunares como ER (norte) y AC (sur) coinciden en la clasificación iónica. Esta tendencia ha sido observada (Fig. 2) cuando AC se encuentra en condiciones de invierno, en periodos posteriores a lluvias, con bajas temperaturas y pH, y condiciones oxidantes con abundante oxígeno en disolución. En ER, en cambio, los valores coincidentes se presentan en condiciones de final de invierno o primavera, con poco oxígeno disuelto, condiciones reductoras y alta salinidad (agua más concentrada). La segunda tendencia hidroquímica común que se ha observado en ambos complejos lagunares es la variación del ión Ca^{2+} en disolución, siendo aleatorio y mostrando patrones contrapuestos con el resto de iones en la mayoría de los casos. Esta irregularidad es especialmente notable en las lagunas del norte, cuya proporción de Ca^{2+} es muy baja (de 10 a más de 100 veces menor que el agua del mar), mientras que en las lagunas del sur parece haber una relación inversa entre la concentración de dicho catión y el aumento de la salinidad.

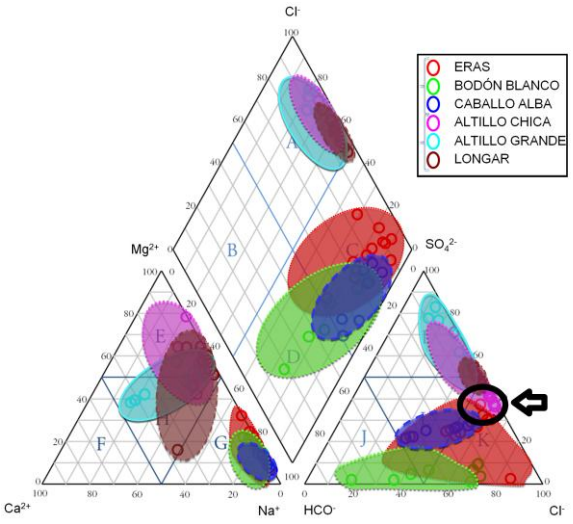


FIGURA 2. *Clasificación de Piper-Hill-Langelier correspondiente a todos los datos de agua analizados en el periodo 2009-2015. La flecha en negro indica la zona rodeada donde hay una tendencia común entre ambos complejos lagunares.*

Además, de las diferencias en los iones que se muestran en la Fig. 2, la salinidad y el pH que aparecen en ambos los complejos lagunares son también distintos. En el norte, la salinidad tiende a ser más baja que en el sur, mientras que el pH suele ser más elevado (siempre y cuando se comparen épocas similares). Coincidiendo con periodos estivales se han registrado valores máximos de salinidad de más de 15 g/L en las lagunas del norte y superiores a 70 g/L en las lagunas del sur. De forma análoga, en las lagunas del norte en la misma época, se han registrado valores de pH

superiores a 11. Sin embargo, aunque en lagunas del sur se registraron ocasionalmente valores de pH de 10, este parámetro permanece estable entre 8 y 9, y su comportamiento no responde a patrones estacionales.

Tapices algares y microbianos

Las lagunas del norte se encuentran colonizadas por microorganismos fotosintéticos como cianobacterias (*oscillatoria limnética*, entre otras) y diatomeas que forman tapices en el lecho de la laguna. Estos tapices microbianos se desprenden del fondo y habitualmente flotan durante la primavera. Se desarrollan entre finales de invierno y principios de verano, cuando las lagunas se secan. Algunas algas verdes como las *Spirogyras* (Fig. 3) se encuentran flotando en la superficie de las lagunas prácticamente en cualquier época del año, aunque son más destacadas en invierno por la escasez de otros organismos. A principios de primavera el suelo de las lagunas se ve colonizado por algas carófitas como *chara canescens* que pueden llegar a tapizarlo completamente o parcialmente formando mosaicos. Crecen desde el lecho rompiendo los tapices microbianos y promueven que éstos se despeguen del fondo y floten en la superficie de agua. En el verano, los tapices de organismos fotosintéticos y las carófitas se incrustan de sales y se descomponen por la acción de bacterias heterótrofas.

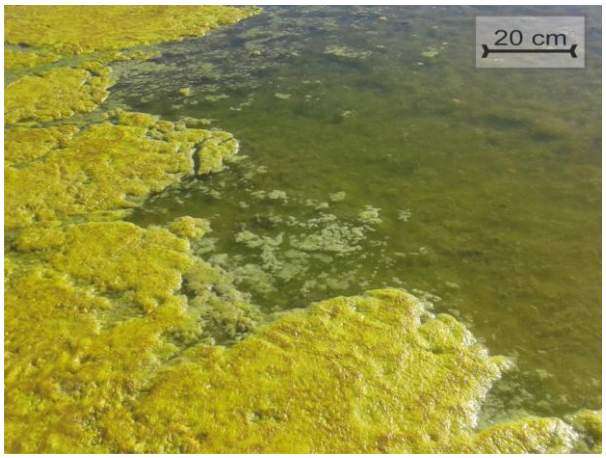


FIGURA 3. *Algas verdes (Spirogyra) flotando en la superficie de la laguna de El Bodón Blanco.*

Las lagunas del sur aparecen colonizadas durante el invierno y la primavera por un finísimo tapiz verde de microorganismos fotosintéticos (fundamentalmente diatomeas y en menor medida cianobacterias). Cuando estos tapetes tienen cierta entidad tienen capas de diversos colores, presentando también bacterias púrpuras por debajo de la capa verde (Fig. 4). En este grupo de lagunas también aparecen algas como *Lamprothamnium papulosum var. Toletanum,* según Cirujano et al. (2007). En el final de la primavera, coincidiendo con la desecación de las lagunas, los organismos anteriores mueren. Esta acumulación de tapices, junto con el aporte externo de materia orgánica (plantas arrastradas por el viento, ramas, excrementos y plumas, restos de organismos muertos, etc.) y el agua de las escasas precipitaciones permite el desarrollo de capas negras con organismos sulfato-reductores que generan una importante producción de gases bajo la capa de sales que precipita en superficie.

FIGURA 4. *Tapices microbianos que presentan laminación de distintos colores flotando en la Laguna de El Longar.*

Parámetros bioquímicos

Tanto el potencial redox como el oxígeno disuelto son parámetros que determinan las reacciones que se producen en el agua y en la interfase agua-sedimento. En cuanto al oxígeno disuelto la concentración más alta se ha observado en las épocas en las que los tapices microbianos, formados por organismos fotosintéticos como las cianobacterias y diatomeas, se encuentran más desarrollados. Así, se han registrado valores máximos de hasta 20 g/L a 31 ºC en días soleados de mayo durante las horas centrales del día en cuatro de las lagunas (LO, ER, BB, CA). La producción de oxígeno es tan alta en estos momentos que los tapices microbianos, inicialmente desarrollados en el fondo, suben a la superficie arrastrados por las burbujas de oxígeno y flotan acumulándose en las orillas. En cambio, en los tapices microbianos presentes en las lagunas AG y AC, los organismos sulfato-reductores son más abundantes que los fotosintéticos. Cuando los últimos están más desarrollados se registran los valores máximos de oxígeno disuelto, coincidiendo con los primeros episodios de lluvias intensas de noviembre y diciembre (años en los que diciembre no es demasiado frío). Durante el invierno, estos tapices microbianos son arrancados y arrastrados a las orillas donde se deshidratan, y finalmente son descompuestos.

El potencial redox sigue una tendencia parecida, siendo fundamentalmente oxidante a principios de invierno en las lagunas del sur, mientras que pasa prácticamente a ser reductor cuando las lagunas empiezan a secarse. En las lagunas del norte, este parámetro no muestra tendencias, lo que refleja unas condiciones geoquímicas muy cambiantes.

Mineralogía

En las lagunas del norte, la asociación mineral dominante se caracteriza por aparecer thenardita, nesquehonita e hidromagnesita según el orden de aparición en las lagunas desde el invierno hasta el final del verano.

También por orden cronológico, en las lagunas del sur, la asociación mineral fundamental es el yeso, calcita como carbonato fundamental, y un conjunto de sulfatos magnésicos y/o magnésico-sódicos en las que las relaciones texturales indican una estrecha relación con las estructuras y actividades microbianas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las lagunas estudiadas se separan en dos grupos con parámetros hidroquímicos distintivos, que finalmente condicionan las características de los organismos presentes en sus aguas (Cabestrero et al., 2015). Se ha determinado que los organismos presentes en las lagunas dan lugar a procesos metabólicos (fotosíntesis, descomposición, etc.) que afectan de forma significativa a la química del agua. Así, a microescala originan ligeras variaciones del pH. A mayor escala, producen cambios en el oxígeno disuelto, el potencial redox y en la concentración iónica, especialmente en la concentración de Ca^{2+}, debido a la precipitación bioinducida de carbonatos. Los valores máximos de oxígeno disuelto y potencial redox en el agua están condicionados por el mayor desarrollo de los organismos fotosintéticos. Mientras que los valores mínimos de potencial redox coinciden con la máxima actividad de los organismos sulfato-reductores que se da en paralelo a la máxima concentración de las salmueras y, por tanto, con la precipitación de las sales más solubles.

La variabilidad de los procesos bioquímicos determina también la mineralogía resultante. No solo influyen en la precipitación de diversos tipos de carbonatos (calcita, hidromagnesita, etc.) y sulfatos, sino que condicionan también el momento de su precipitación. Así, las paragénesis minerales reconocidas en los dos complejos lagunares no se forman siguiendo la evolución evaporítica de salmueras propuesta por Hardie (1984).

Por tanto, los mecanismos de formación mineral en cuerpos de agua someros continentales deben de tener en cuenta el papel jugado por los microorganismos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad con los proyectos CGL2011-26781, CGL2015-66455-R y la beca BES-2012-054282 para O.C.

REFERENCIAS

Cabestrero Ó., Arregui L., Sanz-Montero M.E., Serrano S. (2015): Biodiversity of protists and prokaryotes of two playa-lakes from Central Spain. *Libro de actas: VII Congreso Europeo de Protistología, Sevilla, España.*

Cabestrero Ó., Arroyo-Rey X., García-Del-Cura M.A., Sanz Montero M.E. (2014): Formación de arcillas en lagunas sulfatadas efímeras (Lillo, Toledo). *Macla.* 19: En proceso de impresión.

Cabestrero Ó., García del Cura M.A., Sanz-Montero, M.E. (2013): Precipitación de sales en una laguna sulfatada magnésico-sódica (Lillo, Toledo): controles ambientales. Macla. 17: 27-2.

Cirujano S., García P., Meco A., Fernández R. (2007): Los carófitos ibéricos. *Anales Jardín Botánico de Madrid.* 64: 87-102.

Comin F.A., Alonso M. (1988): Spanish salt lakes. Their chemistry and biota. *Hydrobiologia.* 158: 237-245.

Fernández-Escalante E. (2005): Recarga artificial de acuíferos en cuencas fluviales: aspectos cualitatitvos y medioambientales. Criterios técnicos derivados de la experiencia en la Cubeta de Santiuste, Segovia. Tesis 28.167. UCM, Spain.

Hardie L.A. (1984): Evaporites: Marine or Non-Marine. *American Journal of Science.* 284-3: 193-24.

Sanz-Montero M.E., Calvo J.P., García del Cura M.A., Ornosa C., Outerelo R., Rodríguez-Aranda J.P. (2013): The rise of the diptera-microbial mat interactions during the Cenozoic: Consequences for the sedimentary record of saline lakes. *Terra Nova*. 25: 465–471.

Sanz-Montero M.E., Cabestrero Ó., Rodríguez-Aranda J.P. (2015): Sedimentary effects of flood-producing windstorms in playa lakes and their role in the movement of large rocks. *Earth Surface Processes and Landforms.* 40-7: 864-875.

Determinación de valores geoquímicos de fondo para la evaluación del enriquecimiento por metales y metaloides en los sedimentos estuarinos del Río Nalón (Norte de España)

Geochemical background values determination for assessment of heavy metal(oids) enrichment in sediments of the Nalón River estuary (Northern Spain)

E. Garcia-Ordiales[1], G. Flor-Blanco[2], P. Cienfuegos[1], M. Rumayor[3], S. Covelli[4], N. Roqueñí[1], M. Díaz[3], J. Loredo[1] y G. Flor[2]

1 Dpto. Explotación y Prospección de Minas, EIMEM Oviedo, Universidad de Oviedo 33004 Oviedo. garciaefren@uniovi.es ; ciefuegospablo@uniovi.es ; nievesr@uniovi.es ; jloredo@uniovi.es
2 Dpto. Geología, Facultad de Geología, Grupo de investigación de Geomorfología y Cuaternario (GeoQUO), Universidad de Oviedo. 33005 Oviedo. gfb@geol.uniovi.es ; gflor@geol.uniovi.es
3 Instituto Nacional del Carbón-CSIC, 33011 Oviedo. mercedes@incar.csic.es
4 Dpto. Matemáticas y Geociencias, Universidad de Trieste (Italia) 34128 Trieste (Italia). covelli@units.it

Resumen: Este estudio establece los niveles regionales de fondo y los umbrales superiores (línea de base geoquímica) para As, Cr, Hg, Pb, Sb y Zn de muestras de sedimentos tomadas en el estuario del río Nalón, N-España. Para su determinación se aplican técnicas estadísticas para la eliminación de los outliers estadísticos y de aquellos valores no atribuibles al medio natural. Los resultados muestran un importante enriquecimiento en las concentraciones de los elementos analizados, en los sedimentos más recientes. Este enriquecimiento se atribuye a las actividades antropogénicas históricas desarrolladas en la cuenca, en los casos del Hg, As y Sb, principalmente a aportes mineros.

Palabras clave: metales pesados, estuario del Nalón, fondo natural geoquímico.

Abstract: *This study aims at establishing the regional background levels and upper thresholds (geochemical baseline) for some potentially toxic elements (As, Cr, Hg, Pb, Sb and Zn) in coastal sediments from two boreholes of the Nalón estuary, N-Spain. By applying a statistical approach, the outliers were identified and removed from the original dataset along with elemental concentration values not representative of the natural sedimentary environment. Results showed significant enrichments in element concentrations at the most recent sedimentary layers. This enrichment has been attributed to historical anthropogenic activities developed within the drainage the basin, and, for Hg, As and Sb, it is mainly due to mining contributions*

Key words: *Heavy metals, Nalón estuary, geochemical background.*

INTRODUCCIÓN

La relación entre los procesos naturales y los cambios provocados por la acción humana sobre la dispersión geoquímica de los metales es un problema con muchas implicaciones en los distintos campos del saber. Dentro de los ciclos de los metales y metaloides en el medio ambiente, es un hecho constatado que los sedimentos transportados por los medios hídricos, juegan un papel clave en la movilización y capacidad de absorción de metales y metaloides traza relacionados con los diferentes materiales geológicos de la cuenca de drenaje de origen. Dentro de estos sistemas fluviales, los estuarios representan un entorno críticamente vulnerable al encontrarse en el límite entre los ajustes continentales y marinos: es decir, entre los ambientes de agua dulce y agua salada. Esto los convierte en áreas particularmente vulnerables a una gran diversidad de actividades antropogénicas. Por otra parte, los estuarios son ambientes de transición en los que se pueden acumular, temporal o permanentemente, muchos contaminantes transportados por varias vías. Tales contaminantes, y en particular los metales, no se encuentran necesariamente vinculados a los sedimentos, pero una vez asimilados por los mismos, pueden movilizarse por agentes químicos o biológicos dentro de los sedimentos o puede volver en la columna de agua siguiendo su flujo hacia el mar. Debido a su potencial reciclaje en los ambientes estuarinos por sus condiciones físico-químicas especiales, junto a su reconocida toxicidad para los organismos, la determinación de sus niveles naturales es esencial para la evaluación precisa del grado en el que un metal en particular ha sido enriquecido en un entorno dado. Estas evaluaciones proporcionan una base objetiva para la toma de decisiones y para el uso adecuado de los recursos naturales. Estos valores se pueden usar como base para distinguir las concentraciones naturales de metales y metaloides traza (geogénicos y/o biogénicos) y la influencia antropogénica sobre sus concentraciones en los suelos y sedimentos. La línea de base geoquímica de los mismos refleja la concentración natural de un elemento de un material particular (por ejemplo, suelo, sedimento y roca). Al mismo tiempo

que puede ser descrito como el umbral utilizado para distinguir entre fondos geoquímicos y anomalías.

Debido a ello, el presente estudio tiene por objeto establecer los niveles regionales de fondo y los umbrales superiores (líneas de base) geoquímicas de los metales en el ambiente estuarino del Río Nalón, noroeste de España. Con este fin, se han investigado las distribuciones de As, Cr, Hg, Pb, Sb y Zn en los núcleos de los testigos de sedimentos procedentes de dos sondeos localizados en el canal de desembocadura de este estuario.

ÁREA DE ESTUDIO

El Río Nalón constituye el más importante hidrosistema de la zona norte española, cubriendo un área aproximada de 3.700 km^2, con un estuario de desembocadura de 6 Km de longitud, caracterizado por una forma meandriforme que discurre de forma perpendicular a la franja costera en dirección sur-norte.

Desde un punto de vista geológico, la cuenca hidrográfica comprende la mayor parte de la Cuenca Carbonífera Central, el extremo meridional de la Región de Mantos, gran parte del Antiforme del Narcea y una pequeña porción de la Cobertera Mesozoico-Terciaria.

Los ríos que integran el hidrosistema discurren a través de una gran diversidad de materiales geológicos destacando entre los mismos las pizarras, areniscas, cuarcitas, calizas, dolomías y margas. En la parte media-alta de la cuenca hidrográfica, se ha venido desarrollando, desde finales del siglo XIX una importante actividad minero-industrial, que en su mayor parte, se encuentra, en la actualidad, abandonada o en fase de clausura. Dentro de la actividad extractiva desarrollada en la zona destaca por su importancia la minería de carbón, mercurio y oro, así como otras de menor entidad como hierro, plomo, zinc y cobre. Esta intensa actividad minera ha producido importantes inputs de materiales a los cauces, los cuales han provocado un aumento de las concentraciones de metales/metaloides que son transportados por los ríos y llegan a depositarse en el ambiente estuarino al constituir una trampa natural para la acumulación de los sedimentos. Junto con estos aportes, las poblaciones asentadas en sus márgenes y la actividad portuaria histórica que se ha venido desarrollando en este estuario han podido jugar un papel muy importante en el enriquecimiento antrópico de los niveles naturales de metales y metaloides.

MATERIALES Y MÉTODOS

Un total de 31 muestras de sedimento (17 en el sondeo S-3 y 14 en el sondeo S-2) fueron recogidas de diferentes profundidades de dos sondeos de 24 m y 27 m de longitud respectivamente, realizados en la bocana sur del estuario, justo en el inicio del confinamiento por diques del paso de desembocadura. Las muestras fueron secadas al aire y tamizadas a <2mm para la eliminación de la fracción gruesa. El material restante fue molido a < 125µm mediante molino de bolas de ágata para minimizar contaminaciones cruzadas entre muestras y fragmentos de los materiales del equipo. Una alícuota del material molido fue enviada al laboratorio ACME Labs (Vancouver, Canadá) para su análisis mediante digestión total por mezcla multiácida ($HCl+HNO_3+HF$) y análisis por ICP-OES e ICP-MS. El control de calidad de los resultados analíticos fue realizado mediante el análisis de muestras certificadas propias del laboratorio así como otras muestras de materiales certificados propios enviadas junto con las muestras a analizar.

Con el fin de estudiar los niveles de fondo geoquímico regional y los umbrales superiores de los metales (líneas de base), los resultados obtenidos se han tratado estadísticamente. Los valores geoquímicos dentro del rango [media ± 2σ] se define como el " fondo geoquímico ", reconociendo rango de valores y no un solo valor (Reimann et al, 2005), aunque por lo general se define como el valor central (media, mediana o 95% de confianza de la media) o el valor límite superior de la gama o umbral. Las muestras que están más allá del intervalo de confianza (95%) serán considerados como antropogénicamente influenciadas.

La primera etapa para la determinación del fondo geoquímico consistio en una revisión estadística mediante gráficos Box-Whisker de las concentraciones de cada elemento, para determinar y eliminar potenciales outliers existentes. En la Tabla I se muestra un resumen de los outliers determinados para cada elemento en esta etapa.

Elemento	Datos iniciales	Outliers	Datos finales
As	31	0	31
Cr	31	3	28
Hg	31	0	31
Pb	31	0	31
Sb	31	1	30
Zn	31	0	31

TABLA I. *Resumen outliers detectados para cada elemento analizado.*

Una vez eliminados los outliers, se procedio a la representación de las funciones de distribución acumulativas (FDC) con el fin de observar las tendencias de los datos.

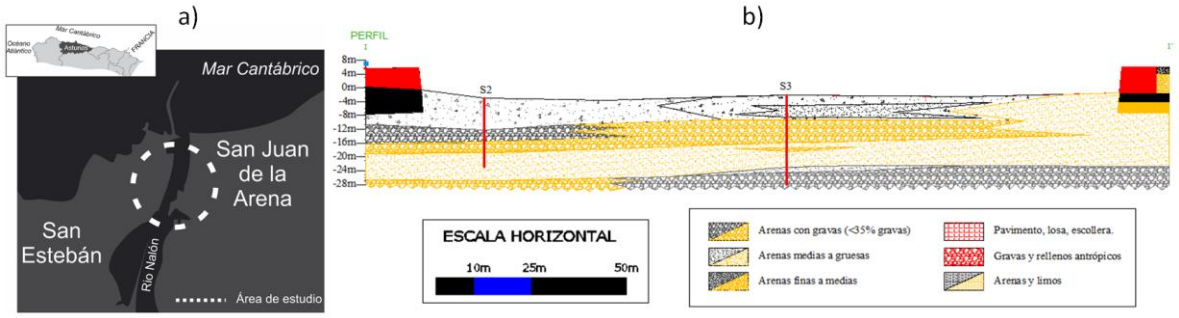


FIGURA 1. Área de estudio (a) y p*erfil geológico-estratigráfico del canal del estuario del río Nalón (b).*

RESULTADOS

Tal y como refleja la Fig. 2, los elementos analizados muestran una tendencia de crecimiento de sus concentraciones en la parte superficial de ambos sondeos, para posteriormente decrecer con la profundidad alcanzando valores que se pueden considerar el fondo geoquímico del estuario. Este hecho se encuentra relacionado con los diferentes paquetes de material mostrados en el corte geológico en la Fig.1. En los primeros 9 m de cada testigo, los sedimentos presentaron una coloración oscura, predominantemente negra debido a la presencia de carbón, pizarras y restos de centrales térmicas (Flor et al., 1998). La presencia de estos materiales se encuentra relacionada con la intensa actividad minero-industrial relacionada con el carbón desarrollada en la zona central de la cuenca hidrográfica, la cual durante más de 200 años ha vertido de manera continua a los diferentes cauces materiales terrígenos, los cuales han sido transportado hasta el estuario.

De acuerdo a Jiang et al. (2013) en las FDC representadas en la Figura 3, el límite superior para el As es de 9 $\mu g.g^{-1}$, de 14,3 $\mu g.g^{-1}$ para el Cr, de 0,012 $\mu g.g^{-1}$ para el Hg, de 6,5 $\mu g.g^{-1}$ para el Pb, de 0,8 $\mu g.g^{-1}$ para el Sb y de 53,5 $\mu g.g^{-1}$ para el Zn, con unas concentraciones medias para los valores considerados como fondo de 6,6 $\mu g.g^{-1}$, 10,9 $\mu g.g^{-1}$, 0,01 $\mu g.g^{-1}$, 4,5 $\mu g.g^{-1}$, 0,6 $\mu g.g^{-1}$ y 40,9 $\mu g.g^{-1}$ respectivamente. En la Tabla II los rangos geoquímicos considerados como fondo natural para los sedimentos del estuario de Río Nalón.

Elemento	Fondo geoquímico (media ± 2σ)
As	2,31-10,88
Cr	4,61-17,17
Hg	0,005-0,015
Pb	1,84-7,15
Sb	0,22-0,95
Zn	19,36-62,46

TABLA II. *Valores de fondo geoquímico para los sedimentos del estuario del Río Nalón.*

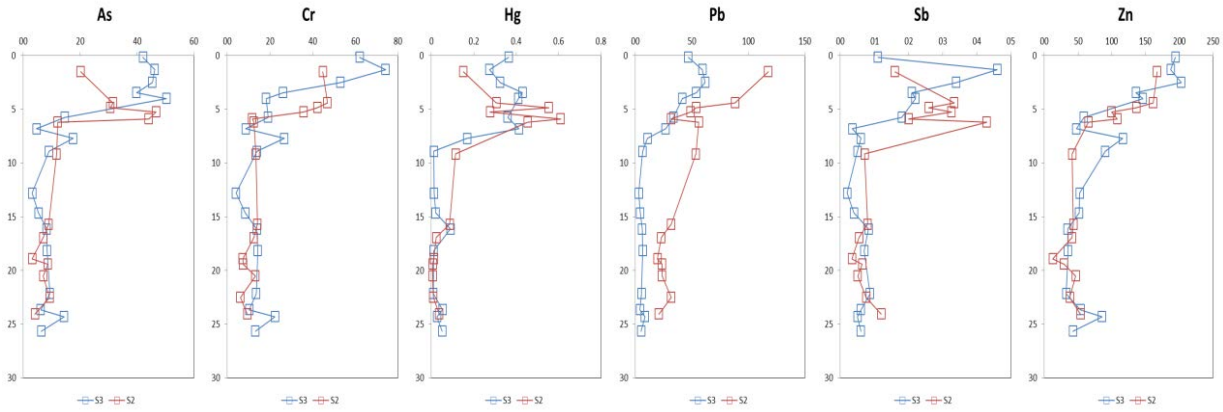


FIGURA 2. *Perfiles geoquímicos de los elementos en los sondeos S2 y S-3 (Datos en $\mu g.g^{-1}$).*

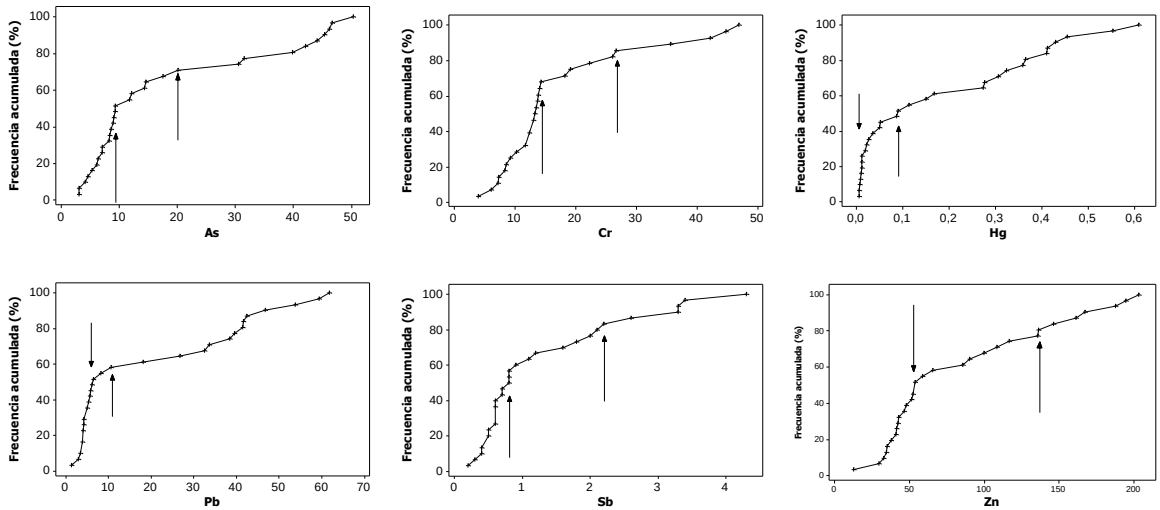


FIGURA 3. *Curvas de frecuencias acumuladas empíricas de los datos de concentraciones de los elementos As, Cr, Hg, Pb, Sb y Zn en los núcleos de los testigos de sedimentos del estuario del Río Nalón. Las dos flechas apuntan a dos puntos de inflexión que separan el " fondo " y los valores. influenciados por las actividades antropogénicas.*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Teniendo en cuenta los valores de fondo geoquímico calculados para el estuario, se puede observar claramente la anomalía existente en las concentraciones de los sedimentos correspondientes a los primeros nueve metros de cada sondeo. Este hecho pone de manifiesto la importante contribución que ha supuesto las actividades antropogénicas a la movilización y dispersión de metales pesados y metaloides dentro de la cuenca hidrográfica del río Nalón.

De entre los elementos analizados, el mercurio es el que mayores concentraciones anómalas presenta, mostrando un máximo de enriquecimiento respecto al límite superior del fondo geoquímico de 40 veces su concentración, seguido por el plomo (9 veces), antimonio (5 veces), arsénico (5 veces), cromo (4 veces) y zinc (3 veces). En los casos del Cr, Pb y Zn, estos elementos muestran una tendencia de enriquecimiento decreciente desde la parte más superficial de los sondeos hacia la parte más profunda. Esta tendencia continua puede ser relacionada posiblemente con un aporte continuo debido a la actividad portuaria ya que estos elementos están asociados a la industria naval, existiendo en esta localización una zona de desmantelamiento de barcos que potencialmente puede ser la fuente de los mismos.

En los casos del As, Hg y Sb, sus tendencias no muestran un decrecimiento continuo en la parte antropizada de los sedimentos, sino que muestran picos de eventos. Al observar estos eventos para los tres elementos, se puede apreciar una relación entre los mismos, localizándose todos ellos a profundidades similares, y una tendencia de decrecimiento de las concentraciones en las capas más recientes. En este caso el origen más plausible para los mismos es su relación con las mineralizaciones de Hg explotadas en la cuenca hidrográfica donde minerales como el cinabrio, rejalgar, oropimente o estibina son comunes, y que en la década de los 70 del siglo XX, cesaron su actividad lo que puede ser relacionado con el decrecimiento registrado en los sedimentos más actuales.

Los resultados geoquímicos presentados, pretenden contribuir como base para futuros estudios de monitorización ambiental en el sistema de estuario del Río Nalón, sirviendo como apoyo para la puesta en práctica de políticas públicas dirigidas a garantizar la sostenibilidad de las actividades desarrolladas en esta área.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO-13-CGL2013-44980-R) la financiación aportada para este estudio y al Servicio de Puertos del Principado de Asturias INSUMA por la cesión de datos.

REFERENCIAS

Flor, G., Ceñal, R. C., González, M. S., Ortega, M. I. (1998): Aspectos morfológicos, dinámicos y sedimentológicos del estuario del Nalón (Asturias, noroeste de España). *Trabajos de Geología*, 20(20): 3-39.

Reimann, C., Filzmoser, P., Garrett, R.G., (2005): Background and threshold: critical comparison of methods of determination. *Sci. Total Environ*. 346: 1–16.

Jiang, J., Wang, J., Liu, S., Lin, C., He, M., Liu, X. (2013): Background, baseline, normalization, and contamination of heavy metals in the Liao River Watershed sediments of China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 73: 87-94.

Caracterización y evolución de los fluidos diagenéticos que afectaron a los carbonatos del Aptiense superior del noroeste de la cuenca Vasco-Cantábrica (Fm. Reocín)

Characterization and evolution of diagenetic fluids of the Late Aptian platform carbonates of the northwestern Basque-Cantabrian basin (Reocín Fm)

I. López-Cilla[1], I. Rosales[2], M. Gasparrini[3] y J. Martín-Chivelet[4]

1 Dpto. Infraestructura Geocientífica y Servicios, Instituto Geológico y Minero de España, 28760 Tres Cantos, Madrid. i.lopez@igme.es
2 Dpto. Investigación en Recursos Geológicos, Instituto Geológico y Minero de España, 28760 Tres Cantos, Madrid. i.rosales@igme.es
3 Georessources Departement, IFP Energies Nouvelles, 92852, Rueil-Malmaison, Francia. marta.gasparrini@ifpen.fr
4 Dpto. Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Univ. Complutense, 28040 Madrid. martinch@ucm.es

Resumen: El estudio combinado de microtermometría de inclusiones fluidas, geoquímica isotópica y petrología de las múltiples fases de dolomitización y cementación de calcita y dolomita que afectan a la Formación Reocín (Aptiense superior, noroeste de la cuenca Vasco-Cantábrica), ha permitido reconstruir la evolución de los fluidos durante la diagénesis de enterramiento y posterior exhumación orogénica de la cuenca. Durante la diagénesis temprana tuvo lugar la primera fase de dolomita (D1) y de cementos de calcita (C1, C2), a partir de fluidos meteóricos evolucionados o mezcla de fluidos. El segundo evento importante de flujo de fluidos durante el enterramiento dio lugar a la formación de dolomía de reemplazamiento (D2) y de recristalización (D3) y a cementos *saddle* de dolomita (D4, D5), que muestran un amplio rango de salinidades y temperaturas de nucleación relativamente bajas, lo que sugiere la interacción de fluidos que varían entre aguas marinas evolucionadas hasta salmueras altamente evaporadas. Este evento estuvo relacionado con la precipitación de sulfuros (mineralizaciones de Zn-Pb). El tercer evento de fluidos causó la precipitación de calcita (C3) que muestra muy bajas salinidades y las temperaturas de entrampamiento más altas, lo que sugiere precipitación a partir de la circulación de un fluido meteórico calentado en profundidad. La última fase diagenética está relacionada con un fluido frío, no-salino y oxidante, que causó la precipitación de calcita (C4), recristalización de la dolomita a calcita (dedolomita) y oxi-hidróxidos de Fe.

Palabras clave: Dolomitización, flujo de fluidos, isótopos estables, isotopos de Sr, inclusiones fluidas.

Abstract: *Combined microthermometry of fluid inclusions, isotope geochemistry (□^{18}O, □^{13}C, ^{87}Sr/^{86}Sr) and petrography of multiple phases of replacive dolomite and calcite and dolomite cements from the Upper Aptian Reocín Formation (northwestern Basque-Cantabrian basin) has allowed to reconstruct the fluid evolution during burial diagenesis and subsequent orogenic uplift of the basin. The oldest replacive dolomite (D1) and calcite cements (C1, C2) occurred during early stages of diagenesis under evolved meteoric or mixed fluids. The second important fluid event occurred during intermediate-late burial. It was accompanied by pervasive dolomitization (D2), dolomite recrystallization (D3) and saddle dolomite cements (D4, D5), which exhibit a wide range of salinities and relatively low trapping temperatures, suggesting the interaction of fluids ranging from evolved sea-water to evaporated brines. This event was accompanied by sulfide precipitation (Zn-Pb deposits). The third fluid event was accompanied by precipitation of calcite (C3) that displays very low salinities and the highest trapping temperatures, suggesting precipitation from a hot, deep-circulating meteoric fluid. Finally, the last diagenetic stage was caused by a cool, non-saline and oxidizing fluid. This fluid precipitated calcite (C4), recrystallized dolomite to calcite (dedolomite) and formed Fe-oxyhydroxides.*

Key words: *Dolomitization, fluid flow, stable isotopes, Sr isotopes, fluid inclusions.*

INTRODUCCIÓN

Este estudio se centra en la evolución diagenética de las calizas del Aptiense superior (Fm. Reocín) del sector noroccidental de la cuenca Vasco-Cantábrica. Esta unidad se caracteriza por presentar grandes masas estratoligadas de dolomías hidrotermales porosas, que se extienden decenas de kilómetros y que presentan gran interés económico, pues constituyen la mejor roca almacén regional y alojan importantes mineralizaciones de Zn-Pb (ej. Velasco et al., 2003).

Aunque los cuerpos estratoligados de dolomías hidrotermales están siendo intensamente investigados en los últimos años como reservorios subterráneos (ej. hidrocarburos), existe aún un debate abierto sobre su génesis, controles y distribución, debido en parte, al escaso estudio de análogos de afloramiento.

En este trabajo se combinan los resultados de estudios diagenéticos previos, petrográficos y geoquímicos, de la Fm. Reocín (López-Cilla et al., 2009, 2012, 2013) junto con nuevos resultados de estudios de microtermometría de inclusiones fluidas con el fin de caracterizar la naturaleza y origen de los fluidos diagenéticos involucrados, así como conocer su evolución termodinámica durante el enterramiento y posterior exhumación durante la inversión de la cuenca.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Paleogeográficamente, la zona de estudio constituye el margen noroccidental de la cuenca Vasco-Cantábrica, cuya génesis se encuentra ligada a la apertura cretácica del Golfo de Vizcaya y del Atlántico Norte. En esta zona, los materiales cretácicos aparecen relativamente adelgazados con respecto a otras áreas de la cuenca Vasco-Cantábrica. La Formación Reocín (Aptiense superior; 70–366 m) del noroeste de Cantabria, esta constituida por una sucesión de calizas de plataforma somera afectadas por dolomitización hidrotermal que se extienden por decenas de kilómetros, concentrándose preferencialmente en su parte central, aunque ocasionalmente puede afectar a toda la unidad.

METODOLOGÍA

Se prepararon 11 láminas delgadas doblemente pulidas (100-200 µm) para el estudio de inclusiones fluidas. Estos estudios se realizaron en los laboratorios del IFP-Energies Nouvelles (Francia) empleando una estación de calentamiento-enfriamiento Linkam MDS 600 acoplada a un microscopio petrográfico NIKON ECLIPSE LV100. La estación fue calibrada a -56,6 (CO_2), -20,9 (NaCl-H_2O), 0,1 (H_2O) y 374,0ºC (H_2O) empleando inclusiones fluidas sintéticas estandarizadas y a 135ºC mediante el estándar químico HOCK 11/87. El error es de ±1,5ºC para las temperaturas positivas (Th) y de ±0,2ºC para las medidas negativas (Tmf).

Se realizaron medidas de temperatura de homogeneización (Th) en más de 400 inclusiones primarias bifásicas de entre 10 y 20 µm mediante la técnica de "*cycling*", descrita por Goldstein y Reynolds (1994). Las medidas de temperaturas de fusión final (Tmf) para la determinación de salinidades se realizaron solo cuando fue posible, ya que el pequeño tamaño que presentan por lo general las inclusiones fluidas dificulta su observación. Además, la metaestabilidad en la nucleación de la burbuja de gas tras la homogeneización en algunas fases diagenéticas y la no presencia de burbuja gaseosa en otras, hizo necesario inducir la creación de burbujas mediante procedimientos térmicos. Las salinidades de los fluidos fue calculada de acuerdo con el sistema H_2O-NaCl (Bodnar, 1993).

RESULTADOS

Petrografía y geoquímica isotópica

La secuencia paragenética está constituida por múltiples fases de dolomitización y precipitación de cementos de calcita y dolomita y otros productos diagenéticos (Fig. 1) (López-Cilla et al., 2009, 2012, 2013). Esta secuencia de eventos diagenéticos se ha agrupado en 3 etapas principales: pre-dolomitización, dolomitización y post-dolomitización (Fig. 1). La etapa pre-dolomitización se produjo durante el enterramiento somero. En ella tiene lugar la formación de dolomita D1 (microcristalina e idiotópica) y los primeros cementos de calcita (C1 y C2). Durante la etapa de dolomitización (fase de enterramiento) se han reconocido 2 fases de formación de dolomía tanto de reemplazamiento (D2, idiotópica) como de recristalización (D3, sub-idiotópica) junto con cementación de al menos dos fases de dolomita *saddle* (D4 y D5). Por último, durante la etapa de post-dolomitización se han reconocido 2 fases de cementación tardía de calcita (C3 y C4), formadas respectivamente en condiciones de enterramiento profundo (C3) y meteórica (C4) durante la inversión tectónica de la cuenca (López-Cilla et al., 2012).

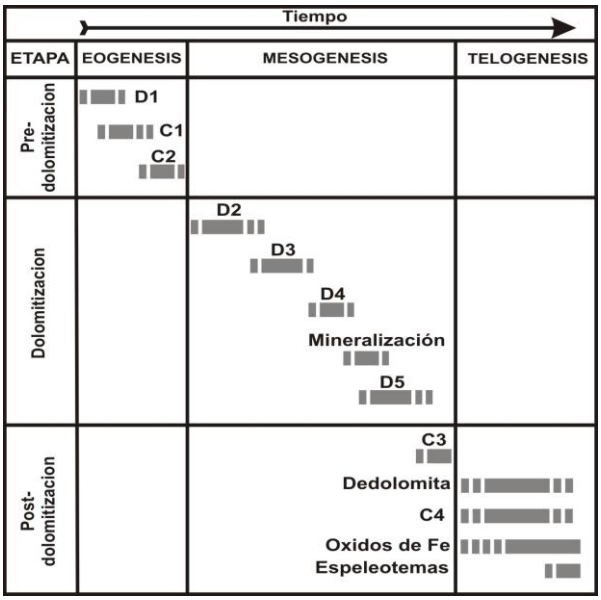


FIGURA 1. *Secuencia paragenética resumida.*

Los datos de isótopos estables ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$; Fig. 2) muestran una tendencia progresivamente más negativa de los valores de $\delta^{18}O$ (desde –5,45‰ a –16,44‰ PDB) para las fases dolomíticas D2 a D5 y los cementos de calcita C3, mientras que presentan valores positivos para el $\delta^{13}C$ (de 0,16‰ a 4,68‰ PDB). Por el contrario, la calcita C4 muestra valores negativos tanto para el $\delta^{18}O$ como para el $\delta^{13}C$. Los valores de isótopos de Sr (Fig. 3) de las fases dolomíticas D2 a D5 presentan ratios de $^{87}Sr/^{86}Sr$ que varían de 0,70754 a 0,70887, mientras que los cementos de calcita C3 muestran valores algo más radiogénicos (0,70941–0,70992). Por último, la calcita C4 presentan también valores radiogénicos en el orden de los anteriores (0,70795–0,70937).

Inclusiones fluidas

Aunque todas las fases diagenéticas reconocidas desarrollan inclusiones fluidas, solo se han podido estudiar aquellas que muestran inclusiones fluidas óptimas para su estudio microtermométrico. Estas son la dolomía de reemplazamiento D2, la dolomía de recristalización D3, las fases de dolomita *saddle* D4 y D5 y las fases de calcita C3 y C4.

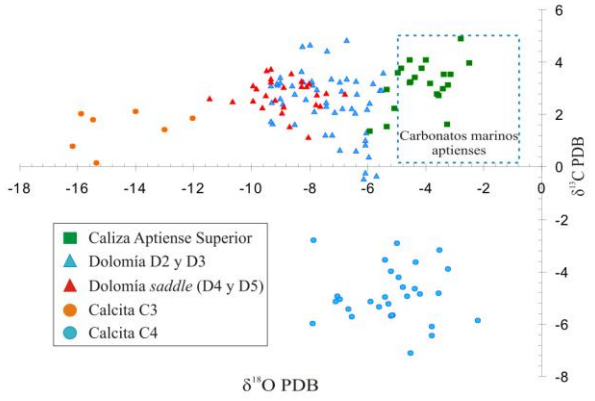


FIGURA 2. *Valores isotópicos de C y O de las diferentes fases de calcita y dolomita.*

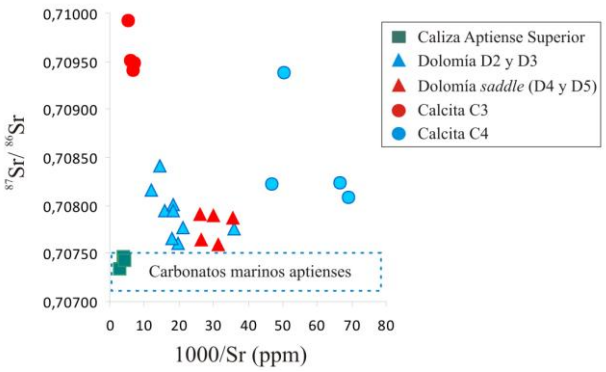


FIGURA 3. *Distribución de los valores isotópicos de Sr.*

Los estudios se han realizado sobre inclusiones primarias que muestran una composición exclusivamente acuosa para los fluidos atrapados, siendo por lo general bifásicas, aunque acompañadas por una proporción variable de inclusiones monofásicas según la fase diagenética (a excepción de la calcita C4 que son exclusivamente monofásicas), y con un volumen de gas de entre el 5 y 15% del volumen total de la inclusión. Los resultados de los análisis de microtermometría de inclusiones fluidas aparecen resumidos en los histogramas de la figura 4. La dolomía de reemplazamiento D2 presenta una Th de entre 51,5 y 108,5ºC y salinidades de entre 1,1 a 5,6% eq. en peso de NaCl. La dolomía de recristalización D3 muestra valores de Th que varían de 55 a 108,5ºC y salinidades entre 16,2 a 20,5% eq. en peso de NaCl. La dolomita *saddle* (fases D4 y D5) muestra valores de Th que varían entre 66,5 y 105ºC y salinidades distribuidas en dos poblaciones, la primera de 0,9 y 9,3% eq. en peso de NaCl y la segunda de 17,3 a 21,1% eq. en peso de NaCl. Las Th de la calcita de enterramiento C3 varían entre 57,5 y 123,5ºC, mientras que las salinidades se mueven en un estrecho margen entre 0,3 y 1,4% eq. en peso de NaCl. La ausencia de burbujas de vapor en las inclusiones fluidas de la calcita meteórica C4 ha hecho imposible el cálculo de las Th. La medida de las salinidades para esta fase diagenética sitúa todos los valores en una salinidad del 0,4% eq. en peso de NaCl.

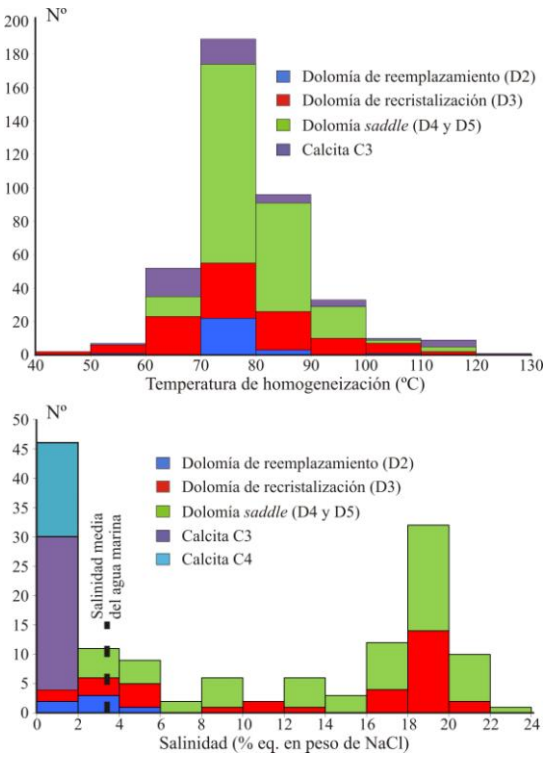


FIGURA 4. *Valores de las temperaturas de homogeneización (arriba) y salinidades (abajo).*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La integración de los estudios petrográficos, isotópicos ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $^{87}Sr/^{86}Sr$) y microtermométricos ha permitido caracterizar la sucesión de fluidos diagenéticos que afectaron e interactuaron con las calizas del Aptiense superior del sector noroccidental de la cuenca Vasco-Cantábrica dando lugar a una historia diagenética compleja de múltiples fases de dolomitización y precipitación de cementos de calcita y dolomita.

La primera fase de dolomita (D1) y los primeros cementos de calcita (C1 y C2) son volumétricamente minoritarios. Aunque se carece de información isotópica y microtermométrica de ellos, sus características petrográficas sugieren precipitación durante el enterramiento somero, posiblemente bajo la influencia de fluidos meteóricos o mezcla de fluidos.
Las composición de isótopos estables de las 4 fases de dolomita de reemplazamiento, recristalización y cementación *saddle* (D2 a D5) sugieren un rango de

precipitación que varía desde fluidos superficiales a una génesis cada vez más profunda, con alto grado de interacción fluido-roca. Todas estas fases dolomíticas presentan valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ más radiogénicos que los carbonatos precipitados en las aguas marinas del Cretácico, lo que sugiere una prolongada interacción de los fluidos de poro con Sr exógeno, procedente de fluidos meteóricos o cuencales que hayan interaccionado con materiales terrígenos más radiogénicos. Los resultados de microtermometría de inclusiones fluidas sugieren fluidos diagenéticos de relativamente baja temperatura, del orden de 70-80ºC, para las fases dolomíticas D2 a D5, similares a las reportadas por Bustillo y Ordoñez (1995) y Grandia et al. (2003) para las mineralizaciones asociadas a estas dolomías, pero que contrastan con las temperaturas claramente superiores (75 a 240ºC) reportadas para cuerpos dolomíticos similares en zonas más orientales de la cuenca Vasco-Cantábrica (ej. Dewit et al., 2014). La gran variedad de salinidades reportadas para las fases dolomíticas sugieren una diagénesis compleja con la interacción de varios flujos de diversa procedencia. Mientras que los valores de salinidad de la dolomía de reemplazamiento D2 (1,1 a 5,6% eq. en peso de NaCl) sugiere una procedencia de aguas marinas evolucionadas, los valores mayores del resto de fases dolomíticas (D3 a D5) sugieren un amplio rango que va desde aguas marinas a salmueras altamente evaporadas (0,9 a 21,1% eq. en peso de NaCl). Las inclusiones fluidas de todas las fases de dolomía son menos salinas que aquellas que típicamente se obtienen en las proximidades de domos salinos, descartandose por tanto la interacción de los fluidos dolomitizantes con las sales del Keuper. Además los análisis de Cl/Br aportados por Grandia et al. (2003) muestran valores intermedios entre agua marina y salmueras altamente evaporadas, sin evidencias de disolución de halita.

Los cementos de calcita C3 presentan los valores más negativos para el $\delta^{18}O$ lo que sugiere una génesis tardía y profunda. Sus valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ son altamente radiogénicos, sugiriendo la existencia de un flujo de fluidos muy rico en Sr radiogénico, que podría proceder bien de la transformación mineralógica de minerales de la arcilla de formaciones terrígenas la propia cuenca, o bien de aguas meteóricas que hayan interaccionado con materiales detríticos. Los valores de salinidad tan bajos que presentan (0,3 y 1,4% eq. en peso de NaCl) así como su temperatura de nucleación (57,5 a 123,5ºC) son coherentes con fluidos meteóricos recalentados durante su infiltración en profundidad.

Por último, las características petrográficas de la calcita C4 y sus valores negativos de $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ sugieren un origen telogenético asociado a la circulación de aguas meteóricas. Los valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ son también compatibles con fluidos meteóricos. Los bajos valores de salinidad (0,4% eq. en peso de NaCl) confirman el origen meteórico de los fluidos responsables de estos cementos. La ausencia de burbujas de vapor en todas las inclusiones de esta fase indica temperaturas de nucleación menores de 50–60ºC (Goldstein y Reynolds, 1994) indicando precipitación a partir de fluidos de relativa baja temperatura.

AGRADECIMIENTOS

Estudio financiado por el programa FPU del Ministerio de Educación (ILC) y por el proyecto de investigación CGL2014-53548-P del MINECO. La revisión de la Dra. Mª Esther Sanz Montero ha contribuido a la mejora del artículo.

REFERENCIAS

Bodnar, R.J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 683-684.

Bustillo, M. y Ordoñez, S. (1995): Lower Cretaceous Pb-Zn ores of Cantabria, northern Spain: New considerations based on petrological and geochemical evidence. *Transactions of Institution of Mining and Metallurgy*, 104: 55-65.

Dewit, J., Foubert, A., El Desouky, H.A., Muchez, Ph., Hunt, D., Vanhaecke, F. y Swennen, R. (2014): Characteristics, genesis and parameters controlling the development of a large stratabound HTD body at Matienzo (Ramales Platform, Basque-Cantabrian Basin, northern Spain). *Marine and Petroleum Geology,* 55: 6-25.

Goldstein, R.H. y Reynolds, T.J. (1994): Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *Society for Sedimentary Geology Short Course*, 31: 199 p.

Grandia, F., Canal, A., Cardellach, E., Banks, D.A. y Perona, J. (2003): Origin of ore-forming brines in sediment-hosted Zn-Pb deposits of the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain. *Economic Geology*, 98: 1397-1411.

López-Cilla, I., Rosales, I., Najarro, M., Martín-Chivelet, J., Velasco, F. y Tornos, F. (2009): Etapas de formación de dolomías masivas del entorno de La Florida-El Soplao, Cantabria. *Geogaceta*, 47: 65–68.

López-Cilla, I., Rosales, I. y Najarro, M. (2012): Diagenesis in Lower Cretaceous platform carbonates of northern Spain (NW Cantabria): An example of multistage dolomitization and calcite cementation. *GEOFLUIDS VII International Conference, Proceedings*. IFP Energies Nouvelles, Rueil-Malmaison, France: 205-208.

López-Cilla, I., Rosales, I., y Martín-Chivelet, J. (2013): Caracterización petrográfica y geoquímica de las dolomías de la Formación Reocín en el entorno de El Soplao. En: *Avances en la investigación geológica de la Cueva El Soplao y su entorno* (Rosales, I., Ed.). Serie Informes Técnicos, IGME, 7: 67-95.

Velasco, F., Herrero, J.M., Yusta, I., Alonso, J.A., Seebold, I. y Leach, D. (2003): Geology and geochemistry of the Reocín zinc-lead deposit, Basque-Cantabrian basin, northern Spain. *Economic Geology,* 98: 1371-1396.

Los isótopos de S en los yesos del Grupo Oncala: evidencia de influencia marina en los depósitos carbonático-evaporíticos berriasienses de la cuenca de Cameros (La Rioja-Soria)

S isotopes on gypsum of the Oncala Group: evidence for marine influence in Berriasian carbonate-evaporite deposits of the Cameros Basin (La Rioja-Soria)

I.E. Quijada[1], P. Suarez-Gonzalez[2,3], M.I. Benito[2,3] y R. Mas[2,3]

1 Dpto. Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo. emma@geol.uniovi.es
2 Dpto. Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, c/ José Antonio Novais 12, 28040, Madrid.
3 Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM), c/ José Antonio Novais 12, 28040, Madrid.

Resumen: Discriminar si el origen de las salmueras en las que precipitaron numerosas sucesiones evaporíticas era marino o continental puede resultar complicado usando exclusivamente criterios sedimentológicos si no contienen fósiles diagnósticos. Éste es el caso de los depósitos carbonático-evaporíticos laminados del Gr. Oncala (Berriasiense, cuenca de Cameros oriental), formados en extensos cuerpos de agua someros. En este trabajo se busca determinar el origen de la salmuera en la que se formaron estos sedimentos mediante el análisis de las composiciones del $\delta^{34}S$ de los yesos preservados en la unidad. Los valores de $\delta^{34}S$ de entre +18,5‰$_{V\text{-}CDT}$ y +21,8‰$_{V\text{-}CDT}$ (media de +20,5‰$_{V\text{-}CDT}$) de los yesos del Gr. Oncala coinciden con la signatura isotópica de los sulfatos precipitados a partir de agua marina de edad berriasiense de acuerdo con las curvas globales más recientes (≈ +17 - +20‰$_{V\text{-}CDT}$), lo que sugiere que la principal fuente de sulfato en estos cuerpos de agua procedía de aportes de agua marina, en lugar del reciclaje de evaporitas triásicas como se había propuesto anteriormente. El reconocimiento de influencia marina en estos cuerpos de agua permite clasificarlos como salinas costeras.

Palabras clave: depósitos laminados carbonático-evaporíticos, yeso, isótopos de azufre, Grupo Oncala, Berriasiense.

Abstract: *Determining if the origin of the brine in which an evaporitic succession precipitated was marine or continental by analysing only sedimentological criteria may be difficult if it does not contain diagnostic fossils. This is the case of the laminated carbonate-evaporite deposits of the Oncala Gr (Berriasian, Cameros Basin), which were accumulated in shallow water bodies. The aim of this work is to interpret the origin of the brine in which these sediments were formed by analysing the $\delta^{34}S$ compositions of the gypsum preserved in this unit. Gypsum $\delta^{34}S$ values between +18,5‰$_{V\text{-}CDT}$ and +21,8‰$_{V\text{-}CDT}$ (mean value of +20,5‰$_{V\text{-}CDT}$) in the Oncala Gr coincide with the isotopic signature of the sulphates precipitated in Berriasian seawater according to the most recent global curves (≈ +17 - +20‰$_{V\text{-}CDT}$), which suggests that the main sulphate source in the water bodies was marine water, instead of the recycling of Triassic evaporites as previously interpreted. The recognition of marine influence in these water bodies allows us to classify them as coastal salinas.*

Key words: *laminated carbonate-evaporite deposits, gypsum, sulphur isotopes, Oncala Group, Berriasian.*

INTRODUCCIÓN

La interpretación del carácter marino o continental de numerosas sucesiones evaporíticas resulta complicada debido a la ausencia de unos criterios diagnósticos claros. Por un lado, la falta o escasez de fósiles en muchas sucesiones evaporíticas dificultan discriminar el origen marino o continental de la salmuera a partir de la cual precipitaron. Por otro lado, las características sedimentarias de las facies evaporíticas y su mineralogía frecuentemente tampoco facilitan esta interpretación puesto que idénticas facies y composiciones evaporíticas pueden generarse en distintos ambientes sedimentarios. Para resolver esta incógnita, se ha demostrado extremadamente útil el análisis de las composiciones de $\delta^{34}S$ de los sulfatos evaporíticos. La composición isotópica del azufre en el agua marina ha variado a lo largo de la historia geológica y, consecuentemente, la composición isotópica de los sulfatos evaporíticos marinos ha variado de manera acorde. Los valores del $\delta^{34}S$ de multitud de sulfatos marinos del Fanerozoico se han representado en curvas que reflejan estas variaciones a lo largo del tiempo (Claypool et al., 1980; Holser, 1984; Arthur et al., 1990; Paytan et al., 2004). La comparación del $\delta^{34}S$ de muestras de sulfatos antiguos de una edad determinada con estas curvas permite discriminar si el origen de los sulfatos estudiados es marino o si procede de la disolución de evaporitas más antiguas y, por tanto, es continental. En este trabajo se

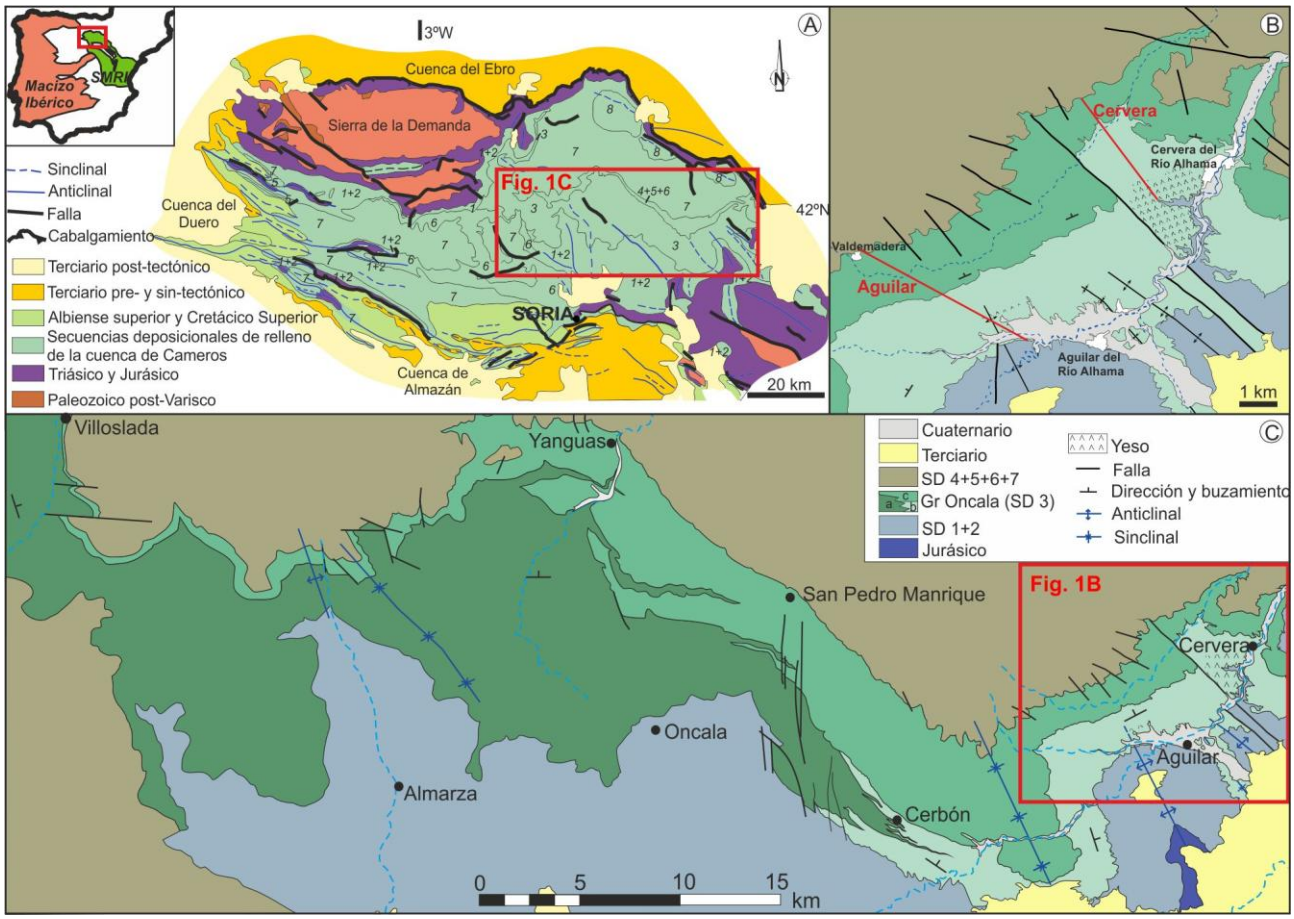


FIGURA 1. A: *Mapa geológico de la Cuenca de Cameros (modificado de Mas et al. 2002), mostrando su localización en la Península Ibérica y en el Sistema Mesozoico de Rift Ibérico (SMRI). El Gr. Oncala corresponde a la Secuencia Deposicional 3 de la cuenca. B: Detalle de la zona oriental del Gr. Oncala. Las líneas rojas muestran la localización de las columnas estratigráficas de Aguilar y Cervera, en las cuales se han tomado las muestras de yeso analizadas en este trabajo. C: Mapa geológico del Grupo Oncala (modificado de Quijada et al., 2013a). a = depósitos siliciclásticos (Fm. Huérteles), b y c = depósitos carbonático-evaporíticos (Fms. Aguilar del Río Alhama y Valdeprado, respectivamente).*

plantea el análisis del $\delta^{34}S$ en los yesos del Gr. Oncala como clave para determinar la posible influencia marina en los depósitos carbonático-evaporíticos laminados del Gr. Oncala (Berriasiense, cuenca de Cameros).

MARCO GEOLÓGICO

El Gr. Oncala, de edad berriasiense, pertenece a la cuenca de Cameros, formada entre el Titoniense y el Albiense en la zona más noroccidental del Sistema Mesozoico de Rift Ibérico (Fig. 1A; Mas et al., 2002). El Gr. Oncala, que comprende hasta 2500 m de espesor, presenta un carácter mixto, siliciclástico en la zona occidental, que pasa a carbonático-evaporítico gradualmente hacia el este y hacia la parte alta de la unidad (Fig. 1C; Quijada et al., 2013a). Gracias a sus características sedimentarias, se ha podido reconocer influencia mareal en los depósitos siliciclásticos de la zona occidental del Gr. Oncala (Quijada et al., 2013a), mientras que los criterios sedimentológicos y paleontológicos no han sido suficientes para distinguir influencia marina en los depósitos carbonático-evaporíticos. Los depósitos carbonático-evaporíticos del Gr. Oncala se caracterizan por una alternancia de láminas carbonáticas (compuestas predominantemente por láminas de mudstone y de packstone de pellets) y láminas de pseudomorfos de yesos (fundamentalmente intrasedimentarios y, más escasamente, de crecimiento vertical y acúmulos). Estos sedimentos carbonático-evaporíticos se formaron en extensos cuerpos de agua de composición carbonática-sulfática, de poca profundidad, en los que predominaban las condiciones subacuáticas (Quijada et al., 2013a, 2013b). Aunque en la mayor parte del Gr. Oncala las láminas evaporíticas fueron calcitizadas durante la diagénesis, en la zona más oriental de la cuenca (columnas de Cervera y Aguilar; Fig. 1B) se encuentran hasta 250 m de sucesión en los que el sulfato se ha preservado como yeso secundario (Fig. 2; Quijada et al., 2013a, 2014), lo que abre la vía para identificar aportes de agua marina en los cuerpos de agua carbonático-evaporíticos mediante el análisis del $\delta^{34}S$ de dichos yesos.

METODOLOGÍA

Para llevar a cabo este trabajo se han levantado dos columnas estratigráficas en la zona oriental del Gr. Oncala (Fig. 1B), en las que aún se preserva yeso. Al mismo tiempo, se realizó un muestreo sistemático de

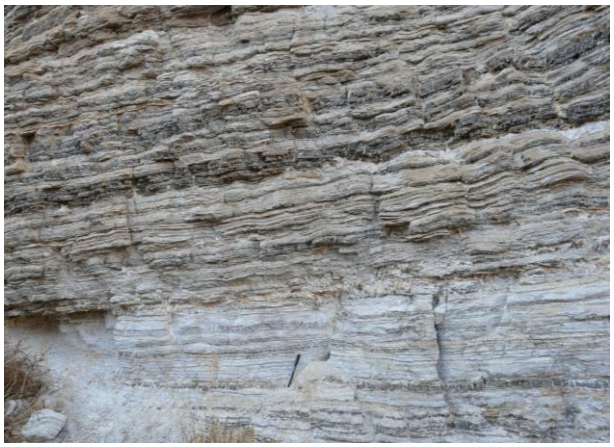


FIGURA 2. *Aspecto de campo de los depósitos carbonático-evaporíticos de la zona oriental del Gr. Oncala, en los que el sulfato se conserva como yeso secundario (láminas blancas). Rotulador de escala en la parte inferior de la fotografía.*

dichas columnas y, posteriormente, se realizaron láminas delgadas de las muestras de 30 µm de espesor, doblemente pulidas y sin cubrir. Mediante el estudio petrográfico de las láminas delgadas se seleccionaron para el análisis isotópico las muestras de yeso con menor cantidad de impurezas (12 de la columna de Cervera y una de la de Aguilar). Las muestras se disgregaron con el mortero de ágata y se hicieron reaccionar con NaClO de concentración 12 g/l para eliminar la pirita de ellas. Para eliminar otras posibles impurezas, se disolvió el yeso en una solución de HCl 6N y se hizo reaccionar con $BaCl_2$ al 5% para precipitar el sulfato en forma de $BaSO_4$. La relación isotópica $^{34}S/^{32}S$ se midió en SO_2 preparado a partir del sulfato usando un espectrómetro VG-Isotech SIRA-II en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca. Dicha relación isotópica se expresa en tanto por mil respecto al estándar V-CDT.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los datos del $\delta^{34}S$ obtenidos en los sulfatos del Gr. Oncala analizados oscilan entre +18,5‰$_{V\text{-}CDT}$ y +21,8‰$_{V\text{-}CDT}$, y su media es de +20,5‰$_{V\text{-}CDT}$ (Tabla I; Fig. 3). Estos valores son muy similares a los obtenidos por Alonso-Azcárate et al. (2006) en muestras de yeso tomadas en una sección cercana a la columna de Cervera estudiada en este trabajo. Los valores obtenidos por estos autores varían entre +17,8‰$_{V\text{-}CDT}$ y +20,3‰$_{V\text{-}CDT}$, y su media es de +18,2‰$_{V\text{-}CDT}$ (Fig. 3).

Los valores isotópicos de $\delta^{34}S$ de los sulfatos del Gr. Oncala fueron interpretados por Alonso-Azcárate et al. (2006) como el resultado del reciclaje del sulfato de las evaporitas triásicas cercanas al área de estudio, que de acuerdo con los análisis realizados por estos autores muestran un valor medio de +14,5‰$_{V\text{-}CDT}$ (Fig. 3), y su posterior sulfato-reducción bacteriana en el ambiente sedimentario en el que los yesos precipitaron. Aunque estos autores sugirieron que el agua marina berriasiense

COLUMNA	MUESTRA	$\delta^{34}S$ (‰$_{V\text{-}CDT}$)
Aguilar	AG-209S	20,5
Cervera	PNT-002	18,5
	PNT-003	20,1
	PNT-008	21,1
	PNT-015	20,9
	PNT-A17	21,8
	PNT-017a	21,7
	PNT-020	21,4
	C-V1S	20,4
	C-V2S	20,8
	PNT-030	19,4
	PNT-039	18,8
	PNT-048	21,4

TABLA I. *Composición isotópica del azufre de los yesos del Gr. Oncala.*

podría haber sido también una fuente de sulfatos en la cuenca, las interpretaciones sedimentológicas y paleoambientales de esta unidad vigentes en aquel momento les llevaron a pensar que estos aportes no pudieron haber sido suficientemente importantes. Además, la curva global de valores del $\delta^{34}S$ de los sulfatos marinos usada como referencia por estos autores fue la de Claypool et al. (1980), la más extendida en ese momento a pesar de disponer de pocos datos para el Cretácico Inferior, que asignaba a los sulfatos marinos de edad berriasiense unos valores del $\delta^{34}S$ de alrededor de +16‰$_{V\text{-}CDT}$ (Fig. 3), apreciablemente inferiores a los medidos en el Gr. Oncala. Sin embargo, curvas posteriores realizadas con mayor cantidad de datos para el Cretácico Inferior asignan a los sulfatos marinos berriasienses valores de entre +16,5‰$_{V\text{-}CDT}$ y +18‰$_{V\text{-}CDT}$ (Arthur et al., 1990) o de +17‰$_{V\text{-}CDT}$ (Holser, 1984). Los datos de alta resolución más recientes aportados por Paytan et al. (2004) parecen corroborar que los sulfatos marinos del Cretácico Inferior pre-Aptiense tienen valores más altos que los sugeridos por Claypool et al. (1980), en concreto de alrededor de +20‰$_{V\text{-}CDT}$ (Fig. 3). Teniendo en cuenta los datos aportados por las curvas globales más recientes y detalladas, parece que los valores del $\delta^{34}S$ de los yesos del Gr. Oncala (media de +20,5‰$_{V\text{-}CDT}$) coinciden con la signatura isotópica de los sulfatos precipitados a partir de agua marina durante el Berriasiense (≈ +17 - +20‰$_{V\text{-}CDT}$). Esto sugiere que la principal fuente de sulfato en los cuerpos de agua carbonático-sulfáticos del Gr. Oncala probablemente procedió de aportes de agua marina que llegaban a la cuenca, lo que es coherente con la relación lateral de los depósitos carbonático-evaporíticos con depósitos siliciclásticos con influencia mareal hacia el oeste (Fig. 1C). Esta nueva evidencia de influencia marina permite refinar el ambiente sedimentario desarrollado en la

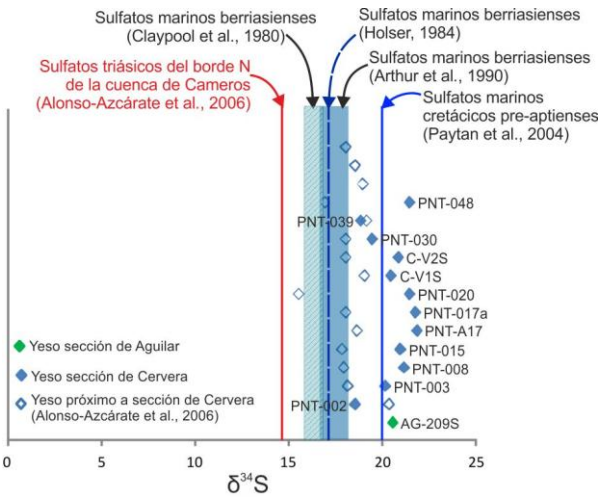


FIGURA 3. *Valores del $\delta^{34}S$ de los yesos del Gr. Oncala, comparadas con los valores del $\delta^{34}S$ de los sulfatos marinos berriasienses y de los sulfatos triásicos del borde norte de la cuenca de Cameros.*

zona oriental del Gr. Oncala, clasificándolo como salinas costeras.

Por último, cabe destacar que los valores del $\delta^{34}S$ de los yesos del Gr. Oncala coinciden con los de los yesos del Cretácico Inferior de la cuenca vasco-cantábrica, que presentan composiciones de entre +17,7‰$_{V\text{-}CDT}$ y +21,2‰$_{V\text{-}CDT}$ (media de +19,6‰$_{V\text{-}CDT}$; Ábalos et al., 2008). Esto sugiere que la fuente de sulfatos era la misma en ambas cuencas, muy probablemente aportes de agua marina según lo que se ha argumentado anteriormente, además de que parece improbable que el porcentaje de aporte de azufre de los sulfatos triásicos y los procesos de sulfato-reducción hubieran sido exactamente los mismos en ambas cuencas. Esta similitud de los valores del $\delta^{34}S$ de los yesos de estas cuencas parece corroborar que la cuenca de Cameros oriental estaba conectada con las zonas marinas y transicionales de la cuenca vasco-cantábrica durante el Berriasiense (v. Quijada et al., 2013a).

CONCLUSIONES

Los valores del $\delta^{34}S$ obtenidos en los yesos del Gr. Oncala (media de +20,5‰$_{V\text{-}CDT}$), coincidentes con la signatura isotópica de los sulfatos marinos berriasienses, sugieren que los aportes de agua marina eran la principal fuente de sulfatos en la zona oriental de la cuenca de Cameros durante el Berriasiense. Por lo tanto, los cuerpos de agua carbonático-sulfáticos en los que se formaron los depósitos laminados carbonático-evaporíticos del Gr. Oncala se desarrollaron en una zona con influencia marina y, por consiguiente, se pueden redefinir como salinas costeras.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación CGL2011-22709 y CGL2014-52670-P, por el grupo de investigación UCM-CM 910429 y por una beca predoctoral FPU. Agradecemos a los Drs. F. Ortí y S. Lugli la discusión preliminar de los datos.

REFERENCIAS

Ábalos, B., Alkorta, A. e Iríbar, V. (2008): Geological and isotopic constraints on the structure of the Bilbao anticlinorium (Basque–Cantabrian basin, North Spain). *Journal of Structural Geology*, 30: 1354–1367.

Alonso-Azcárate, J., Bottrell, S.H. y Mas, J.R. (2006): Synsedimentary versus metamorphic control of S, O and Sr isotopic compositions in gypsum evaporites from the Cameros Basin, Spain. *Chemical Geology*, 234: 46-57.

Arthur, M.A., Jenkyns, H.C., Brumsack, H.-J. y Schlanger, S.O. (1990): Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. En: *Cretaceous Resources, Events and Rhythms* (R.N. Ginsburg y B. Beaudoin, eds.). Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 75-119.

Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H. y Zak. I. (1980): The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology*, 28: 199-260.

Holser, W.T. (1984): Gradual and Abrupt Shifts in Ocean Chemistry During Phanerozoic Time. En: *Patterns of Change in Earth Evolution* (H.D. Holland y A.F. Trendall, eds.). Springer-Verlag, Berlin, 123-143.

Mas, R., Benito, M.I., Arribas, J., Serrano, A., Guimerà, J., Alonso, A. y Alonso-Azcarate, J. (2002): La Cuenca de Cameros: desde la extensión finijurásica-eocretácica a la inversión terciaria. Implicaciones en la exploración de hidrocarburos. *Zubía*, 14: 9-64.

Paytan, A., Kastner, M., Campbell, D. y Thiemens, M.H. (2004): Seawater Sulfur Isotope Fluctuations in the Cretaceous. *Science*, 304: 1663-1665.

Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I. y Mas, R. (2013a): New insights on stratigraphy and sedimentology of the Oncala Group (Eastern Cameros Basin): implications for the paleogeographic reconstruction of NE Iberia at Berriasian times. *Journal of Iberian Geology*, 39:313-334.

Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I. y Mas, R. (2013b): Depositional depth of laminated carbonated deposits: insights from the Lower Cretaceous Valdeprado Formation (Cameros Basin, northern Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 83: 241-257.

Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Lugli, S. y Mas, R. (2014): From carbonate–sulphate interbeds to carbonate breccias: The role of tectonic deformation and diagenetic processes (Cameros Basin, Lower Cretaceous, N Spain). *Sedimentary Geology* 312, 76-93.

New 40Ar-39Ar geochronological data at two areas of interest in the Anaga massif (Tenerife): Punta Poyata and Igueste de San Andrés. Some implications

Nuevos datos geocronológicos 40Ar-39Ar en dos puntos singulares del macizo de Anaga (Tenerife): Punta Poyata e Igueste de San Andrés. Consecuencias de interés

J.A. Rodríguez-Losada[1,2], M. Ferrer [3,2], L. González de Vallejo[4,2], J. Martínez-Frías[5,2] and L.E. Hernández-Gutiérrez[1,2]

1 Dpto. de Biología Animal, Edafología y Geología. Universidad de La Laguna. 38206 La Laguna. Tenerife. Email: jrlosada@ull.edu.es
2 Instituto Volcanológico de Canarias (INVOLCAN). Parque Taoro 22. 38400 Puerto de La Cruz. Tenerife
3 Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas 23, Madrid
4 Universidad Complutense de Madrid. J. Antonio Novais, 2. Madrid
5 Instituto de Geociencias, IGEO (CSIC-UCM), Facultad de C.C. Geológicas, C/ José Antonio Novais, 2, Ciudad Universitaria 28040 Madrid (Spain)

Resumen: En este trabajo se aportan nuevos datos geocronológicos Ar40-Ar39 en rocas ancaramíticas submarinas localizadas en dos puntos singulares del macizo de Anaga (NE de Tenerife): las ancaramitas submarinas hidrotermalizadas de Punta Poyata (NNW de Anaga) y las lavas submarinas ancaramíticas del Barranco de Igueste (SE de Anaga). Las muestras estudiadas pertenecen a afloramientos pertenecientes a los niveles estratigráficos más inferiores de la secuencia volcánica que conforma el edificio de Anaga. En Punta Poyata se tomaron dos especímenes que dieron edades de 12,2 ± 1,9 Ma and 13,0 ± 1,0 Ma. En el barranco de Igueste los resultados geocronológicos de las muestras tomadas dieron edades de 12,7 ± 1,6 Ma and 9,7 ± 1,0 Ma. Estos datos sugieren que el macizo de Anaga comenzó su desarrollo subaéreo antes de lo que anteriormente se creía, ajustándose dicho período inicial al Mioceno Medio en lugar de al Mioceno tardío como previamente se asumía.

Palabras clave: Ar40-Ar39, Punta Poyata, Igueste, Tenerife, datos geocronológicos.

Abstract: *This work provides new Ar40-Ar39 geochronological data in submarine ankaramite rocks located in two distant points of Anaga (NE Tenerife): the submarine hydrothermally altered ankaramites of Punta Poyata area (NNW Anaga) and the ankaramitic pillow lavas at Barranco de Igueste (SE Anaga). The studied samples were collected from outcrops of the lowest stratigraphic levels throughout the volcanics that build up the Anaga massif. At Punta Poyata, two collected samples yielded an age of 12,2 ± 1,9 Ma and 13,0 ± 1,0 Ma. At Barranco de Igueste, sample results are of 12,7 ± 1,6 Ma and 9,7 ± 1,0 Ma. These data support the assumption that the Anaga massif began its subaerial growth earlier than that previously was supposed, most likely in the Mid-Miocene Instead of late Miocene as currently believed.*

Key words: *Ar40-Ar39, Punta Poyata, Igueste, Tenerife, geochronological data.*

BACKGROUND

The Anaga massif is located at the northeastern end of Tenerife Island. There, three volcanostratigraphic series were identified, separated by unconformities about 7 and 4 Ma. The series were called as Lower, Middle and Upper Series (from the most ancient to the most recent one). The Lower Series is formed by a complex sequence of alkali basalts and layers of volcanoclastic breccias and piroclastic deposits cut by dykes and domes of mafic and felsic compositions. At the base of the Lower Series, outcrops in the north, as an arcuate landform, the so called "Arco de Taganana". From this area, Abdel Monem et al. (1972) obtained a 16.1 Ma age for an ankaramite sample. This dating could not be confirmed by further research and therefore it was considered questionable in later works. Most papers point to a range of ages about 8 to 3 Ma for the subaerial evolution of Anaga Massif (Carracedo, 1975; Féraud, 1985; Ancochea et al., 1990; Thirlwall et al., 2000; Walter et al., 2005).

With the limitations imposed by the conditions and varying alteration degree of rock samples, two rocks of ankaramitic nature have been dated by 40Ar-39Ar: one from a pillow lava flow located in the ravine of Igueste southeast Anaga and another from lavas with hydrothermal alterations and mineralization processes in submarine conditions located towards the northwest Anaga (Fig. 1).

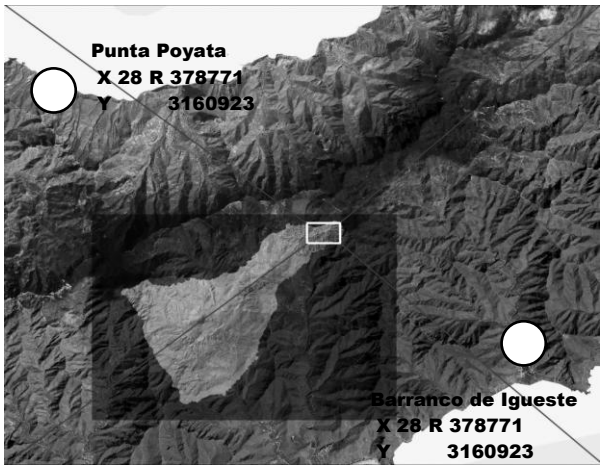


FIGURE 1. *Location of the selected samples with UTM coordinates.*

RESULTS

The analytical procedure was applied to the whole rock. Selected samples were sent to Activation Laboratories in Canada for geochronological dating by 40Ar-Ar39 method. The main challenge was finding an appropriate sample with minimal alteration degree. Fresh samples representing the initial stages of growth of Anaga massif, are practically unavailable. That caused a lack of data about the age of the most ancient outcrops in the massif. In this work, new 40Ar-39Ar data help to fill this void. The data results yielded an age of 12,2 ± 1,9 Ma and 13,0 ± 1,0 Ma at Punta Poyata and 12,7 ± 1,6 Ma and 9,7 ± 1,0 Ma for the samples collected from the Barranco de Igueste (TABLE I) .

SAMPLE	TFA (Ma)±1σ	WMPA (Ma)±1σ
Poyata-1	n.d.	12,2±1,9
Poyata-2	13,9±0,7	13,0±1,0
Igueste-1	15,3±1,1	12,7±1,6
Igueste-2	10,47±0,69	9,7±1,0

TABLE I. *Obtained ages of the collected samples. TFA: total fusión age (apparent age). WMPA: Weighted mean plateau age. N.d.: no data available*

.

BRIEF DISCUSSION AND IMPLICATIONS

In the light of the obtained data, it can be observed certain discrepancy between the apparent age obtained by total fusion of the samples and plateau ages obtained by step heating, discrepancies attributable to the fact of having been a certain mobilization of Ar on the studied rocks. In this sense, it is assumed here that the plateau age represent a value closer to the true age of the outcrops than that obtained from the total fusion of the samples. The discrepancy presented by the two types of determinations is very small in Poyata-2. Igueste samples show a greater discrepancy between the total fusion age and the plateau age and between the two samples with a maximum age of 15.3 Ma Igueste-1 and 10.47 Ma in Igueste-2. This discrepancy decreases significantly in their plateau values of 12.7 Ma and 9.7 Ma. For Anaga massif, the oldest age obtained in the northflank was that given by Abdel Monem (1972), over an ankaramite rock which was dated of 16.1 Ma. Our data are close to those obtained by Abdel Monem on the northern flank of Anaga and we can conclude that the lowest levels of Anaga are aged at least 13 Ma. In the south, although more uncertain, it is estimated that the value of 15.3 Ma obtained by total fusion overestimates the actual age of the sample, consequently the plateau ages of 12.7 Ma and 9.7 Ma are considered closer to the real age. As final conclusion, the most significant implication is that the ages of the lowest levels of Anaga massif reduce the uncertainty of the lower limit of Anaga which is more clearly defined as Mid-Miocene.

REFERENCES

Abdel-Monem, A., Watkins, N. D. and Gast, P. W. (1972): Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands; Tenerife, La Palma and Hierro. *American Journal of Science*, 272(9): 805-825.

Ancochea, E., Fuster, J., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernan, F., Cantagrel, JM. and Jamond, C. (1990): Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(3): 231-249.

Carracedo JC (1975): *Estudio paleomagnetico de la isla de Tenerife.* PhD thesis, Univ Complutense de Madrid, 265 p.

Féraud, G., Giannérini, G., Campredon, R. and Stillman, C.J. (1985): Geochronology of some Canarian dike swarms: contribution to the volcano-tectonic evolution of the archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1): 29-52.

Thirlwall, M. F., Singer, B. S. and Marriner, G. F. (2000): 39 Ar–40 Ar ages and geochemistry of the basaltic shield stage of Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1): 247-297.

Walter, T. R., Troll, V. R., Cailleau, B., Belousov, A., Schmincke, H. U., Amelung, F. and Vd Bogaard, P. (2005): Rift zone reorganization through flank instability in ocean island volcanoes: an example from Tenerife, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology*, 67(4): 281-291.

Influencia de las condiciones experimentales en la determinación de S, Cl, Br y I en agua por espectrometría de masas de alta resolución (HR-ICP-MS)

Influence of experimental conditions on the determination of S, Cl, Br and I in water by high-resolution inductively coupled plasma mass spectrometry (HR-ICP-MS)

M. Rejas[1], R. A. Gil[2,3], L. D. Martinez[2,3], J. Saavedra[4] y J. L. Fernandez-Turiel[1]

1 labGEOTOP, Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, ICTJA-CSIC, Lluis Sole i Sabaris s/n, 08028 Barcelona, España. mrejas@ictja.csic.es
2 Laboratorio de Espectrometría de Masas, Instituto de Química de San Luis (CCT-San Luis). Bloque III, Av. Ejército de los Andes 950, San Luis. Argentina 5700.
3Área de Química Analítica, Facultad de Química Bioquímica y Farmacia (UNSL). Chacabuco y Pedernera, San Luis. Argentina 5700.
4 IRNASA-CSIC, Cordel de Merinas 40-52, 37008 Salamanca, España.

Resumen: Se realizó un estudio sistemático para optimizar la determinación de S, Cl, Br y I en agua por espectrometría de masas de alta resolución con plasma acoplado por inducción (HR-ICP-MS). La composición de la muestra y las condiciones de preparación (sólidos disueltos totales -SDT-, los compuestos orgánicos totales -COT- y la adición de ácido nítrico) se evaluaron para determinar la influencia de la matriz de la muestra. Además, también se estudió el efecto de los parámetros instrumentales (flujo de gas portador, flujo de la muestra, radiofrecuencia -RF- aplicada al plasma y resolución del analizador) para reducir al mínimo la contribución de las especies poliatómicas y establecer la resolución requerida. Se compararon las resoluciones baja, media y alta en términos de nivel de fondo y sensibilidad. Después de la optimización, una prueba de robustez multivariante se llevó a cabo por medio de un diseño Placket-Burman. Este método se aplicó a modo de ejemplo a muestras de agua de los ríos Llobregat y Ter que se utilizan para el sistema de agua potable del área metropolitana de Barcelona (~4,5 millones de habitantes).

Palabras clave: S, Cl, Br, I, HR-ICP-MS.

Abstract: *A systematic study was undertaken to optimize a method to determine S, Cl, Br and I in water by high resolution inductively coupled plasma mass spectrometry (HR-ICP-MS). The sample composition and preparation conditions (the total dissolved solids -TDS-, the total organic compounds -TOC- and the addition of nitric acid) were evaluated to assess the sample matrix influence. Furthermore, the effect of instrumental parameters (carrier gas flow rate, sample flow rate, radiofrequency -RF- power and analyzer resolution) was also studied to minimize the contribution of polyatomic species, and to establish the required resolution. Low, medium or high resolutions were compared in terms of background level and sensitivity. After optimization, a multivariate robustness test was carried out by means of a Placket-Burman design. This method was applied to samples of the Llobregat and Ter rivers which are used for the drinking water system of the Metropolitan Area of Barcelona (~4.5 million inhabitants), Catalonia, northeast Spain.*

Key words: *S, Cl, Br, I, HR-ICP-MS.*

INTRODUCCIÓN

La espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción (ICP-MS en su acrónimo en inglés) es una técnica analítica prácticamente sin igual para la determinación de elementos metálicos en una gran variedad de matrices complejas. Sin embargo, se ha prestado menos atención a sus posibilidades para la determinación de los elementos no metálicos, tales como los elementos halógenos o el azufre (Mello et al., 2013). La determinación de azufre y halógenos por ICP-MS con analizador de tipo cuadrupolo sufre de interferencias poliatómicas graves, debido principalmente al H, O y Ar procedentes del agua y del plasma. Además, los extremadamente altos primeros potenciales de ionización de S (10,36 eV), Cl (13,96 eV), Br (11,81 eV) y I (10,45 eV) conducen a sensibilidades pobres según la ecuación de Saha. Estas restricciones son en parte mitigadas por las altas concentraciones de estos elementos en las aguas naturales y lixiviados con agua (por lo general van desde las unidades a cientos de $mg.L^{-1}$) (Fernández-Turiel et al., 2000). Como consecuencia, un análisis multielemental completo de agua acostumbra a llevarse a cabo con la ayuda de más de un instrumento, combinando por ejemplo, espectrometría de emisión óptica con fuente de plasma acoplado por inducción (ICP-OES), ICP-MS y cromatografía iónica (IC). Una solución efectiva a estos problemas es la utilización de espectrómetros de masas de alta resolución (HR-ICP-MS), que tienen una excelente capacidad de separación entre los picos isotópicos (resolución), sensibilidad y bajos niveles de ruido instrumental.

El objetivo de este estudio fue establecer las condiciones óptimas para determinar S, Cl, Br e I en agua y muestras de lixiviado de agua por HR-ICP-MS con el fin de paliar los efectos de la matriz de las muestras y las interferencias espectrales. El proceso de optimización incluyó la evaluación del efecto de los parámetros instrumentales (flujo de gas portador, velocidad de flujo de la muestra, potencia de radiofrecuencia -RF- y resolución del analizador). En términos de efectos de la matriz, se estudió la influencia del contenido de carbono y sólidos disueltos totales (SDT), así como el efecto de la acidez de la muestra sobre los tiempos de lavado y los efectos de memoria. Se evaluaron las calibraciones externa e interna para la cuantificación de analitos. Una vez optimizado el método analítico, su robustez se valoró por medio de un diseño factorial Plackett-Burman (Plackett y Burman, 1946). El método propuesto se aplicó al análisis de muestras recogidas en los ríos Ter y Llobregat, que abastecen de agua potable a más de 4,5 millones de habitantes en el área metropolitana de Barcelona (Cataluña, España) (Fernández-Turiel et al., 2003a, b). Este sistema de suministro de agua está actualmente reforzado por la planta de desalinización de agua de mar de El Prat.

METODOLOGÍA

Todas las determinaciones se realizaron con un espectrómetro de masas de alta resolución modelo HR-ICP-MS Element XR, de Thermo Scientific (Bremen, Alemania), en el laboratorio de geoquímica labGEOTOP (Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, ICTJA-CSIC). Todos los reactivos fueron de calidad analítica o superior. El agua desionizada se obtuvo de un equipo Milli-Q de Millipore Merck (Barnstead, Estados Unidos). El sistema de introducción de muestra estuvo compuesto por un nebulizador concéntrico Meinhard (Ezylok MicroMist, con flujo de entrada de 0,2 ml.min^{-1}) y una cámara de spray ciclónica de pequeño volumen (20 ml) de cuarzo modelo Twinnabar de Glass Expansion (West Melbourne, Australia), diseñada con un tubo de transferencia central que permite tiempos de lavado muy rápido. Las determinaciones se realizaron utilizando los isótopos ^{32}S, ^{34}S, ^{35}Cl, ^{37}Cl, ^{78}Br, ^{81}Br y ^{127}I en modo de barrido y a baja, media y alta resolución.

Para demostrar la aplicación del método, se trabajó con muestras de agua de salida de las plantas de tratamiento de agua potable (ETAP) del Llobregat y del Ter (DWTP1, muestra en la planta de Llobregat, y las muestras DWTP2 y DWTP3 en la planta del Ter, respectivamente). Además, tres aguas del grifo se recogieron en nuestro laboratorio en dos días diferentes (muestras ICTJA11-ICTJA12-ICTJA13 y ICTJA21-ICTJA22-ICTJA23). Las muestras se almacenaron a 4 °C hasta su posterior análisis.

Patrones sintéticos de 10 mg.L^{-1} de S, Cl, Br y I se utilizaron para optimizar los parámetros instrumentales. El efecto de la composición de la matriz, en términos de contenido de carbono y sólidos totales disueltos (STD), como nitrato de sodio, también se evaluó y se comparó con los valores de fondo. Se determinó el efecto de la acidez en los tiempos de lavado y los efectos de memoria. Después de la optimización, se comprobaron las calibraciones externas con y sin estandarización interna usando 50 mg.L^{-1} de ^{115}In y ^{125}Te.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El efecto del caudal del gas nebulizador se estudió en el rango de 0,75 a 1,50 L.min^{-1} en pasos de 0,05 L.min^{-1}. Las intensidades del analito aumentaron hasta un caudal de Ar de 1,20 L.min^{-1} debido a una nebulización más eficiente y, en consecuencia, un transporte del analito también más eficiente al plasma. Más allá de 1,35 L.min^{-1} las señales de analito disminuyeron debido a i) el tiempo de residencia inferior de los analitos en el plasma –ionización incompleta- y ii) el efecto de enfriamiento del gas portador debido a una mayor entrada de la muestra. En cuanto a la potencia de RF del ICP, se estudió desde 750 a 1450 W en pasos de 50 W, siendo evidente que al menos se necesitan 1300 W para garantizar la máxima sensibilidad. Más allá de este punto, las señales alcanzaron una meseta.

El uso de la cámara de spray ciclónica de bajo volumen permite tiempos de lavado extremadamente cortos y, por lo tanto, minimizar los efectos de memoria. El efecto del ácido nítrico añadido a las muestras de agua se estudió con el fin de establecer si la adición de este ácido, habitualmente utilizado en ICP-MS para estabilizar las muestras a la vez que mantiene un bajo nivel de interferencias, también se puede aplicar para S, Cl, Br e I cuando se determinan a través de un método multielemental. Se registró la variación de la concentración de los analitos a través de señales transitorias, obtenidas a partir de soluciones con concentraciones crecientes de ácido nítrico: 0,0-0,1-0,5-1,0-2,0 y 5,0 % (v.v^{-1}). Independientemente de la concentración de ácido nítrico, el comportamiento de los analitos fue similar, El yodo fue el único analito que presenta un efecto de memoria notable (Fig, 1)

Un retardo en la lectura de 100 s y un tiempo de lavado entre muestras de 200 s fue necesario para asegurar que la señal alcanza el nivel de fondo de nuevo para S, Cl y Br, Sin embargo, si el yodo se incluye en el método, se necesita un retardo de lectura de 240 s y un tiempo de lavado entre las muestras de más de 300 s, especialmente cuando se esperan altas concentraciones de este analito.

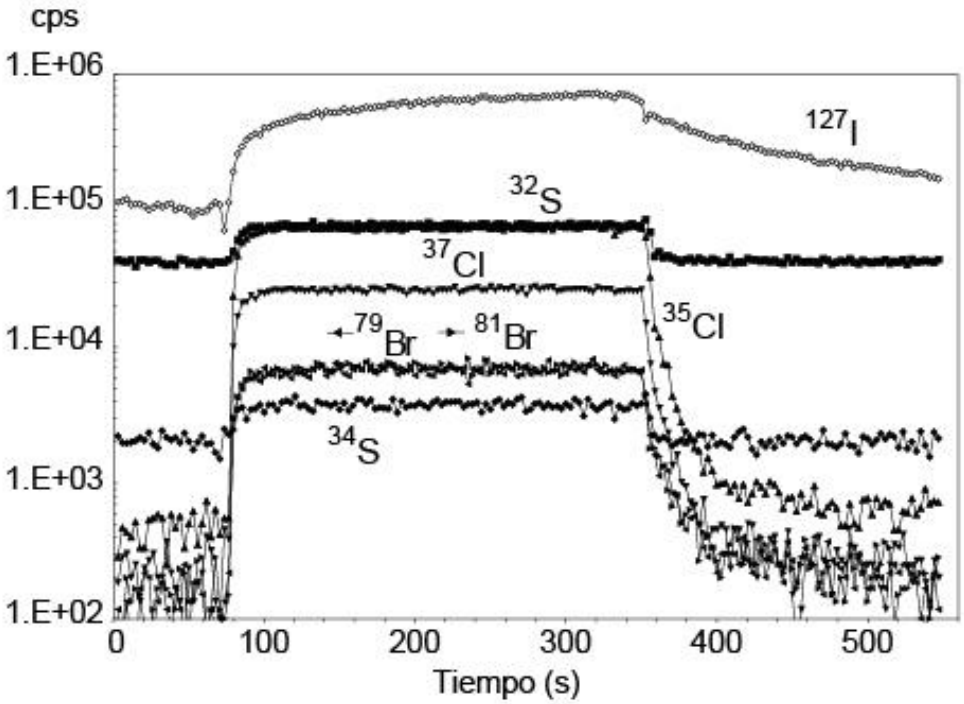


FIGURA 1. *El comportamiento de las señales de S, Cl y Br a través del tiempo fue similar mientras que el I presenta efecto memoria. La solución contiene 1 % (v.v^{-1}) de HNO_3; cps, cuentas por segundo.*

Entre los efectos de la matriz conocidos sobre el rendimiento de ionización en el plasma y la transferencia de iones al espectrómetro, los generados por el contenido de carbono y el contenido de sólidos totales disueltos son probablemente los más frecuentes, tanto cuando se analizan las aguas naturales como cuando se analizan productos de ensayos de lixiviación en medio acuoso.

Se ha observado que pequeñas cantidades de compuestos orgánicos en el plasma pueden aumentar la eficiencia de nebulización y del transporte del aerosol, aumentando la señal de los analitos. Además, los compuestos orgánicos también pueden mejorar la eficacia de ionización de elementos con alta energía de ionización a través de reacciones de transferencia de carga, como el caso de los analitos aquí estudiados (Hu et al, 2004). En este trabajo, se evaluó el efecto del carbono en soluciones sintéticas con cantidades crecientes de acetona (0,00-0,01-0,10-1,00 y 5,00 % v.v^{-1}). Los resultados se obtuvieron en el modo de alta resolución usando In y Te como patrones internos para comparar cual es más aplicable. El In podría utilizarse para corregir este efecto para S, Cl, Br y, probablemente, para I cuando la muestra tiene un contenido de carbono considerable. En cambio, el uso de Te como patrón interno sólo se recomienda para concentraciones inferiores a 0,10 % de acetona (o la cantidad equivalente de carbono).

Desde los primeros trabajos sobre ICP-MS, se hizo evidente que el sistema no era tolerante a soluciones que contienen cantidades significativas de sólidos disueltos (Jarvis et al., 1992). En este caso se comprobó el efecto de los sólidos disueltos mediante el control de la señal de los analitos, utilizando In y Te como patrones internos, en el modo de alta resolución en presencia de 1, 10, 100, 1000 y 10000 mg.ml^{-1} de Na^+, observándose que una concentración inferior a 100 mg.L^{-1} no afecta significativamente la sensibilidad a corto plazo.

A la vista de la evidencia de que la composición de la muestra puede tener efectos graves sobre los resultados obtenidos y, en consecuencia, los parámetros instrumentales se pueden ajustar para minimizar estos efectos, se planteó un diseño experimental de Plackett-Burman para optimizar el método. La robustez se evaluó con las siguientes tres configuraciones: i) sin patrón interno, ii) añadiendo In como patrón interno y, iii) añadiendo Te como patrón interno. La interpretación de los gráficos de Pareto evidenció que pequeños cambios en el flujo del gas portador y la potencia de RF afectan a los resultados obtenidos para todos los isótopos. Más allá de esta observación experimental, es poco probable que sus valores sean modificados dentro de un procedimiento a corto plazo.

En lo que respecta a las condiciones instrumentales, cuando se utilizó un patrón interno, pequeños cambios en el caudal de la muestra afectan a los resultados obtenidos para el ^{34}S, ^{79}Br y ^{81}Br. También se observa que los pequeños cambios en los sólidos totales disueltos afectan a todos los isótopos, mientras que el contenido de carbono afecta especialmente a los resultados obtenidos en el caso de yodo. Cuando se utiliza In como patrón interno, aunque el efecto de la

potencia de RF y el caudal de Ar no se corrigen, se observa que el azufre se puede determinar con buena precisión en un amplio rango de STD. En cambio, valores altos de STD y COT (carbono orgánico total) son críticos para Cl, Br y I. Si se añade Te como patrón interno, se compensan en gran manera los efectos de memoria de la señal.

En cuanto a la resolución, los resultados obtenidos recomiendan el uso de baja resolución sólo para ^{127}I (además de ^{79}Br y ^{35}Cl cuando se presentan en altas concentraciones); resolución media para ^{35}Cl, ^{34}S, ^{79}Br y ^{81}Br; y la alta resolución de ^{32}S y ^{37}Cl. El uso de In como patrón interno es aconsejable para S y Cl; en cambio, el Te sería más adecuado como patrón interno para Br y I, especialmente cuando se esperan altos contenidos de SDT y COT.

Como ejemplo de aplicación del método optimizado, se analizaron muestras de agua potable. Los resultados se muestran en la Tabla I. Las diferencias entre las muestras se deben a las diferentes fuentes de agua potable del área metropolitana de Barcelona. El río Llobregat en su cuenca baja tiene una salinidad considerable debido a que el río cruza el área de potasa de Súria-Cardona en la parte media cuenca (muestra DWTP1) (Fernández-Turiel et al, 2003b). En cambio, el agua del río Ter proviene de una cuenca con una geología muy diferente, que genera un agua de alta calidad para el sistema de abastecimiento (muestras DWTP2 y DWTP3) (Fernández-Turiel et al, 2003a). El agua potable en destino, muestreada en el grifo del laboratorio (muestras ICTJA), refleja la mezcla de aguas de ambas fuentes, ríos Llobregat y Ter, además de la contribución de la planta de tratamiento de desalinización de agua marina de El Prat.

Analyte	S	Cl	Br	I
DWTP1	114,4 (2,4)	233,6 (1,7)	1,79 (0,06)	0,65 (0,09)
DWTP2	35,5 (0,3)	26,0 (1,4)	0,21 (0,02)	0,32 (0,01)
DWTP33	36,4 (0,5)	24,7 (1,3)	0,20 (0,02)	0,35 (0,01)
ICTJA11	14,4 (0,1)	88,6 (2,1)	0,34 (0,06)	0,34 (0,01)
ICTJA12	14,3 (0,1)	86,4 (2,5)	0,35 (0,02)	0,36 (0,02)
ICTJA13	14,3 (0,2)	86,3 (2,9)	0,34 (0,02)	0,34 (0,01)
ICTJA21	14,7 (0,1)	92,5 (2,0)	0,31 (0,02)	0,34 (0,01)
ICTJA22	14,8 (0,1)	91,5 (2,5)	0,32 (0,01)	0,37 (0,01)
ICTJA23	14,8 (0,1)	91,9 (2,1)	0,31 (0,02)	0,38 (0,02)

TABLA I, *Aplicación del método desarrollado para HR-ICP-MS a aguas potables, Concentraciones en ($\mu g.ml^{-1}$), S expresado como SO_4^{2-}, Entre paréntesis el intervalo de confianza como $t(n,p)\approx(n\text{-}1)^{\text{-}0,5}$ con n=3 y p=0,05.*

CONCLUSIONES

Se determinaron las condiciones para analizar S, Cl, Br y I en muestras de agua por HR-ICP-MS, lo que permite su inclusión dentro de un método multielemental. Se estudiaron e interpretaron el efecto de los parámetros instrumentales y los efectos de la matriz con el fin de mejorar la precisión, utilizando el diseño experimental de Plackett-Burman. El uso de 1300 W de potencia de RF en el ICP, con un caudal de gas portador de 1,2 $L.min^{-1}$ de Ar, permite la determinación precisa de S, Cl, Br y I en muestras de agua. Este método es una alternativa al análisis convencional combinando técnicas tales como ICP-OES, ICPMS y cromatografía iónica. El método fue aplicado con éxito a la red de agua potable de los ríos Ter y Llobregat en el NE de la Península Ibérica.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la asistencia de ATLL en el muestreo de las aguas tratadas. Este estudio fue financiado a través del Proyecto QUECA del Ministerio de Economía y Competitividad de España (CGL2011-23307) y el Proyecto PICT-2013-1259 (FONCyT, Argentina). Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Geoquímica labGEOTOP en el ICTJA-CSIC, infraestructura cofinanciada por FEDER-UE (Ref. CSIC08-4E-001).

REFERENCIAS

Mello, P.A., Barin, J.S., Duarte, F.A., Bizzi, C.A., Diehl, L.O., Muller, E.I. y Flores, E.M.M. (2013): Analytical methods for the determination of halogens in bioanalytical sciences: a review. *Analytical and Bioanalytical Chemistry*, 405, 7615-7642. doi: 10.1007/s00216-013-7077-9.

Fernandez-Turiel, J.L., Gimeno, D., Rodriguez, J.J., Carnicero, M. y Valero, F. (2003a): Factors influencing the quality of a surface water supply system: The Ter River, Northeastern Spain. *Fresenius Environmental Bulletin*, 12, 67-75.

Fernandez-Turiel, J.L., Gimeno, D., Rodriguez, J.J., Carnicero, M. y Valero, F. (2003b): Spatial and seasonal variations of water quality in a Mediterranean catchment: The Llobregat River (NE Spain). *Environmental Geochemistry and Health*, 25, 453-474

Fernandez-Turiel, J.L., Llorens, J.F., Lopez-Vera, F., Gomez-Artola, C., Morell, I. y Gimeno, D. (2000): Strategy for water analysis using ICP-MS. *Fresenius Journal of Analytical Chemistry*, 368, 601-606.

Hu, Z.C., Hu, S.H., Gao, S., Liu, Y.S. y Lin, S.L. (2004): Volatile organic solvent-induced signal enhancements in inductively coupled plasma-mass spectrometry: a case study of methanol and acetone. *Spectrochimica Acta Part B-Atomic Spectroscopy*, 59, 1463-1470, doi: 10.1016/j.sab.2004.07.007.

Revisión de la estratigrafía del $\delta^{18}O$ en sondeos de hielo de glaciares de los Andes Centrales: Implicaciones para la variabilidad climática del Holoceno

A review of the$\delta^{18}O$ stratigraphy of ice-cores from the Central Andes: implications for the Holocene climate variability

A. Fernández-Sánchez [1,2] y J. Martín-Chivelet[2,3]

1. C/ San Claudio 148. 12-2, 28038. Madrid.Adrianfdez57@hotmail.com.
2. Dpto.Estratigrafía,FacultaddeCienciasGeológicas,UniversidadComplutensedeMadrid,28040Madrid.martinch@ucm.es
3. Instituto de Geociencias IGEO (CISC-UCM), C/ José Antonio Novais 12, 28040Madrid

Resumen: Se revisan los datos disponibles de isótopos de oxígeno de los sondeos de hielo glaciar realizados en las últimas tres décadas en los Andes centrales con el fin de caracterizar la variabilidad climática de los últimos siete milenios, intervalo caracterizado globalmente por una notable estabilidad climática. El análisis permite identificar ciclos climáticos de escala secular a milenial. Estos ciclos tienen periodos de 1,3, 0,87, 0,67, 0,46 y 0,25 kiloaños. Asimismo se definen una serie de mínimos y máximos térmicos de ámbito regional. Esta variabilidad del clima andino durante el Holoceno medio y superior se interpreta como controlada fuertemente por los cambios en la actividad solar, en particular, se reconoce el forzamiento de los "grandes mínimos solares". Así mismo, los cambios climáticos de menor frecuencia podrían correlacionarse con los ciclos de Bond y la mayor o menor actividad de la circulación termohalina.

Palabras clave: Paleoclimatología, Isótopos estables, Sondeos de Hielo, América del Sur, Holoceno.

Abstract: *The available oxygen isotope data from ice-cores conducted in the last three decades in the central Andes are reviewed in order to characterize the climate variability of the past seven millennia in that region. This time interval is globally characterized by remarkable climate stability. The analysis identifies climate cycles of secular to millennial scale, with periods of 1.3, 0.87, 0.67, 0.46, and 0.25 kiloyears. Furthermore, a series regional thermal minima and maxima have been recognized. This Andean climate variability during the middle and upper Holocene is interpreted as tightly controlled by changes in solar activity, in particular, the strong radiative forcing of the "grand solar minima" is revealed. Likewise, longer-term climate changes in the area could be correlated with Bond Cycles and the variability of the thermohaline circulation.*

Key words: *Paleoclimatology, stable isotopes, ice cores, South America, Holocene.*

INTRODUCCIÓN

Treinta años de sondeos en hielo en los Andes centrales han servido para esclarecer aspectos clave de la evolución climática regional del final del Pleistoceno y del tránsito Pleistoceno-Holoceno (Thompson et al., 1995, 1998; Ramírez et al., 2003), así como de los últimos milenios (e.g., Eichler et al., 2015). Los resultados obtenidos para esos intervalos temporales hicieron sin embargo que no se le prestase la adecuada atención a la parte más moderna del registro, en particular al intervalo comprendido entre 7000 años BP y los dos últimos milenios. Este intervalo, caracterizado por una relativa estabilidad climática a escala global, presenta una variabilidad significativa en los registros de isótopos estables del hielo glaciar andino. El objetivo de este trabajo es revisar y analizar dicha variabilidad a partir de los datos disponibles.En concreto, este estudio reconstruye la variabilidad climática inferida a partir de la estratigrafía de isótopos estables de oxígeno en dos sondeos en hielo de los Andes Centrales de forma principal y otro más de forma complementaria.

LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Los sondeos analizados se localizan en la Cordillera de los Andes Centrales (Fig. 1) de Perú y Bolivia: el Sondeo de Huascarán, realizado enla Cordillera Blanca de Perú (-9.269311, -77.497399, 6050 metros sobre el nivel del mar); y el Sondeo de Sajama, perforado en la Zona Volcánica Central de Bolivia (-18.111102, -68.883429, 6542 m.s.n.m.). La información se completa con la serie de isótopos estables del hidrógeno del sondeo de Illimani, realizado en Cordillera Real de Bolivia (-16.630903, - 67.791498, 6350m.s.n.m.).

METODOLOGÍA

Los datos de los sondeos de Huascarán y Sajama fueron extraídos del repositorio de la NOAA (*NationalOceanic and AtmosphericAdministration*, *USA*) disponible en *www.noaa.gov*.Estos corresponden a los trabajos de Thompson et al. (Thompson et al.,

1995 y1998). Los datos de Illimani están tomados de Ramírez et al.(Ramírez et al., 2003).

La relación de los isótopos estables de oxígeno $\delta^{18}O$ y del hidrógeno δD en el hielo glaciar refleja la composición isotópica de la precipitación en el tiempo de la nevada y, a partir de ella, se pueden estimar paleotemperaturas (e.g., Martín-Chivelet y Muñoz-García, 2015). El estudio de la estratigrafía del $\delta^{18}O$ (ydel δD) permite analizar variaciones relativas de las temperaturas en los intervalos considerados.

FIGURA 1. *Localización geográfica de los sondeos de hielo analizados. Ver coordenadas en el texto*.

Un aspecto de importancia es la resolución de los modelos de edad en los que están basadas las series temporales de estos sondeos. El hielo es muy plástico y el contaje de capas (estratigrafía anual) ya sea visual o geoquímica sólo puede aplicarse a los niveles más recientes (últimos siglos). Por otro lado, las dataciones mediante ^{14}C de restos orgánicos atrapados en el hielo, y la correlación con otros registros mejor datados permitieron afinar la datación de los niveles del final del Pleistoceno. Sin embargo, a la mayor parte del registro de hielo Holoceno (entre 3.300 y 9.700 años BP para el caso de Sajama y esencialmente todo el registro holoceno, en el caso de Huascarán) se le asignó una edad conforme a un modelo matemático. En el caso de Illimani, el modelo de edad publicado se sustenta en la correlación de los eventos mayores (como el YoungerDryas) con el sondeo de Sajama (Ramírez et al., 2003). El error mínimo que se estimó para todos los modelos de edad es de ±200 años. Esta fuerte limitación debe ser tenida en cuenta en las intercomparaciones entre las series de los dossondeos.

En aras de simplificar la comparación visual y estadística de las series paleoclimáticas se procedió a eliminar las tendencias de largo término ("detrending") superpuestas a la variabilidad de escala centenaria o milenaria. Para ello se utilizó un ajuste lineal en el caso de Sajama y polinómico de segundo orden en Huascarán.

También se ha realizado un análisis espectral de las series de Huascarán y Sajama destinado a reconocerposibles elementos periódicos en la variabilidad climática. Para ello se utilizó el software *PAST* (Hammer et al., 2001) que trabaja con el algoritmo del periodograma de Lomb, el cual permite obtener diagramas espectrales a partir de series temporales con valores no equidistantes.

RESULTADOS

Las series del $\delta^{18}O$ de Sajama,y Huascarán (Fig. 2), junto a las cuales se incluye el registro del δD del sondeo de Illimani, muestran una variabilidad significativa. Los valores más pesados del $\delta^{18}O$ corresponden a temperaturas más elevadas y viceversa, lo que nos permite diferenciar una serie de intervalos alternantes de calentamiento y enfriamiento de escala centenaria en cada una de ellas, así como una serie de episodios de mínimas y máximas temperaturas relativas. Un análisis comparativo de las series permitereconocer pautas de variabilidad común. Se establece por ello una correlación tentativa de los máximos y mínimos climáticos locales, asumiendo que debieron de ser esencialmente coetáneos y que, por tanto, los pequeños desfases entre unos pueden ser atribuidos a los márgenes de error de losmodelos.

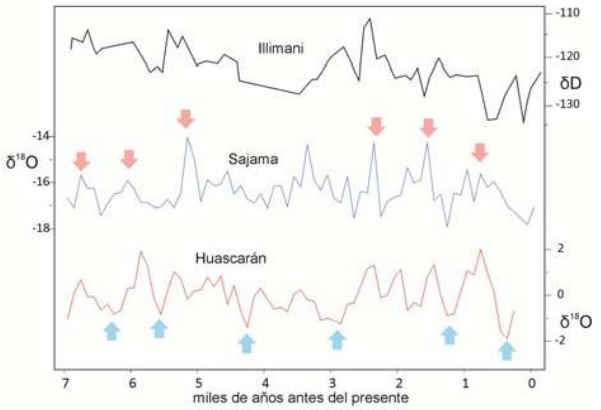


FIGURA 2. *Series temporales de isótopos estables en el hielo de los sondeos de Illimani, Sajama y Huascarán. Las flechas azules indican los principales episodios fríos, mientras que las flechas rojas indican los episodios de máximas temperaturas.*

En total fueron identificados seis máximos y seis mínimos climáticos (Tabla I y Tabla II).

Sondeo/ Episodio	Episodio C. VI	Episodio C. V	Episodio C. IV	Episodio C. III	Episodio C. II	Episodio C. I
Huascarán	6.4 ka	5.6 ka	5.0 ka	2.2 ka	1.6 ka	0.5 ka
Sajama	6.6 ka	5.9 ka	5.0 ka	2.4 ka	1.5 ka	0.7 ka
Illimani	6.8 ka	6.0 ka	5.4 ka	2.5 ka	1.4 ka	0.4 ka

TABLA I. *Episodios cálidos identificados según cada uno de los registros andinos. La denominación de cada episodio se encuentra en la fila superior.*

Sondeo/ Episodio	Episodio F. VI	Episodio F. V	Episodio F. IV	Episodio F. III	Episodio F. II	Episodio F. I
Huascarán	5.9 ka	5.2 ka	4.0 ka	2.6 ka	1.4 ka	0.2 ka
Sajama	6.4 ka	5.5 ka	3.9 ka	2.6 ka	1.2 ka	0.1 ka
Illimani	6.6 ka	5.7 ka	3.6 ka	2.7 ka	_	0.3 ka

TABLA II. *Episodios fríos identificados según cada uno de los registros andinos. La denominación de cada episodio se encuentra en la fila superior.*

Por otro lado, los resultados del análisis espectral de los dos sondeos con un mayor número de datos, representados en los diagramas espectrales (Fig. 3), muestran notables analogías, con máximos espectrales en torno a 0,87, 1,3, 0,67, 0,46 y 0,25 kiloaños, si bien éste último presenta un nivel de significancia muy bajo en Huascarán.

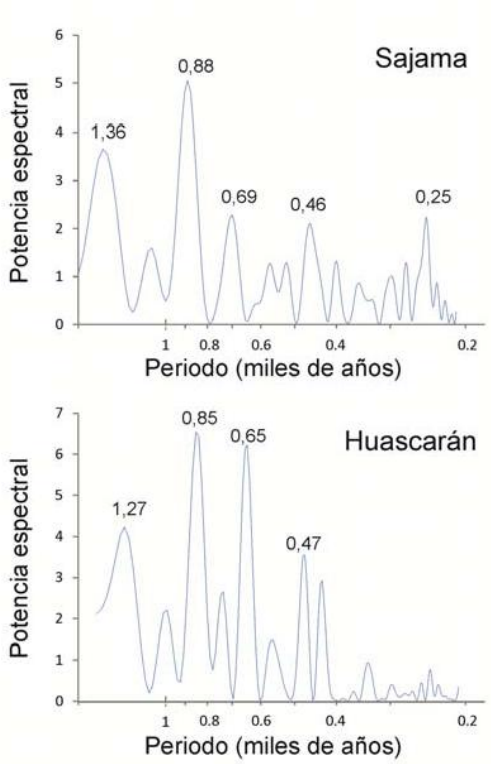


FIGURA 3. *Diagramas espectrales de las series de isótopos de oxígeno de los sondeos de hielo andino. Se indican los periodos de los picos espectrales más relevantes (en miles de años).*

DISCUSIÓN

Por un lado, la identificación de mínimos y máximos climáticos esencialmente coetáneos (dentro de los márgenes de error) en los tres sondeos analizados y, por otro, las grandes coincidencias de ciclicidad que ha revelado el análisis espectral, ponen de manifiesto el carácter suprarregional de los cambios en el clima en el intervalo temporalconsiderado.

Con el fin de discutir el posible origen de esos cambios climáticos, se han comparado los registros andinos con series temporales de forzamiento climático bien contrastadas. En concreto con las series de irradiancia solar total (Steinhilber et al., 2009) y con las series de actividad relativa de la circulación termohalina en el Atlántico Norte (registros de depósitos glacioderivados en el Atlántico Norte, Bond et al., 2001).

La comparación de los registros del δ18O de los sondeos de hielo con los registros de los factores de forzamiento (Fig. 4) sugieren una fuerte influencia de la actividad solar en los registros de hielo, ya que los grandes mínimos solares que marcan el intervalo estudiado tienen en general buena correspondencia con episodios de mínimas temperaturas en los Andes. Por otro lado, los depósitos glacioderivados del Atlántico norte muestran la existencia de cinco máximos, todos ellos con excelente correspondencia con los mínimos climáticos andinos reconocidos en este trabajo.

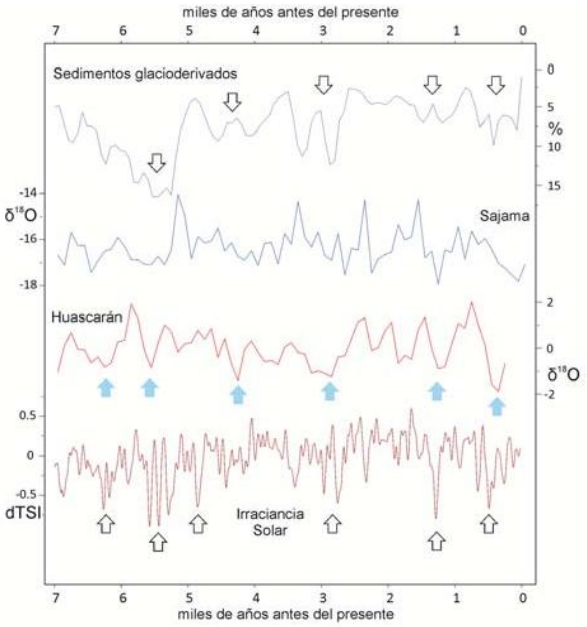


FIGURA 4. *Comparación de las series temporales de isótopos estables en el hielo de los sondeos de Sajama y Huascarán con los depósitos glacioderivados del Atlantico Norte (valores en porcentaje de granos de hematites, las flechas indican máximos, que corresponderían con entradas masivas de icebergs en el Atlántico, Bond et al., 2001) y con la reconstrucción de la actividad solar (las flechas indican los grandes mínimos solares, Steinhilber et al., 2009).*

De todo ello se deduce que la influencia combinada (y posiblemente interconecatada) de la actividad solar y la circulación termohalina ejercen un control fuerte en las variaciones climáticas de los AndesCentrales.

De forma paralela, los ciclos reconocidos en el análisis espectral podrían interpretarse como conectados con los ciclos climáticos globales relacionados con dichos forzamientos. En concreto, los ciclos definidos por los periodos más largos, de en torno a 1,3 ka, se aproximan a la duración media de los ciclos de Bond, basados en las recurrencias de los depósitos glacioderivados en el Atlántico y que se asocian a cambios en la circulación termohalina. Los ciclos de periodos más cortos, de 0,69, y 0,25 ka podrían tentativamente correlacionarse con ciclos de actividad solar de duración comparable.

CONCLUSIONES

Se han identificado los principales episodios fríos y cálidos de la evolución climática de los Andes centrales durante los últimos siete milenios a partir de los datos disponibles de sondeos de hielo glaciar realizados en la zona durante las últimas décadas. La resolución alcanzada en este estudio no tiene precedentes en la paleoclimatología del Holoceno de la regiónconsiderada.

La variabilidad climática caracterizada se interpreta como relacionada con los cambios mayores en la actividad solar durante el Holoceno, así como con variaciones de largo término en la circulación termohalina (Ciclos de Bond).

AGRADECIMIENTOS

Contribución al Grupo de Investigación "Paleoclimatología y Cambio Global (910198) de la Universidad Complutense de Madrid.

REFERENCIAS

Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I. y Bonani, G. (2001): Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, 294: 2130-2136.

Eichler, A., Gramlich, G., Kellerhals, T., Tobler, L.ySchwikowski, M. (2015): Pb pollution from leaded gasoline in South America in the context of a 2000 year metallurgical history. *Science Advances*, 1(2): e1400196.

Hammer, Ø., Harper, D.A.T., y Ryan, P.D. (2001): PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *PalaeontologiaElectronica*, Vol. 4, Issue 1, art. 4, 9.

https://www.ncdc.noaa.gov: *NOAA paleoclimatologydatasets.*Último acceso 2015.11.18.

Martín-Chivelet, J. y Muñoz, M.B. (2015): Estratigrafía de isótopos de oxígeno: reconstruyendo la variabilidad climática del pasado. *Revista Enseñanza Ciencias de la Tierra*,AEPECT.

Ramírez, E., Hoffmann, G., Taupin, J.D., Francou, B., Ribstein, P., Caillon, N., Ferron, F.A., Landais, A., Petit, J.R., Pouyaud, B., Schotterer, U., Simoes, J.C. y Stievenard, M. (2003): A new Andeandeep ice corefrom Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters*, 212: 337-350.

Steinhilber, F., Beer, J. y Fröchlich, C. (2009): Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters*, 36, Nº 19.

Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Davis, M.E., Lin, P.N., et al. (1995): Late Glacial Stage and Holocene Tropical Ice Core Records from Huascarán, Perú. *Science*, 269(5220): 46-51.

Thompson, L.G., Davis, M. E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T. A., et al. (1998): A 25.000 Year Tropical Climate history from Bolivian Ice Cores. *Science*, 282(5395): 1858-1864.

Caracterización de la contaminación por arsénico de las aguas del valle del río San Tirso (Asturias, España)

Characterization of As-contaminated water in San Tirso River Valley (Asturias, Spain)

B. González-Fernández[1], E. Menéndez-Casares[1], E. Rodríguez-Valdés[2], J.R. Gallego[2], C. Boente[2] y A. Fernández-Braña[2]

1 Dpto. de Explotación y Prospección de Minas, Universidad de Oviedo. C/ Independencia, 13, 33004 Oviedo, (Asturias). mbeagf@uniovi.es; emenendezcasares@gmail.com.
2 Dpto. de Explotación y Prospección de Minas, Universidad de Oviedo. C/ Gonzalo Gutiérrez Quirós, s/n, 33600 Mieres (Asturias). eduardorguezvaldes@gmail.com; jgallego@uniovi.es; carboente@gmail.com; fdezbrana.alicia@gmail.com.

Resumen: El valle del río San Tirso (Mieres, Asturias) se encuentra enclavado en una zona en la que, en el pasado, se desarrolló una intensa actividad minera de mercurio (El Terronal y La Peña) y de carbón (La Teyera) cuyos residuos mineros y metalúrgicos se encuentran acumulados en escombreras y en la actualidad las aguas del río presentan elevadas concentraciones de arsénico (As). El objetivo de este trabajo es determinar el origen del As y de otros posibles contaminantes, cuantificando la problemática vinculada a cada uno de ellos. Se realizó un trabajo de campo para elaborar la cartografía geológica, conocer el funcionamiento hidrogeológico de los materiales y ubicar las diferentes labores mineras y metalúrgicas. A partir de estos datos se diseñó la campaña de muestreo de aguas, suelos y sedimentos del cauce. Los resultados obtenidos indican que la contaminación procede mayoritariamente de la disolución de los minerales de As, óxidos fundamentalmente, presentes en el material sólido de las escombreras que es arrastrado por la escorrentía y depositado en el cauce del río San Tirso. También se produce un aporte de arsénico procedente del drenaje al río de las brechas silíceas que son la roca encajante de la mineralización. Los aforos realizados en el río en diferentes épocas del año permiten evidenciar la correlación inversa entre concentración de As y caudal.

Palabras clave: residuos mineros y metalúrgicos, contaminación, mercurio, arsénico, escorrentía.

Abstract: *The valley of San Tirso River (Mieres, Asturias) is situated in an area where, in the past, an intense mining of mercury (the Terronal and La Peña) and coal (La Teyera) was developed. Mining and metallurgical waste arising from this activity are accumulated in waste piles and, currently, the river water, reveals high concentrations of arsenic (As). The aim of this work is to determine the source of As and other possible pollutants, quantifying the level of affection caused by each of them. Fieldwork was conducted to develop geological mapping, and to know the hydrogeological functioning of aquifers rocks and to locate the different mining and metallurgical labors. From these data a sampling campaign of water, soil and riverbed sediments was designed. The results showed that pollution comes mainly from the dissolution of As minerals, mainly oxides, present in the solid material of the heaps which is entrained by runoff and subsequently deposited in the channel of the San Tirso river. The draining of siliceous breccias, (host rock mineralization) to the river is also a source of arsenic. The gauging made in the river at different season of the year demonstrated the inverse correlation between concentration of As and flow.*

Key words: *mining and metallurgical wastes, pollution, mercury, arsenic, runoff.*

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Asturias (norte de España) es una región con un importante pasado minero e industrial cuyos emplazamientos, especialmente en las comarcas mineras, son hoy terrenos contaminados. Uno de esos emplazamientos, El Terronal, es el estudiado en este trabajo cuyos objetivos son: a) identificar los principales contaminantes presentes en el río San Tirso, b) determinar el grado de contaminación de cada uno de ellos y c) conocer las principales fuentes de dicha contaminación.

MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

El área de estudio, que corresponde al valle del río San Tirso, se encuentra a unos 2 km al norte de la localidad asturiana de Mieres. Desde el punto de vista geológico, la zona de estudio se encuentra en el borde NW de la Cuenca Carbonífera Central, (Julivert, 1967). Litológicamente está constituida por brechas silíceas, areniscas, lutitas y carbón, de edad Westfaliense, formando una estructura anticlinal (Fig. 1). Asociada fundamentalmente a las brechas y, en menor medida, a las areniscas existe una importante mineralización, hidrotermal y epigenética, de mercurio (Hg) y arsénico (As). El mercurio aparece en forma de cinabrio y metacinabrio. El arsénico está presente como rejalgar,

oropimente y pirita enriquecida en As (Luque Cabal, 1985).

HIDROLOGÍA

En cuanto a la hidrología superficial, la cuenca del río San Tirso tiene una extensión de 7 km^2, su pendiente media es de 21,57 º y su desnivel de 476,53 m. El río San Tirso recorre una distancia de 4,5 km desde la cabecera hasta la desembocadura en el río Caudal, la pendiente media de su cauce es de 9,17 º y, en determinadas condiciones, puede actuar como un canal torrencial (Méndez Pazos, 2013).

Hidrogeológicamente las brechas y las areniscas constituyen acuíferos por porosidad intergranular mientras que las lutitas y el carbón se pueden considerar acuicludos o acuitardos. Además, es importante tener en cuenta que la explotación minera modificó las características hidrogeológicas de la zona, provocando un aumento de la permeabilidad y cambios en el funcionamiento hidrogeológico natural de los acuíferos.

La recarga procede de la infiltración del agua de lluvia a través de la superficie aflorante de los acuíferos y de las labores mineras de montaña existentes en la ladera occidental del valle del río San Tirso. La descarga se produce hacia el río y, fundamentalmente, hacia la galería minera de La Peña situada a cota 202,07 ms.n.m. (Fig. 1).

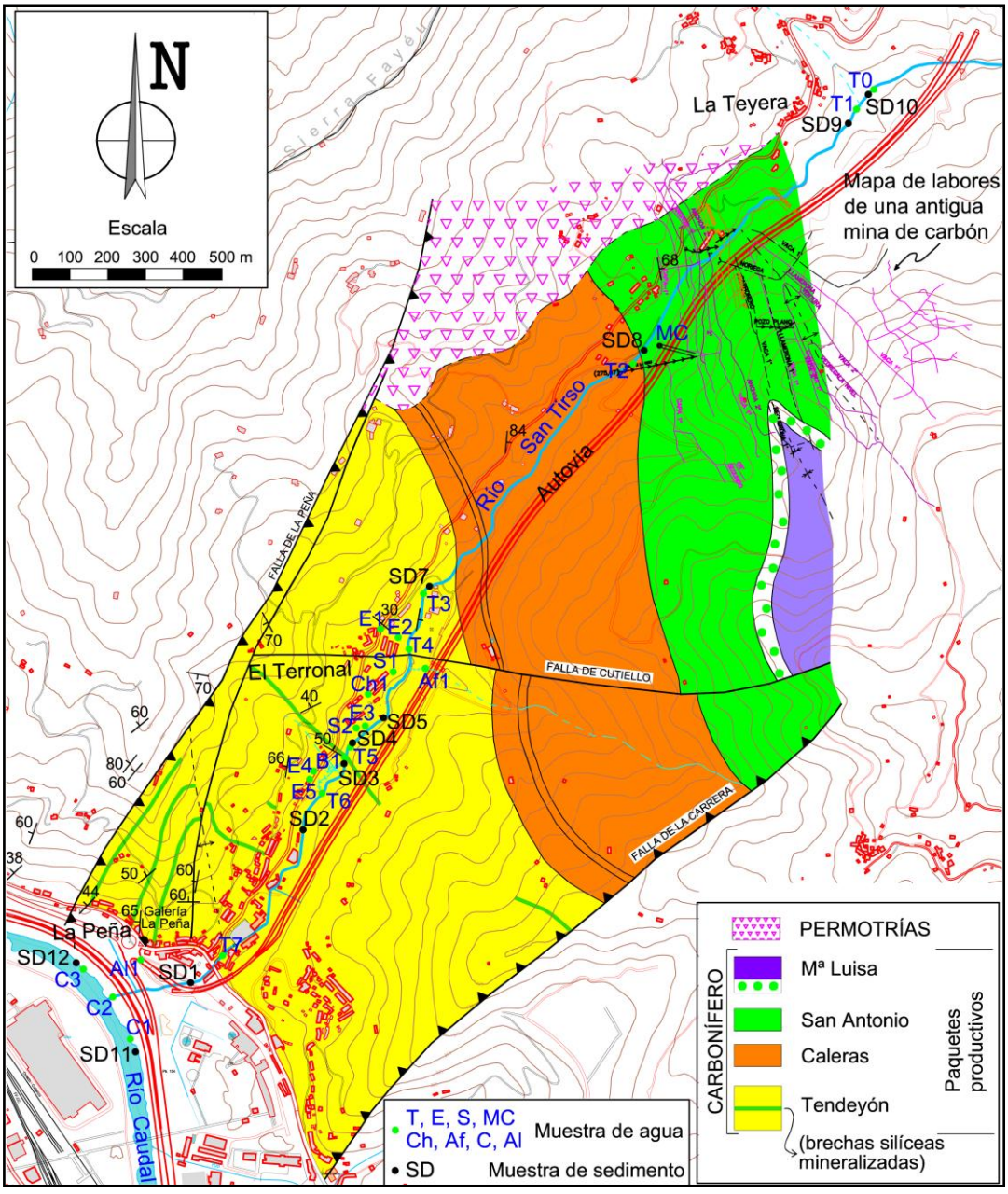


FIGURA 1. *Mapa geológico de la zona de estudio (basado en Luque Cabal, C., 1985) en el que se muestra la situación de los puntos muestreados.*

	Código	As (µg/l)							
		23/01/2014	27/03/2014	27/05/2014	18/09/2014	17/12/2014	27/03/2015	24/06/2015	11/09/2015
Río San Tirso	**T0**					22,30	2,60	11,67	
	T1		3,90	351,60	9,79	8,50	1,80	1,65	
	T2	76,40	2,30	3,60	11,67	6,60	10,40	3,88	4,09
	T3	7,30	1,90	164,10	11,01	11,10	18,60	5,25	8,18
	T4	13,80							
	T5		246,00		2213,13	510,20	436,30	2282,30	2672,48
	T6	259,40			2500,80	564,80	438,40	2618,94	2811,48
	T7		327,00	1734,80	2873,89	645,90	494,30	2866,63	2902,23
Río Caudal	**C1**	6,00							
	C2	320,80	281,90						
	C3	112,10							
Afluente	**Af1**		3,00		19,59				
Aguas subterráneas	**B1**		3423,80	448,00	518,04			423,72	
	MC			8,80	21,83				
Sondeos	**S1**	112,10	133,10	145,40	368,54				
	S2	249948,80	270123,70	267481,80	280756,87				
Escorrentía superficial	**E1**	6,70							
	E2	11,70							
	E3	31075,10	9344,40			33568,30	19420,60		
	E4		60,60						
	E5		63,00						
Chimenea	**Ch1**	3893,70	1435,20			3669,80	1839,40		
Saneamiento	**AL1**		127,10	162,10	166,97				
	AL2		91,10						

TABLA I. *Concentración de As en las aguas del valle del río San Tirso.*

METODOLOGÍA

Para alcanzar los objetivos propuestos se comenzó haciendo un trabajo de campo destinado a conocer la geología e hidrogeología de la zona (Fig. 1), así como a identificar las actividades antrópicas que puedan ser fuente de contaminantes. A partir de esta investigación previa se diseñó la recogida de muestras de suelos, de aguas superficiales y subterráneas y de sedimentos del cauce del río San Tirso. También se tomaron muestras de agua en el río Caudal, en las antiguas instalaciones mineras y en las redes de saneamiento. En la figura 1 se indica la situación de todos los puntos de toma de muestras. Se realizaron medidas multielementales (As, Hg, Cu, Zn, Pb, Fe, Co, Ni, Ti, V, Cd, B, Cr, Mn, Sr, Se, Al, Mo, Ag, Sn, Sb, Ba, Tl y U) y en algunos puntos también los aniones y cationes mayoritarios (HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+ y K^+) mediante técnicas de ICP-MS y cromatografía iónica.

Coincidiendo con las fechas de muestreo de aguas se realizaron aforos en el río San Tirso con el objetivo de poder establecer una correlación entre concentración de contaminantes y caudal del río.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

1. Suelos: las concentraciones de As en los suelos donde se ubicó la mina y las instalaciones metalúrgicas alcanzan valores de hasta 50000 mg/kg, siendo el valor medio, obtenido a partir del análisis de 33 muestras, de 28547 mg/kg. El origen de estas elevadas concentraciones está en la gran cantidad de residuos mineros y metalúrgicos, fundamentalmente óxidos de As, que han permanecido allí depositados y expuestos a la meteorización durante 40 años (Gallego et al., 2015).

2. Aguas: en la tabla I se recogen los resultados de los análisis de As; no se muestran los del resto de elementos analizados porque sus concentraciones son muy bajas. La legislación vigente en materia de calidad de aguas (BOE-A-2015-9806) establece que una masa de agua superficial cumple la normativa cuando la media aritmética de las concentraciones medidas distintas veces durante el año, no excede de 50 □ g/l en el caso de aguas superficiales continentales, 25 □ g/l en el de otras aguas superficiales y 10 □ g/l en el de las aguas subterráneas. Las muestras del río San Tirso recogidas aguas arriba de las instalaciones mineras presentan concentraciones de arsénico (As) inferiores a 50 □ g/l, salvo los puntos T1 y T3 que en mayo de 2014 presentaron valores superiores. La concentración de As aguas abajo de las instalaciones experimenta un claro aumento presentando todas las muestras valores muy superiores al máximo admisible. Comparando las concentraciones de As con el caudal del río San Tirso (Fig. 2) se observa que existe una correlación inversa entre ambos parámetros debido al efecto dilución provocado por una mayor escorrentía procedente de áreas no afectadas por minería. El afluente del río San Tirso, Af1, muestra concentraciones inferiores a 50 □ g/l. El río Caudal fue muestreado en tres puntos, el C1 situado aguas arriba de la desembocadura del río San Tirso, el C2 en el punto de desembocadura y el C3 aguas abajo. C2 y C3 tienen concentraciones superiores a 50 □ g/l. También se tomaron muestras de la escorrentía superficial (E1, E2, E3, E4 y E5) que discurre, en época de lluvia, por el interior de las instalaciones y de su entorno más cercano

Geo-Temas, 16 (1) ISSN 1576-5172

encontrándose que el punto E3 presenta concentraciones de As muy altas.

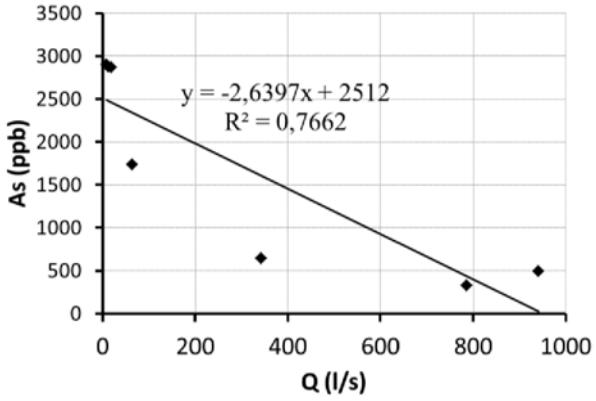


FIGURA 2. *Relación entre caudal y concentración de As en el río San Tirso.*

Las aguas subterráneas se muestrearon en los puntos, MC, B1 y en los sondeos S1 y S2. MC corresponde al drenaje de una mina de carbón, hoy inactiva, que vierte sus aguas al río San Tirso. La concentración de As en este punto supera, en épocas de estiaje, los 10 □g/l. En B1 el arsénico procede de la escorrentía subterránea ya que se trata de un drenaje de las brechas silíceas mineralizadas y explotadas en el pasado; la concentración de As llega a superar los 3000 □ g/l. Los sondeos S1 y S2, de profundidades 7 y 10 m respectivamente, están perforados en la parcela de las instalaciones mineras y atraviesan parte de los residuos allí acumulados. Las aguas de S2 presentan concentraciones de As extremadamente altas, muy por encima de las de las aguas del río San Tirso.

Dentro de las instalaciones mineras se muestreó el agua que, en época de lluvia, circula a través de lo que fue una chimenea, Ch1, alcanzando una concentración de As bastante elevada (>1400 □ g/l). Finalmente AL1 y AL2 son muestras de la red de saneamiento que presentaron valores algo superiores a 25 □ g/l

En cuanto a las facies hidroquímicas las aguas del río San Tirso son bicarbonatadas cálcicas mientras que las de los sondeos, la chimenea y la escorrentía superficial dentro de las instalaciones (E3) son sulfatadas cálcicas.

3. Sedimentos: como en el caso de las muestras de agua, los sedimentos con altas concentraciones de arsénico se localizan el tramo del cauce situado aguas abajo de las instalaciones (Tabla II).

CONCLUSIONES

1) La contaminación por arsénico de las aguas del valle del río San Tirso tiene un doble origen: escorrentía superficial y escorrentía subterránea. El contenido y distribución del As en los sedimentos del cauce sugieren que la presencia de As en las aguas por escorrentía superficial se debe a la disolución de este elemento presente en dichos sedimentos el cual, a su vez, procede del arrastre del material de las escombreras constituido fundamentalmente por óxidos de arsénico resultantes del tratamiento pirometalúrgico de las antiguas instalaciones de El Terronal. La de origen subterráneo está asociada a las brechas mineralizadas que fueron explotadas para la extracción de Hg y drenan en un punto del cauce al cual aportan agua con concentraciones de As muy superiores al máximo admisible.

	As (ppm)		As (ppm)		As (ppm)
SD-1	1495,6	**SD-5**	2698,6	**SD-10**	60,6
SD-2	1645,3	**SD-7**	52,9	**SD-11**	11,1
SD-3	4392,6	**SD-8**	71,2	**SD-12**	14,6
SD-4	9242,7	**SD-9**	74,8		

TABLA II. Concentración de As en los sedimentos del cauce de los ríos San Tirso (SD-1 a SD-10) y Caudal (SD-11 y SD-12).

2) Aguas arriba del drenaje de las brechas la concentración de As sigue siendo muy elevada lo cual indica que la escorrentía superficial es la principal fuente de contaminación del agua, mientras que la subterránea contribuye en menor medida.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto de investigación LIFE+ Innovative and Demonstrative Arsenic Remediation Technologies for Soils (I+DARTS).

REFERENCIAS

Gallego, J.R., Esquinasa, N., Rodríguez-Valdés, E., Menéndez-Aguado, J.M. y Sierra, C. (2015): Comprehensive waste characterization and organic pollution co-occurrence in a Hg and As mining and metallurgy brownfield. *Journal of Hazardous Materials*, 300: 561–571.

Julivert, M. (1967): La ventana del Río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología.* Univ. de Oviedo, 1: 59-76.

Luque Cabal, C. (1985): *Las mineralizaciones de mercurio de la Cordillera Cantábrica*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 1571 p.

Méndez Pazos, A. (2013): *Peligrosidad asociada a la escombrera de "El Terronal"*. Trabajo Fin de Master, Univ. de Oviedo, 86 p.

Environmental implications of land degradation caused by mining and urban development in the humid Pampa, Argentina

Implicaciones ambientales de la degradación del terreno, debida a actividades urbanas y mineras en la Pampa húmeda, Argentina

M.A. Hurtado[1], L.M. Forte[1,4], M.M. da Silva[1,2], D.E. Muntz[1,3], V. Bruschi[5] and A.Cendrero[1,4]

(1) Instituto de Geomorfología y Suelos (IGS-CISAUA), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Univ. Nacional de La Plata, Argentina.
(2) Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, Argentina.
(3) Comisión de Investigaciones Científicas, Provincia de Buenos Aires, Argentina
(4) Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria, Santander, Spain.
(5) Departamento de Ciencia e Ingeniería del Terreno y de los Materiales, Universidad de Cantabria, Santander, Spain.

Abstract: Land degradation caused by urban expansion and related mining activities in the humid Pampa (province of Buenos Aires) is analysed. Direct and indirect effects on landform modification and erosion/sedimentation rates are assessed. Implications for reduction of soil productivity and hazards related to the appearance of new landforms are discussed. A numerical index for assessing hazards caused by mining excavations is proposed, and tested using independent data. Changes observed in landforms and erosion/sedimentation processes suggest that human-driven geomorphic change could be one of the characteristicsof the Anthropocene.

Keywords: Geomorphic change, soil denudation, environmental degradation, Anthropocene, humid Pampa.

Resumen: *Se analiza la degradación del territorio y de los suelos en la Pampa húmeda (Provincia de Buenos Aires) debida a actividades de expansión urbana y mineras. Se describen y evalúan los efectos directos e indirectos sobre la modificación de geoformas y los procesos de erosión/sedimentación, así como sus implicaciones para la productividad de los suelos y los riesgos para las personas. Se propone un índice numérico para la evaluación de los últimos, contrastado con datos independientes. La magnitud de los cambios en las geoformas y en los procesos de erosión/sedimentación indica que el cambio geomorfológico de origen humano probablemente es una de las características del Antropoceno.*

Palabras clave: *Cambio geomorfológico, erosión de suelos, degradación ambiental, Antropoceno, Pampa húmeda.*

INTRODUCTION

The importance of human activities as drivers of changes affecting our environment has been a matter of concern for well over one century (Marsh, 1874). Of particular interest are direct effects and indirect consequences of activities such as urban expansion and infrastructure development, as well as related mining activities, on soils and landforms (Forte et al., 2016; Tarolli and Sofia, 2016). The excavated areas and accumulations of unconsolidated materials thus formed trigger a series of processes potentially hazardous for humans, such as slope instability, formation of lakes and ponds, accumulation of different types of waste, increased erosion and sediment supply to watercourses, etc. Previous analyses by some of the authors (Rivas et al., 2006; Bruschi et al., 2013; Hurtado, 2015; Hurtado et al., 2015) have shown the magnitude and significance of geomorphic changes produced by urban and infrastructure development and soil mining (the "human geomorphic footprint"; HGF, Rivas et al., 2006) in Argentina, and their potential effects for human well-being. The objective of the present contribution is to carry out an analysis of land degradation due to such activities in the humid Pampa as well as to assess some of their environmental effects.

METHODOLOGY

The methods used for this analysis have been previously described (Rivas et al, 2006; Hurtado, 2015; Hurtado et al., 2015; Forte et al., 2016). The main methodological steps included: a) Determination of the area affected by activities (urban and infrastructure development, mining) that physically alter land and soils, as well as volume of solid materials mobilised. b) Estimation of the effects of the former on erosion/sedimentation processes. c) Identification of processes triggered by geomorphic alterations, which could imply environmental degradation or hazards.

RESULTS AND DISCUSSION

The case of La Plata, founded in 1882, with a municipal area of 926 km^2 and a population of 654,000 (2010 census), illustrates the procedure followed. Tables I and IIsummarize results obtained on total and

*per capita*area affected and volume of soil plus subsoil mobilised through the activities considered. Data on mining area and volume include soil decapitations (the A and sometimes the upper part of the B horizon are excavated; normally to about 30 cm and practically never >50 cm), and deep excavations, in which the whole soil profile and also the parental material are extracted, sometimes up to a 20 m depth (Fig. 1).

Year	Population	Urbanarea km^2.	Urbanarea m^2/pers	Miningarea km^2.	Excavatedvolume m^3 x 10^6
1890	56.425	12,22	216		
1910	81.868	19,8	242		
1932	133,130	28,6	215		
1960	269.991	62,27	231		
1966		70,66		119,33	41,78
1970	408.327				
1978		111,17			
1980	473.434				
1991	542,917				
1997		153,96		206,17	96,5
2001	571,416	162,96	285		
2004		190,6			
2012	654,324	222,14	339	258	120

TABLE I. *Population, area affected and volume excavated by urban and mining activities, municipality of La Plata. After Hurtado et al. (2015).IMPORTANT NOTE: areas affected by mining excavations (mainly soil decapitation) correspond to accumulated values since the foundation of the city, not area occupied by them at the indicated date. An important part of those "historical excavations" was covered later by urban expansion. Area presently occupied by such excavations is somewhat less than half the historical total.*

Evolution of *per capita* use of urban land since 1982 is shown in Figure 2. It is clear that the HGF grows more rapidly than population, and that its increase accelerated after the 1980's.

Areas affected by excavation or accumulation of soil and sediment are more sensitive to erosion. Observations around La Plata and data from measurements and USLE estimates by different authors (compilation presented by Forte et al., 2016), indicate that erosion on these disturbed terrains is 1.5 – 2.5 mm/year (conservative estimate). If sediment thus generated were evenly distributed over the whole municipality (for comparison purposes only) the amount thus produced would be equivalent to 0.02-0.04 mm/year (0.03-0.06 m^3/person/year). This represents two orders of magnitude less than the direct contribution (Table II).

HGF (m^2/pers/year)			
Urban	Mining	Infraestructure	Total
5,1	5,7	0,5	11,3
HGF (m^3/pers/year)			
Urban	Mining	Infraestructure	Total
1,7	4,8	1	6,5

TABLE II.*Summary of results on HGF in La Plata, 2012.(Hurtado et al., 2015).*

Similar measurements and estimates for erosion under "natural" conditions(actually, pasturelands with limited human modification) yielded values between 0.01 and 0.007 mm/year (data from various authors in Forte et al., 2016). Thus, it appears that natural sediment generation in the region is (probably at least) two orders of magnitude less than the direct and indirect contributions presented above. Measurements and estimates in lakes of the humid Pampa (Forte et al., 2016) have yielded present sedimentation rates between 11 and 150 mm/year, compared to 1.6-2.4 mm/year during the Alluvial period (last 200-300 years, after extensive European occupation of the region) and 0.8 mm/year during the Suballuvial (a former temperate-humid period, 700-1400 BP).

Two indirect environmental effects derived from excavation/accumulation processes have been analysed, soil productivity reduction and hazards for human safety and health. Data presented by Hurtado (2015), indicate that soil productivity experienced an 86-98% reduction after decapitation, and that this would be equivalent to 1200 US$/ha/year (preliminary estimate). Considering that high-quality soils experienced a reduction >40% in the region of La Plata between 1882 and 2012, this represents a substantial loss.

The presence of deep excavations triggers instability of artificial slopes, water accumulation, uncontrolled dumping of waste, and proliferation of disease vectors, which imply physical and health hazards (drowning, slope collapse, infectious diseases) and aquifer pollution. To assess the former a hazard index was developed:

HI= f (Act, Acc, DU, SP, S, F, A, CD, SG, WD, SW,).
Where (Q: quantitative; C: categorical): Act: activity (C); Acc: accessibility (C); DU: distance to inhabited areas (Q); SP: signposting (C); S: existence of surveillance (C); F: presence of fencing (C); A: area of the "cava" (Q); CD: Depth of the "cava" (Q); SG: gradient of artificial slopes (Q); WD: maximum water depth (Q); SW: area covered by waste (Q).
The index was calculated using the expression:
HI = □ ViWi; where: Vi: value of variable I in the 0-1 scale; Wi: weight of the variable; □ Wi=1.

FIGURE 1.*Examples of soil decapitation (left) and deep excavation of soil plus subsoil (right; a "cava"with water and waste accumulation).*

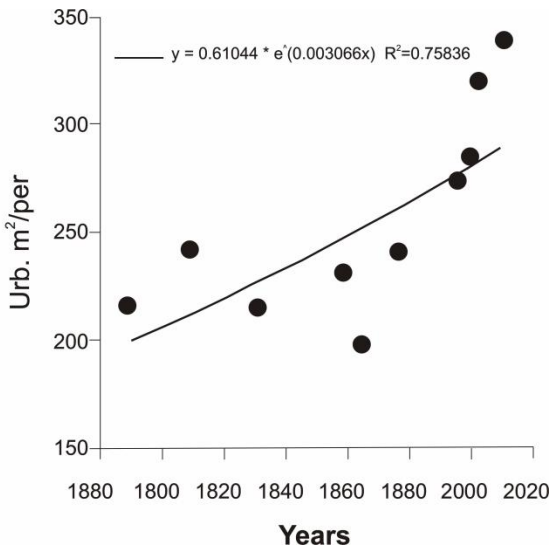


FIGURE 2. *Temporal evolution of urban land area, occupied per capita in La Plata.*

The HI was obtained (Hurtado et al., 2015) for a total of 91 deep excavations ("cavas" using the local term). To test the validity of the index, it was compared with independent data about fatal occurrences in them, obtained from press archives. During 1981-2011, deaths registered in "cavas" of the region amounted to 40. Of those, occurred 21 in "cavas" with *very high*, 14 with *high* and 2 with *medium* index values; none in the rest (Tables III).

Tentative extrapolations to the whole Buenos Aires province, on the basis of data obtained in the study areas considered, indicate that about 200 km^2/year of land is "consumed" and 120 x 10^6 m^3/year of subsoil and, mainly, soil are mobilised. Accepting the preliminary estimate presented above, this would represent a loss around 240 x10^6 US$ per year. This might not seem much for such a large province, but it must be borne in mind that the HGF grows with time and so does the corresponding productivity loss, and that the figure is accumulative.

Code No./ Location	Date	No. (age)	IPC class
La Plata			
EG1	14/12/81	2 (22, 42)	very high *
EG2	? /?/81	1 (17)	very high
Pz1	11/10/83	1 (11)	high
Ma2	4/12/85	1 (16)	high
Ma2	1/2/86	1 (18)	high
Ga16	17/8/92	1 (16)	veryhigh
EG7	4/12/92	1 (16)	veryhigh
Ma2	6/12/92	1 (42)	high
Ma2	23/12/94	1 (14)	high
Ma2	6/11/95	1 (24)	high
EG2	27/2/00	1 (10)	veryhigh
EG5	24/2/02	1 (9)	veryhigh
EG7	5/1/03	1 (20)	veryhigh
EG7	19/3/04	1 (14)	veryhigh
EG5	?/8/05	1 (?)	veryhigh
EG13	7/12/05	1 (9)	veryhigh
EP10	5/2/06	1 (13)	high
EG12	22/4/06	1 (72)	high
Ga3	12/12/06	1 (25)	veryhigh
Ca1	5/2/11	1 (23)	veryhigh
Buenos Aires			
La Salada/Ensenada	4/3/70	1 (18)	high
Aero Club/Ensenada	?/12/75	1 (14)	veryhigh
Berisso**	19/1/85	1 (48)	Medium**
Aero Club/Ensenada	11/12/85	1 (?)	veryhigh
Los Talas/Berisso	6/1/87	1 (17)	veryhigh
Aero Club/Ensenada	7/12/87	1 (25)	veryhigh
Aero Club/Ensenada	24/12/94	1 (13)	veryhigh
La Salada/Ensenada	27/1/97	1 (17)	high
Aero Club/Ensenada	2/12/97	1 (13)	veryhigh
Aero Club/Ensenada	27/2/98	1 (13)	veryhigh
Los Talas/Berisso	2/7/00	1 (70)	veryhigh
Ruta 15/Berisso	7/3/01	1 (20)	medium
520, E 122-123/Ensenada	15/2/02	1 (15)	high
Bartolomé M./Magdalena	1/12/05	1 (26)	high
Ruta 24/Magdalena	11/1/07	1 (21)	high
Ruta 2/Florencio Varela	31/8/09	4 (10, 12, 17, 32)	high

TABLE III. *Casualties registered in "cavas" in the municipality of La Plata and in the Buenos Aires conurbation. Number and age of victims are indicated.*Presently very low, after restoration. **Location ill-defined, IPC with doubts.*

Moreover, this aggravates the general problem of progressive reduction of available farming land, *per*

capita, in one of the regions of the world with best natural conditions for agriculture. Finally, as press records are not complete and only a relatively small part of the province was analysed for deaths in "cavas", it is logical to think that the total number of casualties in them must be considerable.

Results presented also indicate that there is a significant "human-driven geomorphic change" in the humid Pampa, with an important acceleration of geomorphic processes in recent decades (Bruschi et al., 2013; Forte et al., 2016). This seems to be part of the Great Acceleration (Steffen et al., 2015), and perhaps one of the characteristics of the Anthropocene (Bonachea et al., 2010; Hurtado et al., 2015; Waters et al., 2016), during which humans seem to have become, by far, the main erosion/sedimentation and soil destruction agent.

CONCLUSIONS

Human activities related to urban development and mining represent the main landform change and soil degradation agent in the region. The human geomorphic footprint in the study area has grown about 50% in 1990-2012. Soil destruction due to the activities analysed probably amounts to >200 km^2/year in the province of Buenos Aires. Soil decapitation implies an 85-98% reduction of soil productivity. The estimated monetary loss of for the area indicated is 240 $x10^6$ US$ per year. This type of degradation process is growing at a considerable rate, affects mainly high capability soils, and represents a significant loss of a very important resource, which is becoming scarcer worldwide.

Direct plus indirect effects of human activities on erosion/sedimentation processes in the study area are two orders of magnitude greater that those due to natural agents. Human geomorphic change is thus very significant in the region and shows a marked increase in recent times, as shown by other analyses of "global geomorphic change". It appears that a "great geomorphic acceleration" which took place after mid-twentieth century, is one of the characteristics of the Anthropocene

Deep excavations for the extraction of soil and subsoil lead to the appearance of safety and health hazards, with at least 40 deaths registered in the region during 1981-2011. A procedure designed and tested for assessing these hazards yielded satisfactory results. It allows identification of the most dangerous "cavas" as well as the main hazard factors.

AKNOWLEDGEMENTS

Work supported by projects PIT-AP/UNLP 2010; PICT 2013-1685, ANPCyT (Argentina) and UC29.P001.64004 (Spain).

REFERENCES

Bonachea, J., Bruschi, V.M., Hurtado, M.A., Forte, L.M., da Silva, M., Etcheverry, R., Cavallotto, J.L., Dantas Ferreira, M., Pejon, O.J., Zuquette, L.V., de O. Bezerra, M.A., Remondo, J., Rivas, V., Gómez-Arozamena, J., Fernández, G., and Cendrero, A. (2010):Natural and human forcing in recent geomorphic change; case studies in the Río de la Plata basin.*Science of the Total Environment,* 408: 2674-2695.

Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Gómez-Arozamena, J., Rivas, V., Méndez, G., Naredo, J.M. and Cendrero, A. (2013): Analysis of geomorphic system's response to change in natural and human drivers in northern Spain; implications for global geomorphic change. *Geomorphology,* 196: 67–279.

Forte, L.M., Hurtado, M.H., Dangvas, N.V., Couyoupetrou, L., Giménez, J.E., da Silva, M.M., Bruschi, V.M., and Cendrero, A. (2016):Is human geomorphic change generating renewable geologic materials? the case of the brick industry in the humid Pampa, Argentina. *Catena,* 142: 177-189.

Hurtado, M.A. (2015): *Desarrollo de herramientas para el análisis, evaluación y gestión sostenible del territorio y de sus recursos. Aplicación en el conurbano bonaerense, provincia de Buenos Aires, Argentina*. Ph.D. Thesis, Univ. de Cantabria, 275 p.

Hurtado, M.A., Forte L.M., da Silva, M.M., Muntz, D.E. y Cendrero, A. (2015): Degradación de suelos como consecuencia de la actividad minera y expansión urbana en la provincia de Buenos Aires; implicaciones. In: *El deterioro del suelo y del ambiente en Argentina (*R.R. Casas and G.F. Albarracín, eds.) FECIC, Buenos Aires, 377-411.

Marsh, G.P. (1874): *The Earth as modified by human action* (a new edition of Man and Nature, 1856). New York: Scribner, Armstrong & Co, 690.

Rivas, V., Cendrero, A., Hurtado, M., Cabral, M., Giménez, J., Forte, L., del Río, L., Cantú, M.and Becker, A. (2006): Geomorphic consequences of urban development and mining activities; an analysis of study areas in Spain and Argentina. *Geomorphology*, 73: 185-206.

Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch, L., Gaffney, O. and Ludwig, C. (2015): The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration. *The Anthropocene Review*, 2(1): 81–98.

Tarolli, P. and Sofia, G. (2016): Human topographic signatures and derived geomorphic processes across landscapes. *Geomorphology*, 255: 140–161.

Waters, C.N., Zalasiewicz, J., Summerhayes, C., Barnosky, A.D., Poirier, C., Gałuszka, A., Cearreta, A., Edgeworth, M., Ellis, E.C., Ellis, M., Jeandel, C., Leinfelder, R., McNeill, J.R., Richter, D.deB., Steffen, W., Syvitski, J., Vidas, D., Wagreich, M., Williams, M., Zhisheng, A., Grinevald, J., Odada, E., Oreskes, N. and Wolfe, A.P. (2016): The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene. *Science*, 351 (6269):137-147.

Caracterización geofísica y mineralógica de las formaciones superficiales de la Cuenca del río Loa (desierto de Atacama, Chile)

Geophysical and mineralogical characterization of near surface formations of the Loa river Basin (Atacama Desert, Chile)

N. Sanjuán[1], S. López-Andrés[2] y A. Muñoz-Martín[3,4]

1 GEOINTEC, Geotecnia e ingeniería del terreno, S.L. Pozuelo de Alarcón (Madrid). nsanjuan@geointec.com.
2 Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Fac. Ciencias Geológicas.Univ. Complutense de Madrid. 28040-Madrid, España.
3 Grupo de Tectonofísica Aplicada. Dpto. Geodinámica. Univ. Complutense de Madrid. 28040-Madrid, España.
4 Instituto de Geociencias (UCM, CSIC). C/ José Antonio Novais, 12, 28040-Madrid, España.

Resumen: Durante 2015 tuvo lugar una exploración geotécnica y geofísica en el desierto de Atacama (Chile) para el diseño de una planta solar fotovoltaica. Los datos de resistividad obtenidos en la Fm.El Batea resultaron extremadamente elevados ($10^7\Omega\cdot$m), por lo que se llevó a cabo un muestreo de las unidades geológicas presentes para su estudio mineralógico mediante difracción de rayos X (DRX). La composición mineral de la Fm. El Batea muestra una casi total ausencia de humedad y una muy baja porosidad. Estos factores producen que la componente electrolítica en esta formación sea casi despreciable, y su comportamiento eléctrico coincide con la conductividad de sus fases minerales casi en estado puro. Estas características se deben a las extremas condiciones ambientales en el desierto de Atacama. La formación El Batea ha supuesto una barrera a la evapotranspiración, siendo los valores de resistividad de la formación infrayacente prácticamente normales (10^3-$10^4\Omega\cdot$m).

Palabras clave: Desierto de Atacama, cuenca del río Loa, resistividad extrema, DRX, Fm. El Batea

***Abstract**: During 2015 it took place a geotechnical and geophysical exploration in the Atacama Desert (Chile) for the design of a power solar plant.Resistivity data obtained in El Batea Fm. were extremely high ($10^7\Omega\cdot$m). For this reason, sampling of near surface geological units were made in order to study its mineralogical composition with X-Ray Difraction (XRD). Mineral composition of El Batea Fm. shows an almost total absence of water and a very low porosity. These factors cause that the electrolytic component in this formation is almost negligible, and its electrical conductivity matches with the conductivity of the pure mineral phases. These characteristics are probably due to the extreme environmental conditions. El Batea Fm. has a barrier to evapotranspiration, because the resistivity values of the lower formation are practically normal (10^3-$10^4\Omega\cdot$m).*

***Key words:** Atacama Desert, Loa river basin, extreme resistivity, XRD,* El Batea Fm.

INTRODUCCIÓN

Durante febrero de 2015 tuvo lugar una campaña de exploración geotécnica y geofísica en la localidad de María Elena, provincia de Tocopilla, región de Antofagasta (Chile) (Fig. 1). El objetivo era el diseño de las tomas a tierra para una planta solar fotovoltaica. En dicha campaña se realizaron 10 sondeos eléctricos verticales (SEV) y cuatro calicatas, en las que se obtuvieron muestras a diferentes cotas. Los datos de resistividad obtenidos resultaron extraordinariamente altos, con valores de resistividad superiores a $10^7\Omega\cdot$m. Aunque dicha campaña tenía un carácter aplicado, se procedió a un estudio mineralógico mediante DRX para estudiar la causa de esos valores de resistividad, de los más altos existentes en la bibliografía.

La zona de estudio se sitúa en el desierto árido de Atacama, en la cuenca del río Loa a una altura de unos 1250 m sobre el nivel del mar (Fig. 1). El clima en la zona es extremadamente seco (pluviometría de 0,00 mm/año) y con una evaporación potencial de 2.000-3.500 mm/año. La oscilación diaria de temperatura es superior a 20ºC, con vientos constantes de dirección E-W y W-E con una velocidad media de 15km/h (Información Oficial Hidro-meteorológica y de Calidad

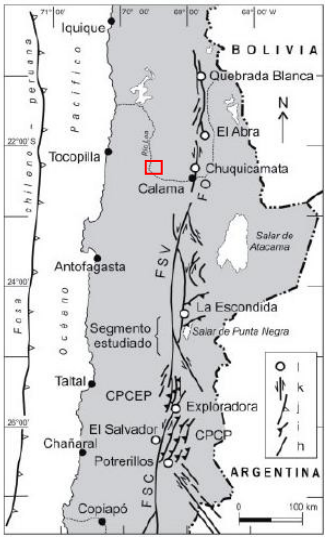


FIGURA 1. *Mapa tectónico regional (Niemeyer y Urrutia, 2009), con la ubicación de la zona de estudio señalada.*

de Aguas en Línea de la Dirección General de Aguas del Ministerio de Obras Públicas del Gobierno de Chile). Existen también avenidas torrenciales interdecenales (Vargas *et al.*, 2000), cuyas evidencias han podido verse en la zona de estudio.

La secuencia lito-estratigráfica presente en la zona de estudio se corresponde con los depósitos cenozoicos de la Cuenca sedimentaria del río Loa, los cuales describen unas condiciones de aridez creciente hasta la hiperaridez actual. De muro a techo se pueden definir las siguientes unidades (Fig. 2):

*Fm. Calama (MPa): Mioceno inferior – medio. Aparece en la base de todos los puntos de investigación a partir de los 0,60-1,30 m de profundidad. Son depósitos torrenciales típicos de piedemonte en un medio climático árido (Naranjo y Paskoff, 1982). Se relaciona genéticamente con la Fm. Gravas de Atacama (Riquelme *et al.*, 2003).

*Fm. El Batea (Mmeb): Mioceno medio – Plioceno. Se localiza entre 0,35-0,70 m hasta los 0,60-1,40 m de profundidad. Hacia techo son arenas gruesas y gravas con cementación media y hacia la base pasan a areniscas fuertemente cementadas. Se trata de una secuencia continental con abundante cemento evaporítico (Medina *et al*, 2012). Presentan un contenido en sales creciente hacia la base, que conllevauna reducción de la porosidad y un aumento de la competencia.

*Fm. Terrazas del río Loa (QPla): Pleistoceno superior. Formadas por depósitos detríticos superficiales de 0,70-0,35 m de espesor de arenas gruesas y gravas.

*Aluvial actual (QHa): Holoceno. Representa los depósitos aluviales actuales propios del clima desértico, cuyas lluvias torrenciales forman valles erosivos. Se producen únicamente en los cursos de mayor entidad.

CARACTERIZACIÓN GEO-ELÉCTRICA

En la campaña se realizaron 10 SEV dispuestos en pares en forma de cruz con direcciones ortogonales NS y EW, con objeto de disponer de valores de resistividad (ρ) en cinco puntos de investigación diferentes (Tabla I). Se utilizó un Resistivímetro Syscal Kid Switch fabricado por Iris-Instruments con un dispositivo electródico de tipo Schlumberger.

	Coordenadas UTM WGS89 Uso 19K		Altitud m.s.n.m.
	X	Y	
SEV1&2	445683	7530312	1221
SEV3&4	445617	7529641	1232
SEV5&6	446577	7529156	1250
SEV7&8	446510	7528432	1259
SEV9&10	447338	7528110	1266

TABLA I. *Coordenadas UTM y orientación de los SEV.*

Tras la adquisición y procesado de datos, calibrando los espesores en las calicatas realizadas, se obtuvieron para cada material los valores de resistividad (Tabla II). Estos valores resultaron más altos de lo esperado ya que en la naturaleza las arenas y gravas, presentan unas resistividades de 1-6x10^3Ω·m y 2x10^3-10^4Ω·m, respectivamente (*Telford et al.*, 1990).

Material	Resistividad media (Ω m)	Log Resistividad (Ω m)
QHa	$1.296 \cdot 10^6$	6
QPla	174.000-748.000	5
Mmeb	$35.2 \cdot 10^6$-$3.05 \cdot 10^8$	7-8
MPa	1100-13500	3-4

TABLA II. *Valores de resistividad de las formaciones analizadas.*

Calicata	Coordenadas UTM WGS84 Uso 19K		Altitud m.s.n.m.
	X	Y	
CM-1	447415	7527954	1267
CM-6	446034	7529333	1244
CM-10	445686	7530118	1224
CM-21	446612	7528645	1259

TABLA III. *Localización de las calicatas realizadas.*

CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA

En febrero de 2015 se realizaron también cuatro calicatas mecánicas de las cuales se obtuvieron un total

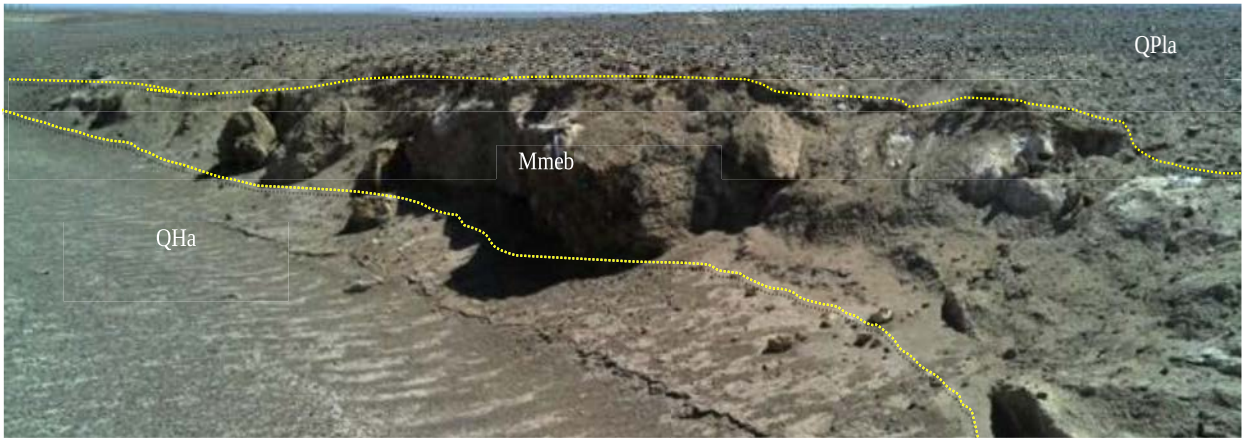


FIGURA 2. *Imagen del escarpe de 1,20 m. Donde se aprecia la Fm. El Batea (Mmeb) cubierta por la Fm.Terrazas del Rio Loa (Qpla) y la erosión posterior de un valle en el que se ha depositado el material aluvial actual (Qha). Se aprecian las costras salinas-yesíferas de la Fm. El Batea debido a erosión lateral de los cursos fluviales efímeros actuales.*

de nueve muestras a diferentes profundidades(Tablas III y IV) correspondientes a las tres formaciones más superficiales (QHa, QPla, Mmeb), no siendo posible la toma de muestras de la formación MPa.

Calicata	Muestras					
	Profundidad (m)			Material		
CM-1	0,00	1,00	1,70	QHa	Mmeb	Mmeb
CM-6	0,00		1,00	QPla		Mmeb
CM-10	0,00		0,99	QPla		Mmeb
CM-21	0,00		0,50	QPla		Mmeb

TABLA IV. *Muestras y profundidades de muestreo en las calicatas.*

Para preservar las condiciones extremas del emplazamiento las muestras fueron transportadas en ausencia de humedad ambiental hasta el Centro de Asistencia a la Investigación (CAI) de Técnicas Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid (UCM) en menos de 48 horas y mantenidas primero en un desecador de vidrio Pyrex con gel de sílice durante 24 horas y después en una estufa a 40ºC.Las muestras fueron analizadas DRX por el método del polvo cristalino, utilizando un difractómetro de rayos X BRUKER D8 ADVANCE, con radiación de Cu, enun intervalo angular de 2 a 65º 2θ, un tamaño de paso de 0,02º 2θ y un tiempo por paso de 0,7 s. Se ha empleado el software EVA de Bruker para la identificación y el análisis semicuantitativo, siguiendo el método de Chung (Chung, 1974).

Los datos obtenidos de la identificación mediante DRX se han analizado según la calicata de obtención, los materiales geológicos y la profundidad de obtención de las muestras (Fig. 3).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los minerales identificados en todas las muestras en proporciones que varían entre el 30 y el 95% han sido los siguientes silicatos:cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y filosilicatos. Además se han identificado carbonatos tipo calcita (CM-6, CM-10 y CM-21), sulfatos como yeso (solo en muestras superficiales), basanita, anhidrita (en muestras superficiales y profundas) y glauberita ($Na_2Ca(SO_4)_2$), hidroxisulfatos como humberstonita ($Na_7K_3Mg_2(SO_4)_6(NO_3)_2{\cdot}6H_2O$), cloruros como halita y en una única muestra (CM-10 en superficie) magnetita (Fe_3O_4).

El análisis de los valores de resistividad y de la caracterización mineralógica ha permitido diferenciar tres niveles que se corresponden con las tres formaciones geológicas presentes en la zona. La Tabla V resume los valores de resistividad y de composición mineralógica expresada en % de silicatos, sulfatos, carbonatos y otras sales para cada capa muestreada.

La capa más superficial (0,0) engloba los materiales QHa y Qpla. Es en la única capa donde se ha encontrado yeso, lo que indica un cierto grado de hidratación superficial. Los valores de resistividad obtenidos son algo superiores a los valores propios de su composición. Esto puede explicarse atendiendo a las condiciones ambientales como son la alta temperatura

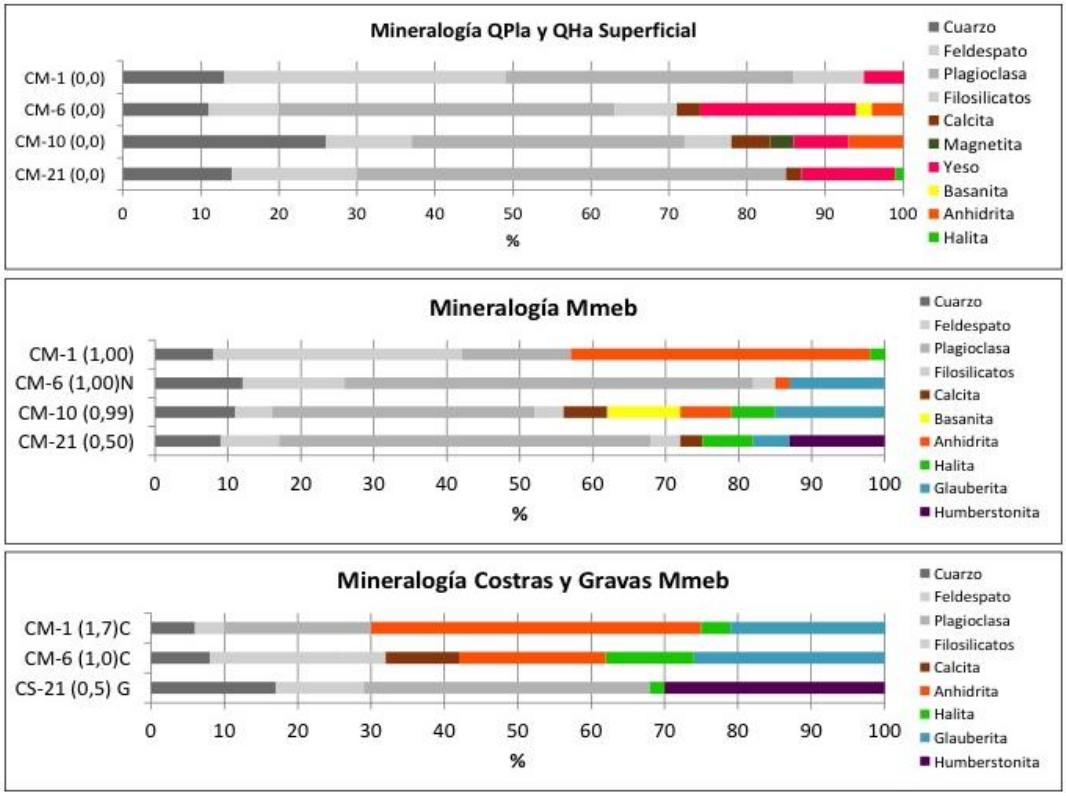


FIGURA 3.*Identificación mineralógica en función de la formación geológica de procedencia de las muestras.*

y la casi nula humedad que aumenta la resistividad al disminuir la componente electrolítica en la roca.

La capa intermedia se correspondecon la Fm. El Batea (Mmeb). Esta capa contiene principalmente silicatos y sales, con una porosidad decreciente a base debido a la formación de un cemento compuestofundamentalmente por anhidrita, glauberita y halita.Todas las fases minerales son deshidratadas aexcepción del sulfato-nitrato, humberstonita, que presenta 6 moléculas de agua. La génesis de dicho mineral según Pueyo*et al*, (1998) se debe a la deposición de salmueras en la porosidad primaria durante el Oligoceno-Mioceno según diferentes secuencias de precipitación como son: (Glauberita-bloedita)-humberstonita-halita o halita-humberstonita-nitratina-(halita). La resistividad de esta formación es del orden de 10^7-$10^8\Omega\cdot$m. La ausencia casi total de humedad, la reducida porosidad y la composición son

	Capa			
	Superficial		Intermedia	Base
Material	QHa	QPla	Mmeb	MPa
Prof. Techo (m)	0.00	0.00	0.36-0.85	0.60-1.40
Prof. Base(m)	0.85	0.36-0.7	0.60-1.40	>0.60-1.40
Log ρ (Ω m)	6	5	7-8	3-4
Silicatos %	94	71-85	56-85	-
Carbonatos %	-	2-5	0-6	-
Sulfatos cálcicos %	6	0-26	0-41	-
Resto de sales %	-	0-2	3-25	-

TABLA V.*Valores de resistividad y composicionales por capas.*

los principales responsables de la extrema resistividad ya que se mide la resistividad de sus minerales casi en estado puro (Telford*et al*., 1990).

Los valores de resistividad obtenidos para la Fm Calama (MPa) concuerdan con los valores propios de las gravas en condiciones normales. Esto implicala presencia de cierta humedad y un cierto aislamiento de las condiciones atmosféricas extremas, que debe estar producido por los niveles cementados de la Fm El Batea. Estos datos no han podido ser contrastados con la mineralogía por la ausencia de muestreo.

CONCLUSIONES

Los datos extremos de resistividad encontrados en la Fm. El Batea (Mmeb), pueden explicarse debido a los siguientes factores:

a) Ausencia total de humedad en las muestras analizadas. Este hecho reduce la componente electrolítica del comportamiento eléctrico de esta formación, siendo los valores obtenidos casi los de las fases minerales puras (resistividad conductiva).

b) Reducida porosidad de las formaciones superiores (QHa, QPla y Mmeb).

c) Composición silicatada y salina de los minerales de esta formación.

Estos factores se deben, sin duda, a las extremas condiciones ambientales de la zona de estudio. Los valores de resistividad de la formación infrayacente (Fm. Calama), se corresponden con los propios de sus litologías. Estos valores más normales se deben al efecto de aislamiento a la evapotranspiración que ha supuesto la formación suprayacente (El Batea), aislándola de las condiciones ambientales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es un resumen del TFM del Máster en Ingeniería Geológica de la Facultad de CC Geológicas (UCM) de Nieves Sanjuán titulado “Caracterización geofísica y mineralógica para el diseño de tomas a tierra en una planta solar fotovoltaica en el desierto de Atacama (Chile)”. Los autores agradecen a la empresa GEOINTEC, Geotecnia e Ingeniería del Terreno S.L., en especial a Francisco Parra Idreos, la adquisición de datos geofísicos así como la toma de muestras.

REFERENCIAS

Chung, F.H. (1974): Quantitative interpretation of X-Ray diffraction patterns of mixtures I. Matrix-Flushing method for quantitative multicomponent analysis. *Journal of Applied Crystallography*, 7: 519-531.

Medina, E., Jensen, A., Niemeyer, H., Wilke, H-G., Cembrano, J., García, M., Riquelme, R., Espinoza, S. y Chong, D. (2012): *Carta Geológica de Chile, serie geología básica escala* 1:100.000. Nº1 141-142 Cartas Tocopilla y María Elena, Región de Antofagasta, Subdirección Nacional de Geología, Servicio Nacional de Geología y Minería.

Naranjo, J. y Paskoff, R. (1982): Estratigrafía de las unidades cenozoicas de la cuenca del rio Loa en la pampa del Tamarugal, región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 15: 49-57.

Niemeyer, H. y Urrutia, C. (2009): Transcurrencia a lo largo de la Falla Sierra de Varas (Sistema de fallas de la Cordillera de Domeyko), norte de Chile. *Andean Geology*, 36: 37-49.

Pueyo, J.J., Chong, G. y Vega, M. (1998): Mineralogía y evolución de las salmueras madres en el yacimiento de nitratos Pedro de Valdivia, Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 25(1): 3-15.

Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J. y Charrier, R. (2003): A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics*, 361: 255-275.

Telford, W.M., Geldart, L.P. y Sheriff, R.E. (1990): *Applied Geophysics* (2nd Ed.) Cambridge Univ. Press, 770 p.

Vargas, G., Ortlieb, L. y Rutllant, J. (2000): Aluviones históricos en Antofagasta y surelación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista Geológica de Chile*, 27: 157-176.

Modelización gravimétrica y aeromagnética en el SE de la Cuenca del Duero (provincias de Ávila y Segovia). Factores geológicos que controlan la distribución de As (Arsénico) y otros ETGPT (Elementos Traza Geogénicos Potencialmente Tóxicos) en las aguas subterráneas

Gravimetric and aeromagnetic modelling in SE of Duero Basin (provinces of Ávila and Segovia). Geological patterns controlling distribution of Arsenic and other PTGTE (Potentially Toxic Geogenic Trace Elements) in groundwater

C. Rey-Moral [(1)], D. Gómez-Ortíz [(2)], E. Giménez-Forcada [(3)] y M.T. López-Bahut [(1)]

(1) IGME, Área de geofísica y Teledetección. c/ La Calera s/n. 28760 Tres Cantos, Madrid. c.rey@igme.es; mt.lopez@igme.es
(2) Universidad Rey Juan Carlos, Área de Geología, c/Tulipán s/n, 28933 Móstoles, Madrid. david.gomez@urjc.es
(3) IGME, Unidad de Salamanca. c/ Azafranal 48, 37001 Salamanca. e.gimenez@igme.es

Resumen: El principal objetivo de este trabajo es conocer los factores geológico-estructurales que controlan la distribución de As y otros ETGPT en el límite SE de la Cuenca del Duero. El análisis del mapa de anomalía residual de Bouguer define un conjunto de lineamientos que ayudan a reconocer la estructura del borde sur de la Cuenca del Duero, que junto con la modelización 2+1/2D de tres perfiles permite conocer las estructuras principales a favor de las cuales pueden generarse zonas de flujo preferente que propicia la entrada de elementos traza como el As. Independientemente de la influencia que pueden tener las rocas que conforman el basamento (metasedimentarias o graníticas), la fracturación alpina parece determinante en la distribución de As disuelto.

Palabras clave: arsénico, aguas subterráneas, modelización, gravimetría, aeromagnetismo, Cuenca del Duero.

Abstract: *The aim of this work is to study the structural and geological patterns that control the distribution of As and other PTGTE in the SE of the Duero Basin. Residual Bouguer anomaly map depicts a set of lineaments that helps to unravel the structure of the Duero Basin southern limit, together with the 2+1/2D modelling of three profiles. The main structures promote fluids that encourage the input of some trace elements as As. Regardless of the basement (metasedimentary or granitic), Alpine fracturing seems to be the key of the distribution of dissolved As.*

Key words: *arsenic, groundwater, modelling, gravimetry, aeromagnetic, Duero Basin.*

INTRODUCCIÓN Y METODOLOGÍA

En varias áreas sedimentarias cenozoicas en España se han identificado problemas relacionados con la presencia de As de origen natural en concentraciones superiores a los valores límite de potabilidad establecidos por la legislación vigente (10 µg/L). Una de las áreas más afectadas es el sur de la Cuenca del Duero. Muchas veces las concentraciones de As son solo ligeramente superiores al límite establecido, pero esto es suficiente para invalidar su uso como agua de bebida. Una característica común a todos los acuíferos contaminados por As es el elevado grado de variabilidad espacial en la concentración de As en las aguas subterráneas, de manera que es muy difícil predecir la concentración del elemento en una zona concreta a partir de los resultados de las áreas circundantes.

El principal objetivo de este trabajo es conocer los factores geológico-estructurales que controlan la distribución de As y otros ETGPT en una zona situada en el límite SE de la Cuenca del Duero. Se trata de un área dedicada al cultivo de secano, con escasas perforaciones para captación de aguas subterráneas, por lo que las condiciones hidrodinámicas naturales del acuífero, un factor que puede estar alterado en otras zonas de la Cuenca del Duero, se mantienen. A grandes rasgos uno de los factores que parece controlar la distribución de As y de otros elementos traza asociados en el agua subterránea es la fracturación y en general la estructura del basamento. Según Giménez-Forcada & Smedley (2014), las principales fuentes de As se relacionan con grandes fracturas del basamento interpretadas como vías de flujo preferente que aportan aguas con pH alcalino y de carácter oxidante, de facies bicarbonatada sódica. Una vez en la cuenca existen reacciones entre la fase acuosa y la fase sólida, relacionadas con la adsorción/desorción de metal(oid)es del sedimento. En algunas zonas de inter-falla la concentración de As en las aguas puede llegar a ser mínima, alcanzando concentraciones mínimas o nulas (<dl) en áreas de sub-cuenca.

Con esta premisa, el conocimiento de la estructura del basamento a través de datos de gravimetría y aeromagnetismo, junto con 3 modelos 2+1/2D, puede ayudar a definir diferentes áreas en la cuenca y con ello enfocar el estudio hidrogeoquímico en un contexto geológico que aporte perspectiva a la interpretación de los datos y finalmente permita definir diferentes grados de vulnerabilidad a la anomalía hidrogeotóxica por As.

Se ha tenido en cuenta un red de observación de 233 puntos de agua, correspondiente a una campaña de toma de muestras realizada entre 2012 y 2015 (no existen diferencias estacionales significativas en los contenidos de As; en todos los casos el factor espacial predomina sobre el factor temporal). Las muestras de agua corresponden tanto al conjunto acuífero más superficial y libre (<130m) como al semiconfinado profundo (>200m). Las aguas fueron filtradas (0.45µm) y recogidas en botellas de polietileno. Las muestras para análisis de metales fueron acidificadas 1% v/v con HNO_3 Suprapur© (65%). Las concentraciones de As en agua subterránea oscilan entre 0.05µg/L y 241µg/L, con una mediana de 8µg/L y un promedio de 19µg/L. En las condiciones que establecen los valores de pH y Eh registrados, el As está presente como especie $HAsO_4^{2-}$. Las mayores concentraciones se relacionan con sondeos que captan el acuífero profundo, estrechamente ligado al basamento.

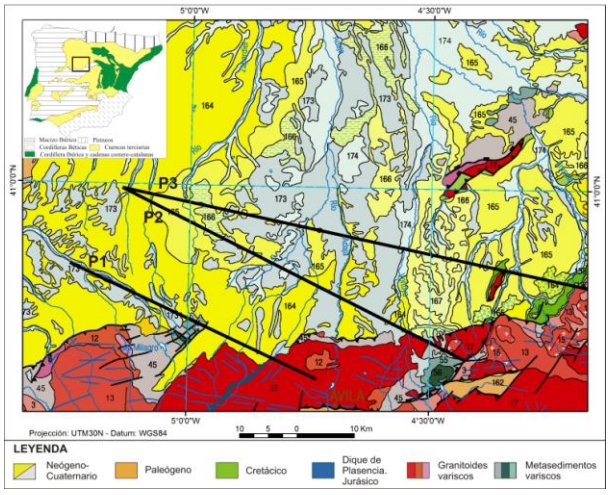


FIGURA 1. *Mapa geológico de la zona de estudio (extraído de Rodriguez Fernández et al, 2014) con superposición de los perfiles modelizados.*

GEOLOGÍA Y CAMPOS POTENCIALES

Contexto geológico

En la zona de trabajo se sitúa la unión del extremo norte del Sistema Central con la Cuenca del Duero, que ocupa una importante área en el centro peninsular cuyo relleno sedimentario está controlado por la actividad tectónica de sus márgenes. Al sur afloran rocas ígneas variscas orladas por metasedimentos variscos. El dique básico de Plasencia-Messejana (DPM), con una longitud de más de 500 km, forma una de las principales estructuras a escala peninsular, cuyo extremo norte desaparece bajo la Cuenca del Duero. El basamento de la cuenca lo componen rocas precámbricas a mesozoicas y la fracturación en el límite sur de la cuenca confirma el carácter tectónico de este límite. Los lineamientos gravimétricos (Fig. 2) reflejan estructuras de basamento que deben afectar al relleno sedimentario. Estudios sedimentológicos confirman el control tectónico de las unidades estratigráficas en esta zona (Alonso Gavilán et al. 2004).

Campos potenciales

Al mapa observado de anomalías de Bouguer, realizado expresamente para este trabajo (SIGEOF: Gómez Ortiz, 2001), con una densidad de 2 puntos por km^2, y paso de malla 500 m, se le ha sustraído la primera derivada para obtener el **mapa residual de anomalías de Bouguer** (Fig. 2). Los valores positivos relativos de anomalía de Bouguer (+14 mGal) están relacionados con los afloramientos de metasedimentos precámbricos en el límite sur de la zona, y en parte también con los granitoides post-orogénicos que se sitúan hacia el este. Además los afloramientos paleozoicos en la esquina noreste (Macizo de Santa María la Real de Nieva) con una dirección NE-SO producen máximos gravimétricos relativos. Valores medios relativos de gravedad (-8 mGal) corresponden a los granitoides sin-orogénicos localizados en los alrededores de Peñaranda de Bracamonte, que tiene su continuidad hacia el norte, limitando los sedimentos de la Cuenca del Duero. Prácticamente la totalidad de la cuenca sedimentaria está ocupada por valores relativos bajos de gravedad (entre -10 y -20 mGal), situándose en el centro de la cuenca dos grandes mínimos (-28 mGal), relacionados con los depocentros y el mayor espesor de sedimentos en esta zona (Blanco & Merten, 1974). El análisis de los máximos, mínimos y gradientes de este mapa permite definir una serie de lineamientos (Fig. 2) que contribuyen a dibujar la estructura oculta bajo la cuenca sedimentaria.

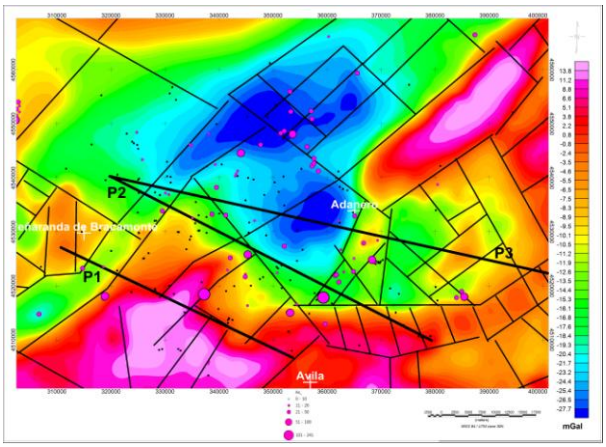


FIGURA 2. Mapa de anomalía residual de Bouguer (sustracción de primera derivada) con paso de malla de 500 m. Se han superpuesto los perfiles modelizados, los lineamientos interpretados y las anomalías de As clasificadas según importancia.

En cuanto al mapa de **intensidad de campo magnético** reducido al polo y corregido IGRF (Fletcher et al, 2011) se dibuja un eje magnético muy claro (Fig. 3) según una dirección NE-SO (20 nT). La parte sur de este eje está claramente relacionado con el afloramiento del DPM y hacia el noreste con la prolongación del mismo en el basamento bajo la

Cuenca del Duero. Anomalías de menor amplitud hacia el oeste se han relacionado con facies más magnéticas en los metasedimentos paleozoicos del basamento (ver Fig. 4) así como con los granitoides aflorantes.

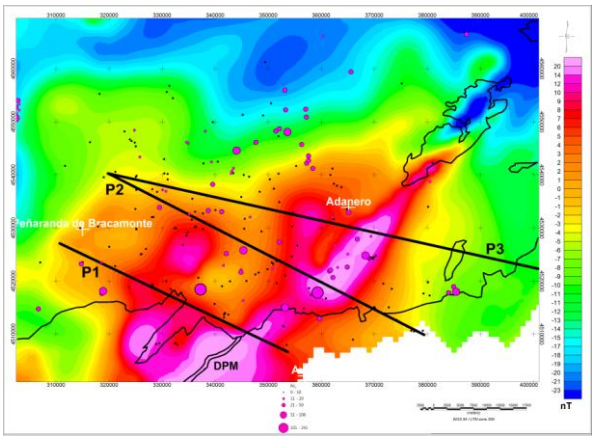


FIGURA 3. Mapa de intensidad de campo magnético total reducido al polo y corregido IGRF. Separación de líneas de vuelo 1000 m. Altura nominal del vuelo 1000 m (las áreas en blanco no fueron cubiertas por el vuelo aeromagnético). Se han superpuesto los perfiles modelizados, el límite de la cuenca sedimentaria (traza negra continua), el dique Plasencia-Messejana-DPM y las anomalías de As clasificadas según importancia.

MODELOS 2+1/2D

La modelización gravimétrica y magnética de tres perfiles NO-SE y ONO-ESE está delimitada por la geología superficial y los sondeos de agua existentes en la zona. Los datos de densidad proceden de trabajos previos (Gómez-Ortiz, 2001), mientras que los de susceptibilidad (s) se han obtenido de datos bibliográficos (García-Lobón et al, 2014). La estructuración del basamento se pone de manifiesto con la existencia de fallas inversas y desgarres como reactivación alpina de fallas y discontinuidades variscas y tardi-variscas, que tiene un claro reflejo en la anomalía de Bouguer con máximos y mínimos relativos a lo largo de los tres perfiles. Se han diferenciado dos tipos de basamento, uno ligeramente más denso, que corresponde al grupo metasedimentario precámbrico (2.68-2.72 g/cm^3) y los granitoides tardiorogénicos, algo más ligeros, en el sureste de los perfiles (2.66-2.67 g/cm^3). En cuanto al magnetismo, los metasedimentos tienen baja susceptibilidad (entre 0-0.0005 SI) en el P1 y extremos NO del P2, mientras que en la parte central del P2 y el P3 aumenta a 0.001 SI. Para conseguir un mejor ajuste a la anomalía positiva que se observa al oeste de Adanero (Fig. 3), y que coincide con un mínimo gravimétrico (Fig. 2) en el perfil 3 se ha diferenciado un cuerpo con *s*=0.003 SI. Se trataría de una zona tectónicamente complicada donde podría existir un rejuego de cizallas que contribuiría a la creación de minerales más magnéticos. A los granitoides se le han asignado *s* medias (0.0008-0.0012 SI) y en los perfiles 2 y 3 se ha interpretado una aureola magnética, en torno al DPM, de valores altos: 0.0022-0.0025 SI. El DPM es una estructura, de edad jurásica, (con no más de 200 m de espesor en afloramiento), que sin tener expresión gravimétrica (a pesar de su alta densidad, 2.72 g/cm^3), sí tiene relevancia magnética (Figs. 3, 4) con *s*=0.01 SI en el 1 y 0.003 SI en P2 y P3. En el perfil 3 la prolongación del DPM hacia el norte coincide con el límite entre el basamento metasedimentario y el granítico.

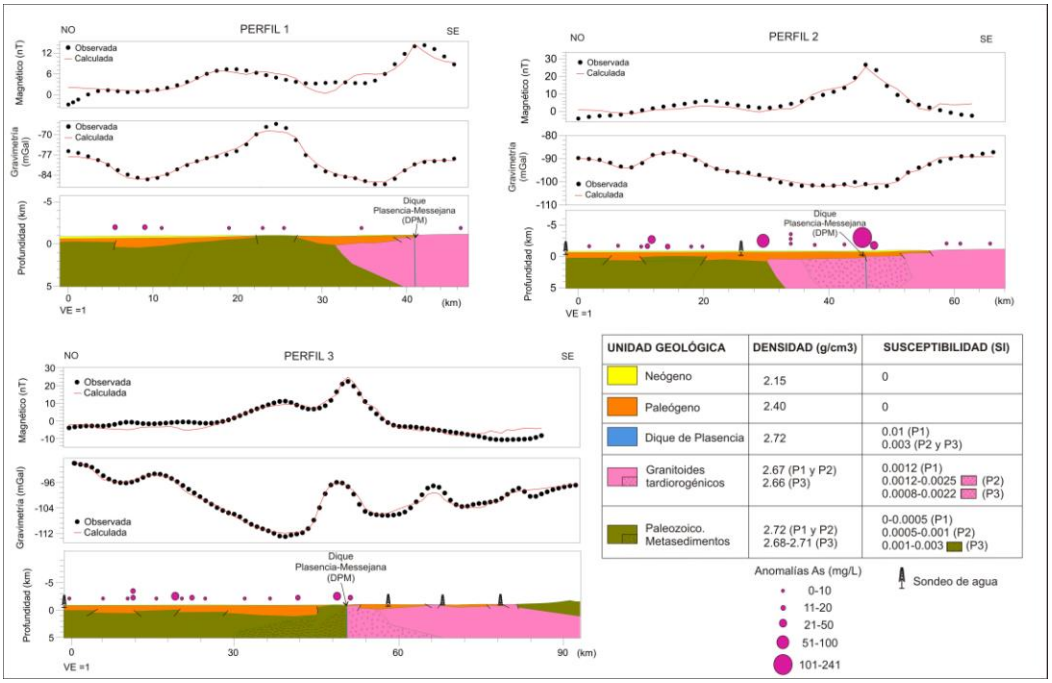


FIGURA 4. Modelos gravimétricos y magnéticos en 2+1/2D (ver localización en Figs. 1, 2 y 3) junto con las densidades y susceptibilidades utilizadas en la modelización. En algunos casos los valores varían entre perfiles (P1, P2 y P3) tal y como se indica en la tabla. Sobre los perfiles se han proyectado las anomalías de As (proyectados desde 2 km a ambos lados del perfil) y los sondeos de agua utilizados en la modelización.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis del mapa de anomalía residual de Bouguer define un conjunto de lineamientos que ayudan a reconocer la estructura del borde sur de la Cuenca del Duero. Sobre este mapa se han representado las anomalías de As, con los rangos (en µg/L): 0-10, 11-20, 21-50, 51-100 y 101-241. Los valores por encima de 20 µg /L se consideran anomalías significativas. La disposición lineal de anomalías de As >20 µg/L, coincidiendo con los lineamientos deducidos, corrobora la relación entre la distribución de altas concentraciones de As y la estructura del basamento. Se observa que las anomalías por As con concentraciones más elevadas se identifican en el área en torno a la prolongación del DPM y más hacia el O en relación con la prolongación de la falla de Muñico (ver Giménez-Forcada & Smedley, 2014). Hacia el centro de la cuenca, en el norte, se reconocen aguas con concentraciones también relativamente altas asociadas a lineamientos de dirección NE-SO y NO-SE, junto a uno de los depocentros identificados en el área. Esta disposición de las anomalías corroboraría el control estructural sobre la distribución de la concentración de As en la cuenca. Las líneas de fracturación actuarían como zonas de flujo preferente aportando aguas alcalinas bicarbonatadas sódicas enriquecidas en ETGPT, como arsénico, uranio, wolframio, vanadio, flúor, boro y litio (Giménez-Forcada & Vega-Alegre, 2015).

La circulación de fluidos hidrotermales en la corteza superior es un proceso geológico común que deriva en una alteración retrógrada continuada de las rocas ígneas y metamórficas así como la formación de depósitos minerales. En el cinturón varisco europeo esas alteraciones hidrotermales y mineralizaciones están asociadas a granitoides variscos y sus diferentes etapas de plutonismo. Sin embargo, datos geocronológicos, isotópicos y de inclusiones de fluidos han demostrado que la mayor parte de la circulación hidrotermal es independiente de la actividad ígnea y está más relacionada con recirculación de fluidos hidrotermales generados durante procesos tectónicos más actuales. En concreto, en la parte oriental del Sistema Central, dataciones sistemáticas y estudios de inclusiones fluidas muestran cuatro episodios hidrotermales principales desde el varisco hasta la actualidad, cada uno de ellos con su contexto estructural, mineralogía, isotopos y signatura de contenido en fluidos (Tornos et al., 2000).

En este contexto, la fracturación asociada a la última reactivación tectónica habría favorecido la circulación de fluidos que controlan la distribución de As en el borde meridional de la Cuenca del Duero. Independientemente de la influencia que pueden tener las rocas que conforman el basamento (metasedimentarias o graníticas) respecto al efecto de los procesos de interacción agua-roca en el quimismo de las aguas subterráneas, la fracturación parece determinante en la distribución de As disuelto. A este factor habría que añadir otros como son los procesos de interacción agua-sedimento en la cuenca, que regulan principalmente las reacciones de adsorción/desorción de arseniatos y la explotación del sistema acuífero terciario, tanto del acuífero más superficial y libre, como del acuífero semiconfinado profundo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el IGME, a través del proyecto HidroGeoTox (Ref. IGME-2303).

REFERENCIAS

Alonso Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P., & Rodríguez, J. M. (2004): Cuenca del Duero. En: J. A. Vera (Ed.), *Geología de España* (pp. 550–556). Madrid: SGE-IGME.

Blanco, J. & Merten, R. (1974): Mapa de isobatas para el techo del Paleozoico y base del Terciario en la Cuenca del Duero. *Hispanoil*.

Fletcher, K., Ayala, C., Cabanillas, P.L.M., Fairhead, J.D., Lei, K., Salem, A., (2011): A new higher resolution magnetic database for resource evaluation. *First Break* 29, 41–47.

García Lobón, J.L., Rey Moral, C, Ayala, C. Martin-Parra, L.M., Matas, J. y Reguera, M.I. (2014): Regional structure of the southern segment of Central Iberian Zone (Spanish Variscan Belt) interpreted from potential field images and 2.5D modelling of Alcudia gravity transect. *Tectonophysics*, 614: 185-202.

Giménez-Forcada & Vega-Alegre, M. (2015): Multi-Approach assessment of the distribution of arsenic and other potentially toxic elements in groundwater from a southern area of Duero Basin, Spain. 42nd IAH Congress, AQUA2015. Roma.

Giménez-Forcada, E. & Smedley, P.L. (2014): Geological factors controlling occurrence and distribution of arsenic in groundwaters from the southern margin of the Duero Basin, Spain. *Environ Geochem Health*. 36(6):1029-1047.

Gómez Ortiz, D. (2001): La estructura de la corteza en la zona central de la Península Ibérica. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 350 p.

Rodríguez Fernández, L.R., López Olmedo, F., Oliveira, J.T., Matas, J., Martín-Serrano, A., Martín Parra, L.M., Rubio, F., Marín, C., Montes, M., Nozal, F., Medialdea, T., Terrinha. P. (2014): *Mapa Geológico de España y Portugal E 1: 1.000.000*. En: Rodríguez Fernández, L.R., Oliveira, J.T. (Eds.). IGME-LNEG.

SIGEOF: Sistema de Información Geofísica del IGME: Editor: Área de Geofísica y Teledetección. [Fecha de consulta: 02/06/2015]. Disponible en: http://info.igme.es/sigeof/

Tornos, F., Delgado, A. Casquet, C. y Galindo, C. (2000): 300 Million years of episodic hydrothermal activity: stable isotope evidence from hydrothermal rocks of the Eastern Iberian Central System. *Mineralium Deposita*, 35: 551-569.

Caracterización hidroquímica del primer tramo contaminado por AMD del río Odiel (Huelva)

Hydrochemistry characterization of the first reach contaminated by AMD of the Odiel River (Huelva)

J. Riera[1], C.R. Cánovas[1] y M. Olías[1]

[1]Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, Campus El Carmen s/n, 21007 Huelva. julia.riera@dgyp.uhu.es

Resumen: El río Odiel tiene una buena calidad del agua en su zona de cabecera, pero posteriormente sufre un deterioro progresivo cuando atraviesa los materiales de la Faja Pirítica Ibérica (FPI) y recibe varios vertidos de drenajes ácidos de mina (AMD) de las minas Concepción, San Platón, Esperanza, Poderosa y Riotinto. En este tramo del río se ha realizado un muestreo, en condiciones medias de caudal, para caracterizar el comportamiento hidroquímico de diversos elementos. Pese a los vertidos ácidos, el pH del río permaneció próximo a 7,7 hasta la confluencia del río Agrio. Las concentraciones disueltas de Al y Fe permanecieron por debajo del límite de detección mientras que las de sulfatos y otros elementos de origen minero se incrementaron de una forma progresiva. Tras la confluencia del río Agrio, el pH descendió a 3,9 y se incrementaron enormemente las concentraciones de elementos tóxicos. Se ha analizado el estado de saturación de distintos minerales asociados al Fe, Al y sulfatos mediante el código PHREEQC. Mientras los valores de pH se mantienen próximos a 7,7, el agua se encuentra sobresaturada en ferrihidrita, schwertmannita y gibbsita. Aguas abajo de la confluencia con el río Agrio, el agua sigue estando sobresaturada en schwertmannita y próxima al equilibrio con K-jarosita.

Palabras clave: Río Odiel, contaminación del agua, AMD, modelo geoquímico

Abstract: *Odiel River headwaters show a good quality, however suffer a progressive deterioration downstream flowing accross the Iberian Pyrite Belt (IPB) when it receives the acid mine drainage (AMD) from Concepción, San Platón, Esperanza, Poderosa and Riotinto mines. In this reach of the river a sampling was carried out during average discharge conditions with the aim to characterize the hydrochemical behavior of some elements. Despite the acid discharges, the river pH remained close to 7,7 down to the Agrio river confluence. The dissolved concentrations of Fe and Al persisted below the detection limit meanwhile sulfates and other mining-related elements increased progressively. Downstream of the Agrio confluence, the pH decreased to 3,9 and increased notably the concentration of toxic elements. The saturation state for various minerals associated to Fe, Al and sulfates have been predicted by the PHREEQC code. At pH values close to 7,7, the water is supersaturated in ferrihydrite, schwertmannite and gibbsite. Downstream of the Agrio confluence, at a pH value of 3.9, the water is still supersaturated in schwertmannite and close to the K-jarosite equilibrium.*

Key words: *Odiel River, water contamination, AMD, geochemical model.*

INTRODUCCIÓN

El río Odiel nace en la Sierra de Aracena, provincia de Huelva (España). Los materiales que conforman la cuenca presentan una baja permeabilidad por lo que el río posee una baja regulación natural y su caudal presenta una elevada variabilidad (Cánovas et al., 2007; Sarmiento et al., 2009). Inicialmente sus aguas presentan buena calidad físico-química, pero las sucesivas descargas de antiguas minas ubicadas en la Faja Pirítica Ibérica (FPI) por las que discurre el río, provocan que su calidad se vea afectada gravemente por procesos de drenaje ácido de mina (AMD). Antes de su desembocadura en la ría de Huelva, el río Odiel presenta condiciones ácidas (pH promedio de 3,6) y elevadas concentraciones de metales, hasta 236 mg/L de Fe y 176 mg/L de Al (Cánovas et al., 2007).

El deterioro del río Odiel se inicia en un tramo próximo a su cabecera, la confluencia de los vertidos de Mina Concepción, San Platón, Mina Esperanza y Poderosa (Fig. 1) provocan un empeoramiento progresivo de la calidad del agua. Sin embargo, no es hasta la confluencia del río Agrio, que recoge descargas ácidas procedentes fundamentalmente de las minas de Riotinto, cuando la calidad del río Odiel se deteriora de forma irreversible (Sánchez España et al., 2006).

Los objetivos principales de este trabajo son estudiar las variaciones hidroquímicas en el tramo del río Odiel que recibe los primeros aportes de aguas ácidas, en condiciones medias de caudal, y la

solubilidad de diferentes metales durante los procesos de mezcla entre los vertidos mineros y el río.

METODOLOGÍA

El 16 de Febrero de 2015 se realizó un muestreo en el tramo estudiado (Fig.1). El caudal del río al inicio del tramo, 1.140 L/s, fue obtenido a partir de un ensayo de trazadores realizado al siguiente día del muestreo (Olías et al., 2015).

Se tomaron dos muestras en cada vertido minero y en el río antes y después de los vertidos (Fig. 1). Una muestra fue filtrada (tamaño de poro de 0,2 µm) y acidulada y la otra muestra sólo acidulada, para determinar la concentración disuelta y total, respectivamente. Los análisis fueron realizados mediante ICP-AES para los elementos mayoritarios e ICP-MS para trazas. A su vez, en todos los puntos se midió *in situ* temperatura, pH, conductividad eléctrica (CE) y potencial redox mediante un equipo CRISON modelo MM40+.

Se ha realizado una modelización geoquímica mediante el código PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 2005) para estudiar la especiación de sulfatos y metales y el grado de saturación de las aguas respecto de los principales minerales en aguas ácidas. La base de datos utilizada (Wateq4f.dat) ha sido modificada para incluir las constantes de solubilidad (K_s) de schwertmannita publicadas por Bigham et al. (1996) y Yu et al. (1999).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El río Odiel en el punto previo al primer vertido de mina (A1, Tabla I) tiene un pH de 7,8 y una CE de 0,23 mS/cm. La concentración de sulfatos es de sólo 11 mg/L, mientras que la mayor parte de metales de origen minero está por debajo del límite de detección.

El primer vertido minero que recibe el Odiel es el de mina Concepción (punto A2) que tiene un pH de 2,9, CE de 1,1 mS/cm y una concentración notable de sulfatos (390 mg/L) y metales (23 y 45 mg/L de Al y Fe, respectivamente). La alcalinidad del agua del río provoca la neutralización de la acidez y la precipitación de metales tóxicos, de forma que la concentración disuelta de Fe y Al permanece por debajo del límite de detección, mientras la total aumenta ligeramente (puntos A3 y B, Tabla I).

A continuación se unen al Odiel pequeños vertidos difusos, que no tienen una importante repercusión en la calidad del agua, y un poco después los lixiviados de la mina San Platón (punto C2), que tienen un pH de 2,8 y una CE de 4,5 mS/cm. Destaca, por ser el de mayor concentración de sulfatos, Al, Fe, Cu, Zn, Sr, Mn, Co y Ni (a excepción del vertido del río Agrio), aunque su caudal es pequeño (aproximadamente 1 L/s). Aguas abajo de este vertido (punto D2) aumenta la concentración total y disuelta de los metales en el río, a excepción de Fe y Al.

La mayor parte de los lixiviados de mina Esperanza están siendo tratados, por lo que tienen un elevado contenido en Ca (183 mg/L) y concentraciones de metales no muy elevadas (D2, Tabla I). A continuación el río recibe el vertido de mina Poderosa que se caracteriza por un pH de 2,6, casi 2 mS/cm de CE y un elevado contenido en metales tóxicos (Tabla I). Antes de la confluencia con el río Agrio (puntos E3 y F1), en el río Odiel se mantiene un pH de 7,7 y una CE de 0,25 mS/cm, pero el contenido en metales tóxicos ha ido aumentando progresivamente, llegando en este punto a 137 µg/L de Cu y casi 400 µg/L de Zn. La concentración total de Al y Fe es de 2,9 y 0,6 mg/L, respectivamente.

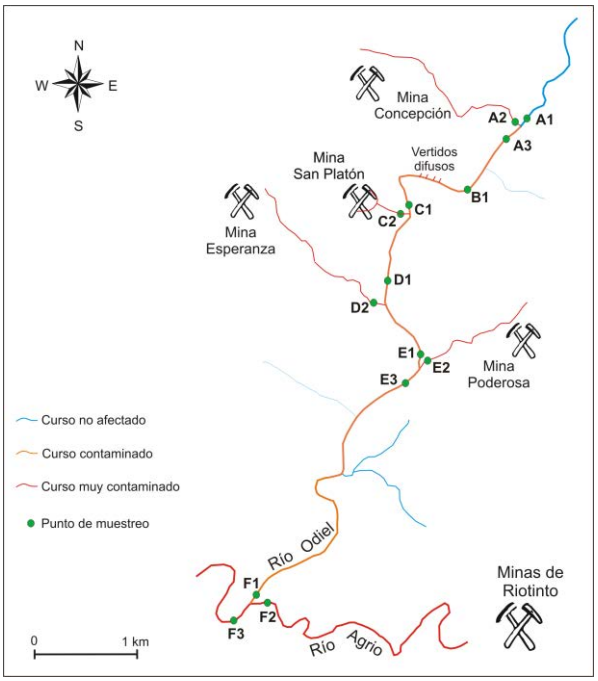


FIGURA 1. *Esquema del tramo de río estudiado con la ubicación de los puntos de muestreo.*

El río Agrio constituye con diferencia el vertido más contaminante (pH de 2,7 y CE de 5,5 mS/cm) y produce un grave impacto en la calidad del Odiel debido a su alto caudal (144 L/s) y elevada concentración de metales (400 mg/L de Al, 200 mg/L de Fe, 56 mg/L de Zn, etc). Aguas abajo de su confluencia el pH del río Odiel se reduce hasta 3,9 y, aumentan las concentraciones de todos los metales (F3, Tabla I). Bajo estas condiciones todos los metales, a excepción del Fe se encuentran casi exclusivamente en la fase disuelta.

La Figura 2 representa las rectas de equilibrio de las principales fases minerales de Fe (III) que precipitan en aguas ácidas de mina. Las aguas del río antes de la confluencia del Agrio se encuentran sobresaturadas en ferrihidrita y en schwertmannita, lo que coincide con los resultados de Sánchez España et al. (2006). La muestra del río Odiel al final del tramo (F3) está muy cercana a las de los vertidos (Fig. 2), que se encuentran próximas al equilibrio respecto a K-jarosita y schwertmannita de acuerdo a la K_s de Yu et al. (1999).

Punto	pH	CE mS/cm	Tipo	Al	Fe	Ca	SO_4	Cu	Zn	Sr	Ba	Mn	Co	Ni
				(mg/L) (LD = 0,2)				*(µg/L) (LD = 1)*						
A1	7,8	0,23	D	*LD*	*LD*	20	11	1,3	6,04	33	29	12	*LD*	*LD*
			T	*LD*	*LD*	20	10	2,2	10	34	31	22	*LD*	*LD*
A2	2,9	1,1	D	23	45	18	391	1391	2172	43	15	1932	160	13
			T	24	50	18	396	1398	2161	42	17	1919	161	13
A3	7,7	0,23	D	*LD*	*LD*	20	19	10	34	34	28	58	3,7	*LD*
			T	0,55	1,2	19	20	33	57	34	29	63	3,8	*LD*
B	7,6	0,23	D	0,04	0,04	19	21	12	36	34	28	79	4,2	1,6
			T	0,52	1,06	19	22	33	62	34	32	84	4,4	1,6
C1	7,7	0,23	D	*LD*	0,046	20	27	15	118	34	27	105	7,1	1,6
			T	0,70	1,96	19	25	81	177	34	81	109	7,2	1,9
C2	2,7	4,5	D	223	1407	163	5496	13510	115200	138	8,6	8881	654	80
			T	210	1309	151	5072	11990	102900	127	18	8143	586	71
D1	7,7	0,24	D	*LD*	*LD*	20	31	12	248	35	27	121	7,9	1,4
			T	0,23	0,72	20	32	20	179	34	27	104	6,5	1,2
D2	3,5	1,8	D	28	41	183	1037	2094	3191	126	14	2722	80	30
			T	29	58	179	1026	2025	2951	124	15	2646	78	30
E1	7,7	0,25	D	0,24	0,058	20	33	12	195	35	27	124	7,8	1,9
			T	0,88	3,2	20	33	108	357	35	30	130	8,4	1,8
E2	2,6	1,9	D	49	186	39	1026	11210	9090	85	47	2112	158	32
			T	49	188	39	1036	11440	9198	84	41	2120	161	33
E3	7,5	0,25	D	*LD*	*LD*	20	40	21	276	35	27	143	9,1	2,0
			T	1,1	3,4	20	40	149	400	35	28	144	9,4	2,05
F1	7,7	0,25	D	*LD*	*LD*	20	43	16	229	36	24	144	8,8	2,0
			T	0,64	2,90	20	44	137	377	35	31	149	9,2	2,2
F2	2,7	5,5	D	413	200	114	4951	24390	56220	216	10	46720	1369	631
			T	407	203	113	4971	24500	56080	216	10	46520	1374	626
F3	3,9	1,02	D	44	0,79	30	574	3347	7501	55	26	5609	161	80
			T	45	17	32	577	3351	7396	56	24	5548	160	80

TABLA I. *Parámetros físico-químicos y concentraciones disueltas (D) y totales (T) de algunos elementos. En blanco los valores de los puntos del río Odiel y en color rosa se resaltan los vertidos mineros. LD: por debajo del límite de detección.*

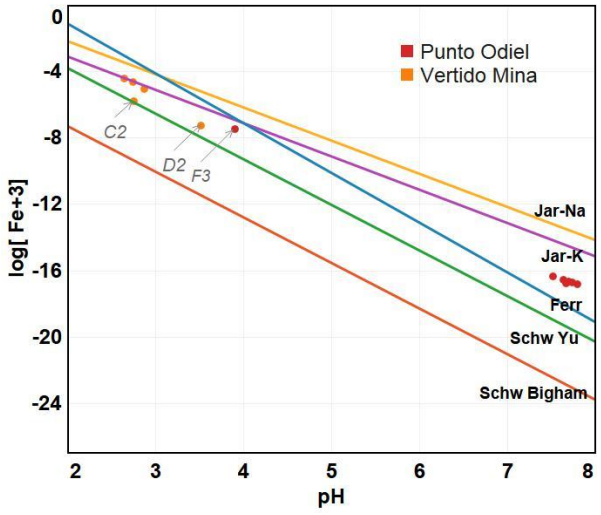


FIGURA 2. *Relación entre la actividad de Fe (III) y pH. Las líneas representan las rectas de solubilidad de la Jarosita Sódica y Potásica (Jar-Na y Jar-K), Ferrihydrita (Ferr), Schwertmannita con $logK_s$=10,5 propuesta por Yu et al. (1999) (Schw Yu) y con $logK_s$=-18 (Schw Bigham) propuesta por Bigham et al. (1996)*

La Figura 3 muestra la evolución de los índices de saturación (IS) de varias fases minerales de Al a lo largo del tramo. Se aprecia como como la gibbsita es la única fase que está sobresaturada. Cuando las condiciones del río cambian tras la confluencia del Agrio, las aguas pasan a estar sobresaturadas en alunita, aunque en estas condiciones el Al se comporta conservativamente por lo que no existiría un control de solubilidad. La basaluminita, que suele precipitar tras la retirada del Fe de la solución (Carrero et al., 2015), seguiría subsaturada incluso después de la confluencia del río Agrio, aunque más cerca del equilibrio.

La solubilidad de algunos elementos (ej. Ba, Sr, Pb) en aguas afectadas por AMD suele estar controlada por la concentración de sulfatos. La figura 4 representa la actividad del sulfato respecto las actividad de Ba^{2+} Se aprecia claramente este control en los vertidos mineros, donde todas las muestras se encuentran en equilibrio o ligeramente sobresaturadas. En el río existen condiciones de subsaturación respecto a este mineral, aunque aproximándose progresivamente al equilibrio conforme recibe los vertidos mineros y, tras la confluencia del Agrio, se alcanza la sobresaturación (Fig. 4). Para el Sr tanto las muestras de los vertidos como del río, están subsaturadas en celestina, por lo que no parece existir un control de su solubilidad por este mineral. Los índices de saturación de anglesita no

se han podido calcular debido a que el Pb se encuentra por debajo del límite de detección.

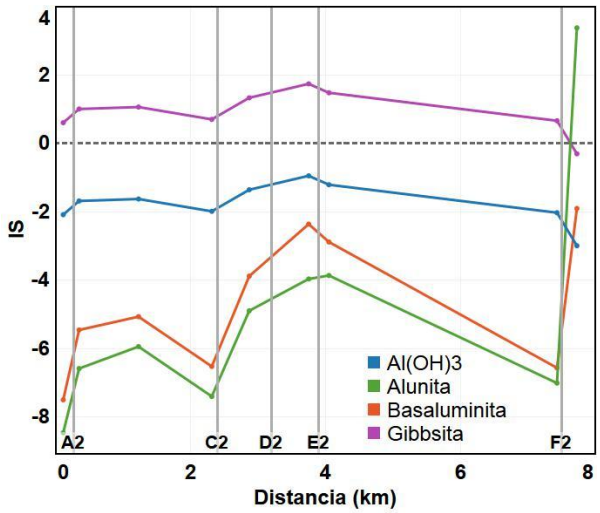


FIGURA 3. *Índices de saturación (IS) de las principales fases de Al a lo largo del tramo estudiado. Las líneas verticales señalan la ubicación de los vertidos.*

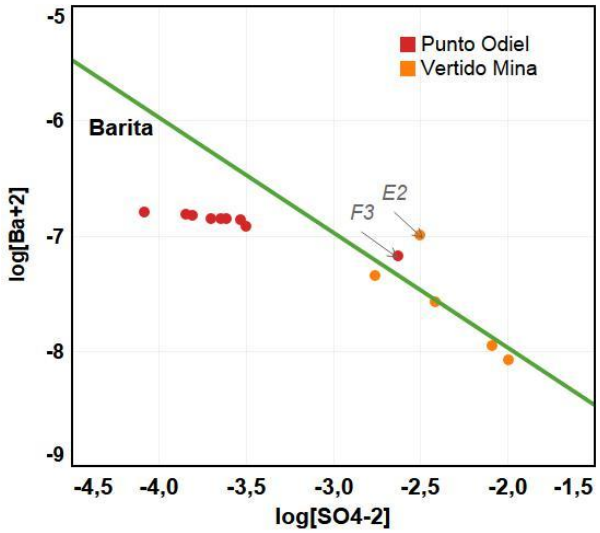


FIGURA 4. *Relación entre la actividad de sulfatos y Ba^{2+}. La línea verde representa las condiciones de equilibrio*

CONCLUSIONES

En la zona entre mina Concepción y la confluencia del río Agrio, el Odiel recibe varios aportes ácidos con altas concentraciones de elementos tóxicos. En este tramo el pH se mantiene en torno a 7,7 se produce la precipitación de Fe y Al, mientras que las concentraciones de sulfatos, y en menor medida, de elementos tóxicos (como Cu y Zn) se incrementan progresivamente. En estas condiciones ferrihidrita, schwertmannita y gibbsita se encuentren sobresaturas en el agua del río. Aguas abajo del río Agrio, las condiciones cambian y el pH desciende hasta 3,9 y se incrementan enormemente las concentraciones de elementos tóxicos, que permanecen casi exclusivamente en la fase disuelta. El agua sigue ligeramente sobresaturada en schwertmannita y próxima al equilibrio con K-jarosita. Por otro lado, la solubilidad del Ba en los vertidos mineros, y en el río Odiel después del Agrio, parece estar controlada por la precipitación de barita.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del Proyecto 'Estabilidad de metales en precipitados de drenajes ácidos de mina (Ref. CGL2013-48460-C2-1-R)', financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad.

REFERENCIAS

Bigham, J.M., Schwertmann, U., Traina, S.J., Windland, R.L. y Wolf, M. (1996): Schwertmannite and the chemical modeling of iron in acid sulfate waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 60: 2111-2121.

Cánovas, C.R., Olías, M., Nieto, J.M., Sarmiento, A.M. y Cerón J.C. (2007): Hydrogeochemical characteristics of the Tinto and Odiel Rivers (SW Spain). Factors controlling metal contents. *Science of the Total Environment*, 373: 363-382.

Carrero, S., Pérez-López, R., Fernandez-Martinez, A., Cruz-Hernández, P., Ayora, C. y Poulain, A. (2015): The potential role of aluminium hydroxysulphates in the removal of contaminants in acid mine drainage. *Chemical Geology* 417: 414–423.

Olías, M., Riera, J., Galván, L., Ruiz Cánovas, C., Pérez López, R., Macías, F., Miguel Sarmiento, A., Cruz Hernandez, P., Carrero, S., Bonnail, E., Lozano, A., Ayora, C. y Nieto, J. M. (2015): Obtención de los parámetros hidrodinámicos en un tramo del río Odiel (huelva) mediante un ensayo de trazadores. En: *SIAGA*, 1: 1123-1133.

Parkhurst D.L. y Appelo C.A.J. (2005): PHREEQC-2 version 2.12: A hydrochemical transport model. http://wwwbrr.cr.usgs.

Sánchez España, J., López Pamo, E., Santofimia Pastor, E., Reyes Andrés, J. y Martín Rubí, J.A. (2006): The impact of acid mine drainage on the wáter quality of the Odiel river (Huelva, Spain): Evolution of precipitate mineralogy and aqueous geochemistry along the Concepción-Tintillo segment. *Water. Air, and Soil Pollution,* 173: 121-149.

Sarmiento, A.M., Nieto, J.M., Olías, M. y Cánovas, C.R. (2009): Hydrochemical characteristics and seasonal influence on the pollution by acid mine drainage in the Odiel river Basin (SW Spain). *Applied Geochemistry,* 24: 697-714.

Yu, J., Heo, B., Choi, I., Cho, J. y Chang, H. (1999): Apparent solubilities of schwertmannite and ferrihydrite in natural stream waters polluted by mine drainage. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 63: 3407-3416.

Evaluación de la toxicidad de las aguas de una planta de tratamiento pasivo de drenajes ácidos de mina. Bioensayos con *Gambusia holbrooki*

Toxicity assessment with Gambusia holbrooki in a passive treatment system for acid mine drainage in the Iberian Pyrite Belt

A.M Sarmiento[1], V. Mora-Figueroa[2], J.M. Nieto[1], A. DelValls[2] y E. Bonnail[2]

1 Dpto. Geología. Facultad Ciencias Experimentales, Campus El Carmen. Universidad de Huelva. Avda. Fuerzas Armadas, s/n 21071 Huelva, Spain. aguasanta.miguel@dgeo.uhu.es; jmnieto@uhu.es
2 Dpto. de Química-Física, Facultad Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz, UNESCO/UNITWIN Wicop. Poligono Río San Pedro, s/n, 11510 Puerto Real, Cádiz. victoria.osta@uca.es; angel.valls@uca.es; Estefania.bonnail@uca.es

Resumen: El presente trabajo muestra los resultados preliminares de un ensayo de toxicidad mediante experimentos en laboratorio con el pez *Gambusia holbrooki* para comprobar la eficiencia de una innovadora planta de tratamiento pasivo diseñado para la depuración de drenajes ácidos de minas. Los bioensayos se llevaron a cabo con muestras de agua antes y después del sistema de tratamiento, así como en el río donde el agua, una vez tratada, se vierte. Debido a la alta toxicidad del agua recogida en la boca de la mina (antes de la planta de tratamiento), el bioensayo se diseñó en función del organismo expuesto y las características del agua. Los resultados obtenidos, tanto de mortalidad de los peces como de bioacumulación de elementos, muestran la alta eficiencia de la planta de tratamiento en términos de ecotoxicidad.

Palabras clave: Drenaje ácido de minas, Río Odiel, bioensayos de toxicidad, *Gambusia holbrooki*.

Abstract: *The current work reports the preliminary results of a toxicity test using the fish Gambusia holbrooki, to check the efficiency of the design of an innovative passive treatment plant designed for acid mine drainage depuration. Bioassays took place with water samples before and after the treatment system and in the river, once treated water is dumped. Due to the high toxicity of the water collected in the mouth of the mine (before the treatment plant), the bioassay was design and developed in accordance to the exposed organism and the characteristics of the water. The results obtained in the experiment (survival and bioaccumulation data) show the high efficiency of the treatment plant in terms of ecotoxicity.*

Key words: *Acid mine drainage, Odiel River, toxicity test, Gambusia holbrooki.*

INTRODUCCION

La cuenca del río Odiel es reconocida como un sistema fluvial con una situación ecológica catastrófica debido a la contaminación crónica y severa por drenajes ácidos de mina (AMD), hasta tal punto que afecta a casi un 40% de la longitud de la red de drenaje (Sarmiento et al., 2009). El río Odiel drena la parte central de la Faja Pirítica Ibérica (FPI) (SO España). Esta zona contiene reservas de sulfuros masivos originales de alrededor de 1700 Mt distribuidos entre más de 50 depósitos. Pirita, esfalerita, galena y calcopirita son los principales minerales que componen estos depósitos, con cantidades accesorias de As, Cd, Co, Ni, Cr, etc. La oxidación de estos minerales vierten a las aguas una enorme cantidad de elementos tóxicos los cuales afectan gravemente el río Odiel desde casi su cabecera hasta la ría de Huelva (Olías et al., 2006).

Dada la envergadura del problema, y observando que se trata de una contaminación extrema, se han realizado numerosos estudios y proyectos piloto para neutralizar la acidez de los lixiviados. El objetivo es cumplir con las regulaciones de la calidad del agua en Europa (EC Decision 2000/60 / EC). Una Planta de Tratamiento Pasivo (PTP) está en pleno funcionamiento y una segunda planta está en su fase inicial. El objetivo principal de las plantas será una mejora en la calidad del agua, que podría incluso ser utilizada para regadío.

El primer sistema de este tipo se encuentra ubicado en Mina Esperanza (situado en la parte norte de la FPI, siendo una de las primeras minas que contaminan el río Odiel). LA PTP se compone de una balsa de pre-tratamiento, tanques de reactivos y decantadores (Nieto et al., 2015). Cuando el AMD sale de la galería de la mina tiene un pH medio de 2,64, conductividad eléctrica entre 2,3 a 3,13 mS/cm y alrededor de 10% de oxígeno disuelto. Su acidez neta es de aproximadamente 1910 mg/L como $CaCO_3$ y contiene valores medios de 596 mg/L de Fe, 112 mg/L de Al, 16 mg/L de Cu, 12 mg/L de Zn y 0,1 - 3 mg/L de As, Cr, Cd, Co, Ni (Nieto et al., 2015). La disolución del material reactivo de la planta eleva el pH del agua hasta

6,46 en la salida, con una generación de alcalinidad de hasta 320 mg/L.

En términos de toxicidad, existe un vacío legal en relación con el ecosistema y los cambios que el funcionamiento de estos sistemas pasivos pueda ocasionar en las aguas de la cuenca del río Odiel. Puesto que es un sistema innovador que cambiará drásticamente la composición de los lixiviados y por tanto el ecosistema actual, los efectos que se pueden alcanzar son todavía desconocidos. En este sentido, se han iniciado varios estudios, usando el bivalvo Corbicula fluminea como biomonitor de ambientes contaminados por AMD (Bonnail et al., 2016). Además de la caracterización fisicoquímica y monitoreo en diferentes puntos de la planta, una caracterización ecotoxicológica es nesearia.

La instalación de las PTP implicará la disminución de la acidez y de carga de metal en los cursos de agua, lo que implica la disminución de la fracción biodisponible de elementos tóxicos en los sistemas acuáticos y, en consecuencia, una disminución de los efectos genotóxicos en los diferentes niveles (bioquímica, individuo, población y, por último, ecológico).

En el trabajo actual, se muestran los resultados preliminares de un ensayo de toxicidad para la evaluación de la PTP que demuestra la mejora de la calidad del agua tratada por el sistema de tratamiento pasivo, usando como prueba de toxicidad una especie de pez de agua dulce comúnmente utilizado para estos fines, la *Gambusia holbrooki*.

METODOLOGÍA

En tanques de 25 L de plástico se tomaron muestras de aguas en varios puntos: en la cabecera del río Odiel (RO1), Lixiviado de la mina Esperanza (ME1), lixiviados tratados en la PTP (ME2) y en el río Odiel después de la unión con los lixiviados tratados (RO2). Algunas mezclas del lixiviado ME1 (al 12% y al 6%) con un agua mineral comercial (CT) fueron también usados en función del pH resultante. Alícuotas de estas muestras fueron filtradas (0.45 μm) y aciduladas (pH<2) para análisis de cationes.

Peces jóvenes de *Gambusia holbrooki* fueron obtenidos de un arroyo limpio de Sanlucar de Barrameda (Cádiz), y aclimatados durante 48 horas en el agua mineral control (CT). Grupos de 10 peces fueron expuestos a las muestras tomadas, en peceras de 20 L por triplicado, durante 96 horas. Comportamiento y mortalidad fueron registrados durante el tiempo de experimento. Los peces supervivientes fueron eutanasiados, congelados a -80ºC y liofilizados, previo enjugue con agua milli-Q. Los líquidos obtenidos después de la digestión ácida (HNO_3 y H_2O_2) fueron analizados por ICP-AES/MS para el análisis de algunos cationes.

Un análisis de varianza (ANOVA) fue realizado y las medias fueron comparadas mediante un test de Duncan con una probabilidad de 0.05. Un análisis de Componentes Principales también fue realizado con el paquete estadístico XLSTAT.

RESULTADOS

En la Tabla I se presentan algunos parámetros analizados en las aguas de los bioensayos realizados. Los límites permitidos para algunos elementos para las aguas de consumo (EPA, 2002 y WFD) también están incluidos. Aunque las diferencias hidroquímicas de la muestra RO1 y RO2 no son demasiado evidentes (pH neutro y CE baja en ambos casos), debido a que el muestreo se realizó en época de elevado caudal, si se observa un aumento en la concentración de los elementos medidos en el río Odiel después de la unión con los primeros lixiviados mineros (RO2), especialmente en As (0.26 mg/L), Mn (0.14 mg/L) y Zn (0.18 mg/L). Comparando la concentración de elementos analizados con las establecidas por los organismos oficiales, los lixiviados de la mina (ME1) solo está por debajo del nivel permitido en la concentración de Pb. Por el contrario, estas mismas aguas tratadas a través de la Planta (muestra ME2), solo supera el nivel permitido en la concentración de Mn.Las concentraciones medias de los elementos analizados en el tejido de la *Gambusia holbrooki* después de 96 horas de exposición se muestra en la Tabla II.

Las concentraciones de Cd, Mn, Pb y Se no muestran diferencias significativas comparado con el control. Las concentraciones de Zn y Fe son las más elevadas en los tejidos investigados (hasta 101 mg/kg de Zn y 90 mg/kg de Fe). En general, el orden de máxima concentración de metales acumulados en el tejido es: Fe>Zn>Al>Mn>Cu. Teniendo en cuenta la concentración de elementos medidos en el bioensayo control, la bioacumulación de Fe en todos los bioensayos supera al permitido por los organismos oficiales comparados. La acumulación de Zn es superior al permitido en los bioensayos de las muestras RO2 y ME1 al 6%, mientras que el bioensayo de la muestra ME2 supera lo bioacumulado en Fe y Mn. La concentración de Fe es elevada en los tejidos tal vez debido a su contribución en la composición de varios componentes del tejido. Metales como el Fe y Mn desempeñan un papel clave en la absorción y la acumulación en los tejidos al competir con otros iones metálicos tóxicos que influyen en su bioconcentración en los órganos de pescado (Ginneken et al., 1999). No obstante, aunque los metales como Zn, Cu y Mn actúan como cofactor en varias actividades enzimáticas y el Fe está directamente involucrado en la formación de la hemoglobina en los tejidos sanguíneos, las concentraciones excesivas de estos metales también pueden causar graves daños a las actividades normales del metabolismo de los peces (Ziadah y Abdel-Bakey 2000).

	CT	RO1	ME1	ME1 12%	ME1 6%	ME2	RO2	EPA2002	WFD
pH	8.06	7.42	2.72	4.65	7.64	7.11	7.25		
Eh (mV)	344	395	638	360	365	196	353		
EC(mS/cm)	0.47	0.36	2.77	0.65	0.54	1.45	0.27		
T (ºC)	20.3	15.0	14.8	20.3	20.3	17.3	17.9		
DO (mg/L)	7.24	7.5	7.4	7.86	8.33	8.00	7.70		
Alk (mg/L)	197	200	<dl	<dl	160	225	100		
Al (µg/L)	<dl	<dl	111790	17007	31.0	106	<dl	5000	
As (µg/L)	1.74	5.90	306	13.0	2.15	78.9	257	100	10
Cd (µg/L)	0.50	<dl	63.0	11.4	1.38	0.24	0.61	10.0	3
Co (µg/L)	<dl	5.20	417	82.5	8.68	5.94	9.34	50	
Cr (µg/L)	0.40	<dl	24.7	4.28	0.84	<dl	<dl	50	
Cu (µg/L)	<dl	1.56	13509	2252	237	17.2	14.3	500	2000
Fe (µg/L)	5.28	13.0	348663	61235	6247	220	32.3	2000	
Mn (µg/L)	<dl	93.0	3171	713	75.0	3769	140		50
Pb (µg/L)	<dl	<dl	19.1	2.96	0.31	<dl	<dl	50	40
Se (µg/L)	<dl	<dl	15.8	2.35	0.25	<dl	<dl	20	20
Zn (µg/L)	1.29	7.00	15060	3003	317	349	176	2000	
%Survival	100	100	0.00	0.00	82.7	69.9	69.2		

CE: conductividad eléctrica; Eh: potencial rédox; OD: oxígeno disuelto; Alk: Alcalinidad; <dl: < límite de detección

TABLA I. *Parámetros medidos en las aguas de los bioensayos y comparación con los niveles permitidos para las aguas de consumo por la EPA2002 y la Directiva Marco del Agua (WFD)*

	Al	As	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Mn	Pb	Se	Zn
Control (CT)	5.93±0.22^{c}	0.28±0.09^{ab}	0.09±0.02^{a}	0.10±0.02^{bc}	1.41±0.11^{ab}	3.08±0.18^{b}	44.8±0.96^{b}	6.98±0.59^{b}	0.15±0.05^{a}	1.31±0.12^{ab}	89.7±3.78^{ab}
Río Odiel en cabecera (RO1)	15.7±1.65^{ab}	0.26±0.05^{ab}	0.05±0.01^{a}	0.20±0.02^{a}	1.40±0.23^{ab}	4.80±0.15^{ab}	82.9±4.23^{ab}	6.51±2.06^{b}	0.42±0.45^{a}	1.29±0.86^{ab}	80.9±8.46^{b}
Río Odiel después de la PT (RO2)	11.4±4.30^{b}	0.26±0.02^{ab}	0.08±0.02^{a}	0.10±0.01^{bc}	0.45±0.05^{b}	3.32±0.54^{b}	80.1±5.72^{ab}	6.19±0.99^{b}	0.17±0.06^{a}	1.63±0.29^{ab}	100±8.77^{ab}
Lixiviado de mina al 6% (ME1 6%)	11.2±2.56^{b}	0.31±0.10^{ab}	0.06±0.01^{a}	0.11±0.02^{bc}	0.40±0.05^{b}	4.72±3.21^{ab}	90.0±18.2^{a}	7.34±1.49^{b}	0.34±0.32^{a}	1.49±0.07^{ab}	101±6.45^{ab}
Lixiviado de mina después de la PT (ME2)	12.3±1.95^{b}	0.22±0.01^{b}	0.04±0.004^{a}	0.08±0.003^{c}	0.43±0.03^{b}	3.12±1.08^{b}	74.9±1.34^{ab}	7.61±0.57^{b}	0.12±0.03^{a}	1.14±0.09^{ab}	87.6±8.31^{b}
WHO 1985	--	0.02	2	--	0.15	3	--	0.5	2	--	10-75
FAO 1983	--	--	0.5	--	1	10	5.6	--	1.5	--	50

TABLA II. *Concentración de algunos elementos medidos en el tejido de la Gambusia después del bioensayo. Todos los valores están expresados en mg/kg de peso seco. Media ± desviación estándar, n>3. Las mismas letras indican que no hay diferencia significativa a 0.05. Incluye límites permitidos de elementos en tejidos según WHO y FAO*

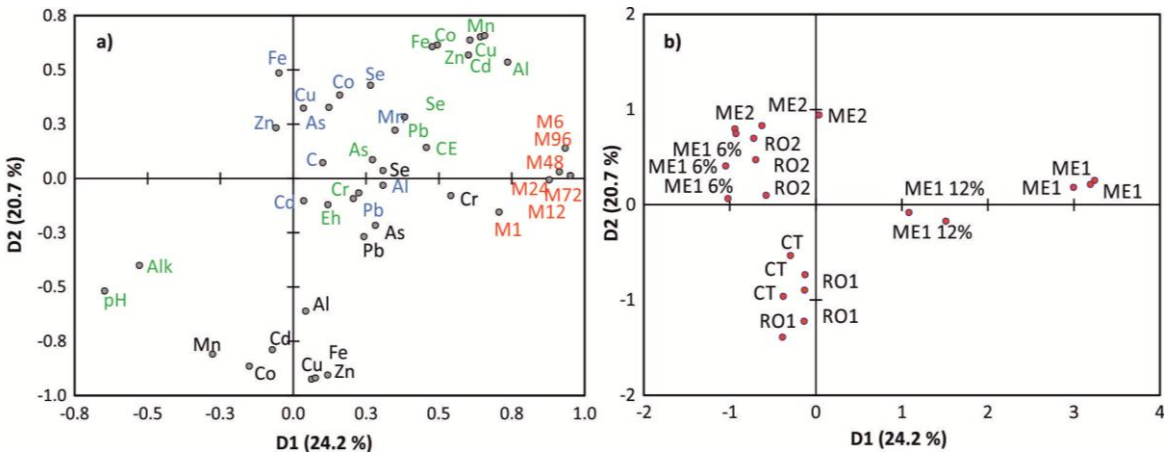


FIGURA 1. *Análisis de Componentes principales de las variables analizadas (a) en cada bioensayo realizado (b). Las variables indicadas en verde en la figura a) se refieren a los parámetros medidos en las aguas de los bioensayos, las variables indicadas en azul se refiere a la concentración de elementos medidos en la Gambusia; las variables en negro se refieren a los factores de bioconcentración. Las indicadas en rojo están referidas a los valores de mortalidad de los peces.*

La Figura 1 muestra los resultados de aplicar un Análisis de Componentes Principales a las 45 variables analizadas en los bioensayos realizados. El factor D1, que explica el 24.2% de la varianza, relaciona fuertemente la mortalidad de los peces con la acidez de las aguas y con las concentración de Al, Cd, Cu, Mn, Zn, etc. Por otro lado, el factor D2 (21% de la varianza) indica un menor factor de acumulación en tejido cuando las concentraciones en agua de estos elementos son mayores, indicando que la capacidad de acumulación de metales en el pez es menor cuando las concentraciones en agua son mayores. Este fenómeno está explicado por algunos autores debido a una situación de estrés del individuo expuesto a condiciones ambientales extremas (Chen et al., 2012).

La figura 1b agrupa los tipos de agua en función de la calidad y toxicidad de las mismas frente a la *Gambusia holbrooki*. Los bioensayos con una respuesta nula en supervivencia (todos los peces muertos a la hora de exposición) son los realizados con los lixiviados de mina Esperanza y la mezcla al 12%. Las aguas de la cabecera del Odiel (RO1) están consideradas con las muestras control (CT), con un porcentaje de supervivencia de peces del 100%. Las aguas procedente de la salida de la Planta de Tratamiento (ME2) tienen unas características tóxicas parecidas a las del río Odiel aguas abajo (RO2) y al lixiviado de la mina al 6%, con un porcentaje de supervivencia de peces en torno al 70-80% posiblemente debido a la elevada concentración de Mn.

CONCLUSIONES

Este estudio desarrolla los resultados de la evaluación obtenidos para la caracterización química y ecotoxicológica de los lixiviados ácidos de un efluente minero y su descontaminación a través de una planta de tratamiento pasivo. Los resultados del test de toxicidad, utilizando la especie *Gambusia holbrooki,* revelaron una importante mejora de la calidad del agua después del tratamiento, con unas propiedades ecotoxicologicas que podrían ser cercanas a la de un agua mineral comercial si no fuese por la importante concentración de Mn existente. La instalación de sistemas de tratamiento de drenajes ácidos de mina supondrá por tanto una mejora en la calidad y propiedades de las aguas del río Odiel, pudiendo ser adecuadas incluso para la vida de vertebrados acuáticos.

REFERENCIAS

Bonnail, E., Sarmiento, A.M., DelValls, T.A., Nieto, J.M., Riba, I. (2016): Assessment of metal contamination, bioavailability, toxicity and bioaccumulation in extreme metallic environments (Iberian Pyrite Belt) using Corbicula fluminea. *Sci Total Environ*, 544:1031-1044

Chen, W.Y., Liao, C.M. (2012): Toxicokinetics /toxicodynamics links bioavailability for assessing arsenic uptake and toxicity in three aquaculture species. *Environ. Sci. Pollut*. R. 19: 3868-3878.

Ginneken, L., Chowdhury, M.J., Blust, R (1999): Bioavailability of cadmium and zinc to the common carp, Cyprinus Carpio, in complexing environments: a test for the validity of the free ions active model. *Environ Toxicol Chem,* 18(10):2295–2304

Nieto, J.M., Macías-Suárez, F., Ayora, C. (2015): Tratamiento Ecológico de Drenajes Ácidos de Mina: Proyecto LIFE-ETAD. *Macla*, 20:103-104

Olias, M., Cánovas, C.R., Nieto, J.M., Sarmiento, A.M. (2006): Evaluation of the disolved contaminant load transported by the Tinto and Odiel rivers (South West Spain). *Appl Geochem*, 21:1733-1749

Sarmiento, A.M., Nieto, J.M., Olías, M., Cánovas, C.R. (2009): Hydrochemical characteristics and seasonal influence on the pollution by acid mine drainage in the Odiel river Basin (SW Spain). *Appl Geochem*, 24:697-714.

World Health Organization (1985): *Guidelines for drinking water quality. Recommendation WHO*, vol 1. Geneva, p 130

Zyadah, M.A., Abdel Bakey, T.C. (2000): Toxicity and bioaccumulation of copper, Zinc and Cadmium in some aquatic organisms. *Bull. Environ. Contam. Toxicol*, 64:740-747.

Aplicación de la emanometría de radón como técnica de screening en emplazamientos contaminados por NAPL con discontinuidades litológicas

Application of radon emanometry as screening technique in NAPL contaminated sites with lithological discontinuities

F. Barrio-Parra, B. Biosca, M. Izquierdo, J.E. García-González, R. Medina, J. Díaz-Curiel y E. De Miguel

1 ETSI Minas y Energía. Universidad Politécnica de Madrid 28003 Madrid. eduardo.demiguel@upm.es

Resumen: La emanometría de Rn ha sido validada como técnica de *screening* en emplazamientos afectados por líquidos en fase no acuosa (NAPL) en los que la estructura del subsuelo no presenta variaciones espaciales significativas. Cuando existen fracturas o cambios en la permeabilidad del terreno el fondo de emanación varía espacialmente, dificultando discriminar si el descenso en la señal se debe a la presencia de NAPL. En este trabajo se presentan los resultados de dos aplicaciones metodológicas que permiten gestionar esta problemática. En la primera de ellas, se emplea el análisis variográfico de los datos para identificar subpoblaciones. La delimitación de descensos de señal se realiza por comparación con valores de fondo locales asociados a las diferentes estructuras del suelo. En la segunda las medidas emanométricas se complementan con perfiles de tomografía eléctrica combinada con medidas de polarización inducida, permitiendo respaldar la estimación de la distribución de NAPL.

Palabras clave: Radon, NAPL, heterogeneidad litológica, geoestadística, geofísica.

Abstract: *Rn emanometry has been validated as screening technique of sites affected by non-aqueous phase liquids (NAPLs) where the subsurface structure does not present significant spatial variations. When there are fractures or changes in soil permeability, background emanation varies spatially, making it difficult to discriminate whether the decrease in the signal is due to the presence of NAPL. This paper presents the results of two methodological applications that manage this problem. First, data variography analysis is used to identify subpopulations. The delimitation of signal decrease is performed by comparison with local background values associated with different soil structures. In the second approach, emanometry determinations are coupled with electrical tomography profiles combined with induced polarization measurements, allowing to support the estimation of NAPL distribution.*

Key words: *Radon, NAPL, lithological discontinuities, geostatistics, geophysics*

INTRODUCCIÓN

El vertido en el subsuelo de líquidos en fase no acuosa (NAPL) supone un problema de contaminación grave. La delimitación de su extensión es necesaria a la hora de abordar labores de remediación, así como para monitorizar la evolución de las mismas. Tradicionalmente estas operaciones se han llevado a cabo mediante la perforación y toma de muestras de suelo, aguas subterráneas y NAPL mediante la instalación de redes de piezómetros y pozos. En los casos en los que la información previa sobre la localización de la pluma sea escasa, estas operaciones pueden resultar infructuosas y tener un coste excesivo. Alternativamente, se han aplicado técnicas no invasivas que permiten delimitar la extensión de la afección por NAPL como el análisis de la fase gas del suelo, los métodos geofísicos o la medida de la emanación de Rn en el subsuelo (Emanometría). La emanometría ha sido validada como técnica de screening de emplazamientos afectados por NAPL en los que la estructura del subsuelo no presenta variaciones espaciales significativas (García-González et al., 2008).

En términos de su aplicabilidad para detectar la presencia de compuestos orgánicos en el subsuelo, la emanometría puede entenderse como una técnica que aprovecha trazadores naturales – U y Ra – para localizar y delimitar la extensión de acumulaciones sub-superficiales de hidrocarburos. El Rn se reparte preferencialmente con la fase libre de hidrocarburo (Hohener and Surbeck, 2004), por lo que la disminución de emanación en superficie con respecto al fondo local permite delimitar las áreas afectadas por vertidos de hidrocarburos. El flujo vertical de radón se ve afectado por la presencia de fracturas y cambios en las permeabilidades del terreno, haciendo que la variación espacial del fondo local dificulte discriminar si el descenso en la señal se debe a la presencia de NAPL.

El objetivo de este trabajo es la presentación de dos alternativas metodológicas que permitan emplear la emanometría para la delimitación de la extensión de la

afección por NAPL en emplazamientos con discontinuidades litológicas.

MATERIALES Y MÉTODOS

Las campañas de caracterización emanométrica se realizaron en dos emplazamientos. Las muestras de aire son aspiradas a través de varillas huecas introducidas en el subsuelo (70-100 cm) dónde se espera una mínima influencia de las variables atmosféricas (García-González et al., 2008). Las medidas de radón se realizaron mediante monitores de radón *SARAD® RTM 2100* y detectores por cámara de ionización de pulsos *Radon detector RM-2 (RADON v.o.s.).*

Emplazamiento A

El primer emplazamiento se encuentra inmediatamente al sur de una planta petroquímica construida en 1972, situada aproximadamente a 3.5 km al este de la línea de costa portuguesa. La zona a muestrear, está afectada por un vertido de NAPL en la zona vadosa del que no se tiene información inequívoca sobre su delimitación ni composición. El complejo se encuentra sobre una secuencia de materiales sedimentarios desde el Paleozoico hasta el Holoceno, con contactos frecuentemente discordantes entre sí (Chambel et al., 2010). En la parte sur del complejo afloran calizas y arcillas de edad miocena correspondientes a facies de transición entre el mar y la cuenca del río (situado aproximadamente a 5.6 km al sur). Al este del emplazamiento pasa una falla de orientación $N_{4O}O$ que se encuentra activa en la actualidad (Cabral and Ribeiro, 1988). Con motivo de desarrollar un test ciego, la información sobre los sistemas de fracturas asociados a la falla que afectan a la zona no es facilitada hasta la obtención de los resultados de la campaña. Esta información es empleada a posteriori para validar los resultados. La malla de muestreo se plantea de forma sistemática con un paso regular de 20 m sobre una superficie aproximada de 25.000 m^2 inmediatamente al sur de la planta, obteniendo un total de 50 puntos muestreados y 68 determinaciones emanométricas (incluyendo dúplicas de campo). Se registraron tres valores de emanación de Rn de fondo en zonas presumiblemente no afectadas por el vertido de hidrocarburos. Los valores de fondo se registraron unos 100 m al NW de la malla de muestreo y al E de la misma. En este caso se realiza un análisis variográfico de los datos para agrupar las poblaciones de datos y delimitar el trazado de la falla.

Emplazamiento B

El Segundo emplazamiento se sitúa en unas instalaciones de mantenimiento de trenes localizado en Madrid. El perfil de suelo está formado por capas de espesor variable. En la parte norte (en la proximidad de los edificios), el suelo presenta una capa superficial de cemento sobre una capa de material de relleno, pudiendo encontrarse capas arenosas (1 m) y areno-limosas (1-1.5 m), niveles de arcillas areno-limosas y limos (6 m) sobre yesos. En el sur las capas de relleno tienen un espesor superior a la zona norte sobre gravas y arenas con matriz arcillosa (ambos niveles con espesores entre 1 y 3 m). Desde esta profundidad, se desarrolla nivel de arcillas y yesos. En campañas anteriores se detectó fase libre en 6 de los 15 piezómetros instalados como consecuencia de fugas históricas accidentales desde depósitos de almacenamiento. Los datos de espesor de NAPL no permiten definir claramente la extensión de la pluma, sugiriendo una migración compleja debido a la variación espacial de la estructura del suelo. De forma complementaria a la medición de radón, se procedió a la toma de datos geofísicos a lo largo de dos perfiles que cubren la zona de muestreo, obteniéndose datos de resistividad y cargabilidad eléctrica mediante el equipo Terrameter SAS 4000 (ABEM). La obtención de estos parámetros geofísicos es de utilidad a la hora de detectar NAPL en perfiles de suelo (Schwartz and Furman, 2010; Sogade et al., 2006).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Emplazamiento A

Los resultados de las determinaciones de la actividad del gas radón en el aire del suelo se muestran en la FIGURA 1. En los puntos de la malla de muestreo están comprendidos entre un mínimo de 5,140 $Bq \cdot m^{-3}$ y máximos mayores de 50,000 $Bq \cdot m^{-3}$. El valor del fondo natural al Oeste del área de estudio es aproximadamente de 25,000 Bq m^{-3}, mientras que al Este las concentraciones descienden hasta niveles de 4,000 Bq m^{-3}. La diferencia tan notable entre la emanación de Rn al Oeste y al Este de las instalaciones hace pensar en un cambio de las características mineralógicas de la matriz del subsuelo, con contenidos en Ra y valores de emanación de Rn dispares o con la presencia de una discontinuidad litológica.

Al estudiar los valores de Rn confirmamos la existencia de dos poblaciones de datos diferentes (FIGURA 2a y 2b). Realizándose un estudio por separado de cada población se ve que no existe una relación espacial entre los datos (FIGURA 2c y 2d), de manera que no se puede utilizar un modelo geoestadístico para la predicción de las concentraciones en superficie y dibujar los valores de iso-concentraciones. Se considera más adecuado, para la representación en 2-D, realizar un ajuste por mínimos cuadrados de polinomiales cuadráticas locales (FIGURA 1). La discontinuidad lateral de las dos poblaciones se ha determinado de forma que se minimize la suma de los cuadrados de las respectivas medidas (línea punteada en la FIGURA 1). La brusca disminución de concentraciones de Rn parece obedecer, a una marcada discontinuidad lateral en los materiales del subsuelo. Esta hipótesis es validada con

la información sobre el perfil litológico de la zona derivado de los sondeos en la zona (Fig. 1).

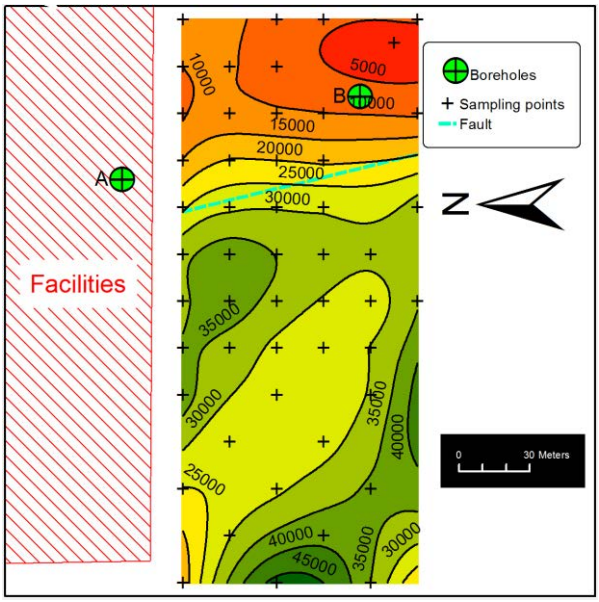


FIGURA 1. *Puntos de muestreo, isovalores de [Rn] (Bq m-3) y delimitación del trazado de la falla en el emplazamiento A.*

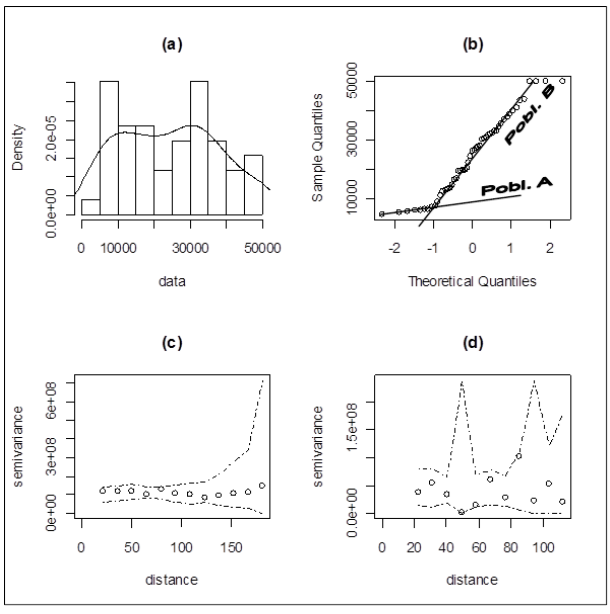


FIGURA 2. *(a) Histograma de los puntos, (b) normal Q-Q plot, (c) Variograma de la zona oeste, (d) Variograma de la zona este. La línea de puntos en (c) y (d) indica todos los posibles variogramas que se pueden obtener con permutaciones aleatorias de los puntos de muestreo, de menara que si el variograma del caso en estudio está dentro de estas líneas significa que no hay una relación espacial entre puntos.*

Si la hipótesis planteada es cierta, la interpretación de los niveles de Rn hallados ha de hacerse de forma independiente para cada matriz geológica. En el tercio septentrional se discrimina un área de mínimos relativos flanqueada por valores mayores, que podría señalar la presencia de una afección local. En la zona Oeste, existen registros de orientación NW-SE inferiores al valor de Fondo en esta zona. Este hecho podría interpretarse como la manifestación de un proceso de contaminación en profundidad.

Emplazamiento B

La Fig. 3 representa la variación espacial de la emanación de radón así como la posición de los piezómetros con las medidas del espesor de fase libre en centímetros. La relación espacial entre las medidas se estudió mediante análisis variográfico, determinando un alcance de la misma de 10 metros. Los datos fueron interpolados mediante Krigging (modelo exponencial, nugget= 620, sill= 16300). Los valores más bajos de la emanación de radón parecen corresponder con las zonas dónde se ha detectado NAPL en los piezómetros. Los valores más altos se concentran en la zona del vial, dónde se podría presumir que no existe afección por hidrocarburo. Se ha detectado una reducción de la señal de radón hacia el sur de la zona muestreada. En esta zona no se tiene información sobre la existencia o no de fase libre debido a la ausencia de piezómetros. Los resultados de las secciones tomográficas obtenidas con la geofísica guardan un alto grado de concordancia/correlación con los resultados emanométricos. Las zonas que presentan menores valores de cargabilidad coinciden con las zonas donde la emanación de radón es más alta y viceversa. En la zona sur, se ha registrado un incremento en los valores de cargabilidad (FIGURA 3), que podría estar asociada a la presencia de NAPL.

Pese a esto, no se tiene certeza sobre si estas variaciones en ambas señales se deben a la presencia de hidrocarburo o a las variaciones de las características litológicas. Por ello, se ha planteado la instalación de un nuevo piezómetro en la zona de anomalía de cargabilidad y baja señal de radón para validar la relación entre el descenso de la emanación de radón/aumento de cargabilidad y presencia de NAPL.

CONCLUSIONES

En este estudio se ha presentado el resultado de aplicar dos metodologías para la delimitación de la afección por NAPL mediante emanometría en emplazamientos con litologías no uniformes. La interpretación de las señales de emanometría parece estar dominada por la estructura y composición de la matriz del subsuelo. (fracturación y heterogeneidad litológica). El análisis estadístico de los datos de la actividad de radón en el aire del suelo permite la identificación de subpoblaciones de datos delimitados espacialmente y asociados a diferentes estructuras del suelo. Los valores de referencia para cada subunidad litológica permiten delimitar descensos en la emanación locales, presumiblemente debidas a la presencia de NAPL. La aplicación de técnicas geofisicas como la tomografía eléctrica combinada con medidas de polarización inducida, puede ser de utilidad para respaldar los distribución de NAPL obtenida mediante emanometría. La aplicación de las

metodologías aquí presentadas suponenen una alternativa novedosa para aplicar la emanometría como técnica de screening para la delimitación de vertidos subsuperficiales de NAPL en emplazamientos con discontinuidades litologícas.

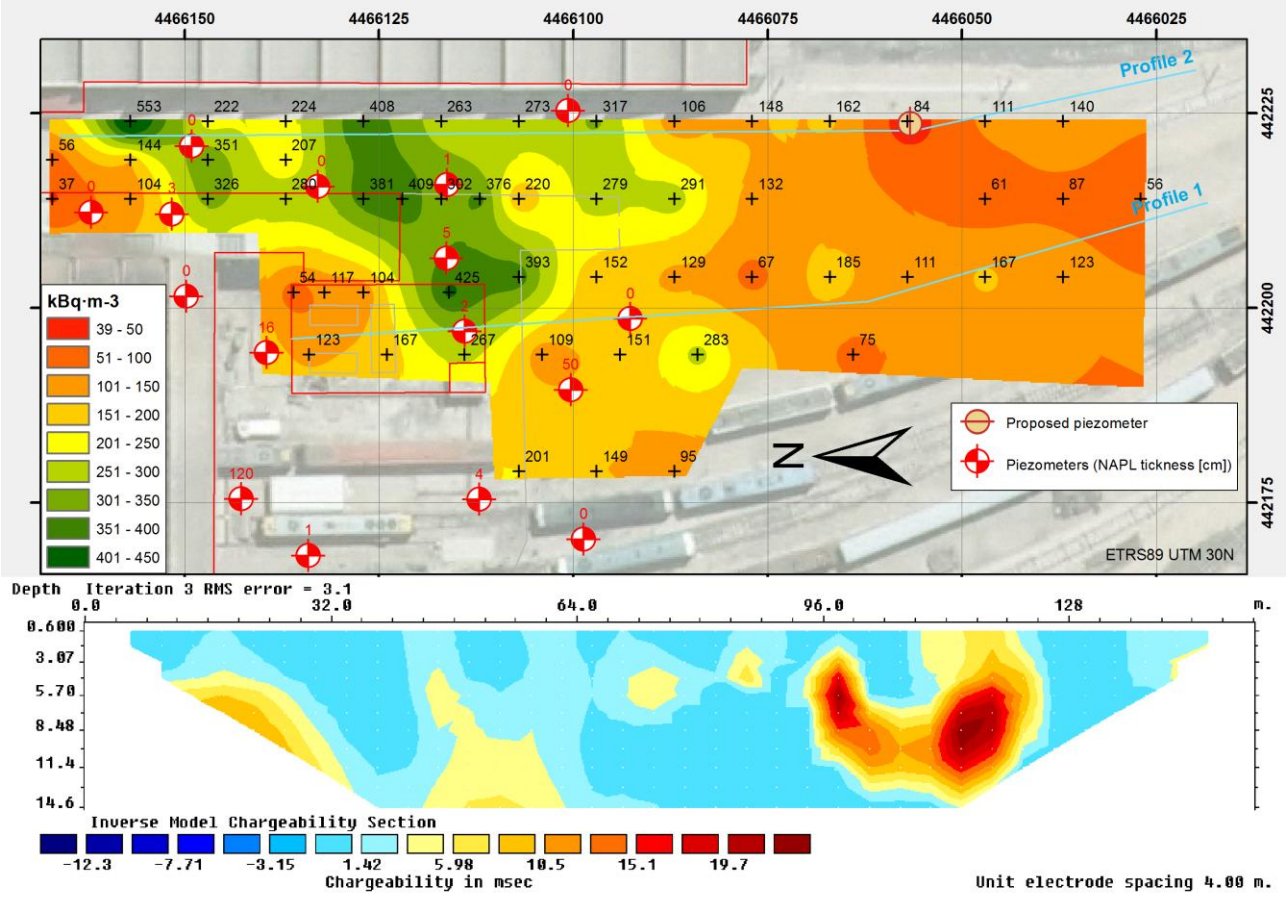


FIGURA 3. *Puntos de muestreo, isovalores de [Rn] (Bq m-3), piezómetros (espesor de fase libre), perfil de cargabilidad número 2 y posición propuesta para la realización de un sondeo en el emplazamiento B.*

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha realizado a través del proyecto de investigación CARESOIL (S2013/MAE-2739), financiado por la El Gobierno Regional de la Comunidad de Madrid

REFERENCIAS

Cabral, J., Ribeiro, A., 1988. Carta Neotectónica de Portugal continental. Escala 1/1.000.000.

Chambel, A., Monteiro, J.P., Nunes, L.M., Martins, R.R., Duque, J., 2010. Hydrogeological study of contamination in the Aquifer System of Sines, South Portugal, in: Zuber, A., Kania, J., Kmiecik, E. (Eds.), XXXVIII IAH Congress. University of Silesia Press, Krakow (Poland), pp. 2190–2195.

García-González, J.E., Ortega, M.F., Chacón, E., Mazadiego, L.F., Miguel, E. De, 2008. Field validation of radon monitoring as a screening methodology for NAPL-contaminated sites. Appl. Geochemistry 23, 2753–2758. doi:10.1016/j.apgeochem.2008.06.020

Hohener, P., Surbeck, H., 2004. Radon-222 as a tracer for nonaqueous phase liquid in the vadose zone: Experiments and analytical model. Vadose Zo. J. 3, 1276–1285.

Schwartz, N., Furman, A., 2010. Electrical Properties of NAPL contaminated unsaturated soil, in: EGU General Assembly Conference. p. 14870.

Sogade, J. a., Scira-Scappuzzo, F., Vichabian, Y., Shi, W., Rodi, W., Lesmes, D.P., Morgan, F.D., 2006. Induced-polarization detection and mapping of contaminant plumes. Geophysics 71, B75. doi:10.1190/1.2196873

Análisis de la evolución de desprendimientos a partir de datos LiDAR en el escarpe de Puigcercós (Pallars Jussà – Cataluña)

Analysis of the evolution of rockfalls from LiDAR data in the Puigcercós cliff (Pallars Jussà - Catalonia)

X. Blanch[1], M.J. Royan[1] y M. Guinau[1]

1 RISKNAT, Dpt. de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. xabierblanch@gmail.com m.royan@ub.edu, mguinau@ub.edu (Barcelona)

Resumen: El escarpe principal del deslizamiento de Puicercós (Pallars Jussà, Cataluña) presenta una actividad recurrente de desprendimientos. Estos eventos han sido detectados a partir de la comparación multitemporal de nubes de puntos obtenidas mediante un instrumento LiDAR terrestre. Para llevar a cabo el estudio se han realizado 28 capturas de datos del escarpe desde septiembre de 2007 hasta marzo de 2015 (2733 días de monitoreo). Aplicando técnicas de búsqueda de clúster se han podido detectar un total de 4072 desprendimientos con volúmenes comprendidos entre $2.6 \cdot 10^{-4}$ y 1095.3 m^3. Así se ha podido obtener un inventario de desprendimientos muy detallado que ha permitido calcular la relación magnitud-frecuencia de los desprendimientos en el escarpe analizado.

Palabras clave: LiDAR, desprendimientos de roca, monitoreo, escarpe.

Abstract: *The main escarpment of the Puigcercos landslide (Pallars Jussà, Catalonia) has recurrent rockfall activity. These events have been detected from the multitemporal comparison of point clouds obtained with a terrestrial LiDAR (TLS). To carry out the study 28 scans of the escarpment have been performed from September 2007 to March 2015 (2733 days of monitoring). Applying clustering algorithms, we could detect 4072 rokcfalls with volumes between $2.6 \cdot 10^{-4}$ and 1095.3 m3. Thus, we obtain a detailed inventory of the rockfalls that allows calculating the frequency-magnitude relationship of the rockfalls in the escarpment studied.*

Key words: *LiDAR. rockfalls, monitoring, escarpment.*

INTRODUCIÓN

El uso de datos LiDAR en campos como la geomorfología, la geoestadística, la teledetección y los Sistemas de Información Geográfica ha crecido de manera considerable a lo largo de la última década (Jaboyedoff et. al. 2010), especialmente en las investigaciones de movimientos de ladera.

Los sensores LiDAR terrestres (Terresrial Laser Scanner, TLS) permiten obtener datos de alta precisión y resolución de zonas con pendientes elevadas (difícilmente escaneables por los sensores LiDAR aerotransportados). Esto, junto con la posibilidad de poder situar el sensor a distancias mucho más próximas de las zonas a estudiar, y por lo tanto obtener nubes de puntos mucho más densas y precisas, ha comportado que el TLS se haya acabado empleando para realizar numerosos estudios relacionados con los movimientos de ladera, con un especial interés en taludes rocosos (ver revisiones en Jaboyedoff et. al. 2010 y Abellan et. al. 2014).

El objetivo principal de este trabajo consiste en realizar el análisis de la evolución de los desprendimientos en el escarpe de Puigcercós a partir de la comparación multitemporal de datos LiDAR obtenidos mediante un TLS. Este análisis se materializa obteniendo la relación magnitud-frecuencia de los desprendimientos detectados.

ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio, denominada el Espadat, corresponde a un escarpe de morfología semicircular y de longitud aproximada de 200 metros que se encuentra en el cerro donde estuvo situada la población de Puigcercós, actualmente Puigcercós Vell (Pallars Jussà, Cataluña) (Fig. 1). Este escarpe corresponde a la cicatriz de coronación que produjo un deslizamiento de tierras que se desencadenó la noche del 13 de enero de 1881 y que comportó el abandono y la posterior reubicación del pueblo. (Fig. 2) Dicho escarpe se localiza en la Conca de Tremp, la cual se encuentra encajada entre los relieves del Prepirineo meridional, formando parte de la zona central de la cuenca de antepaís surpirenaica. La cuenca está rellena de una secuencia de materiales sedimentarios del eoceno que en el escarpe estudiado que se encuentra en disposición subhoritzontal, y se caracteriza por una alternancia de capas de orden centimétrico a decimétrico de calizas, yesos y margas grises (Cuevas, 1992)

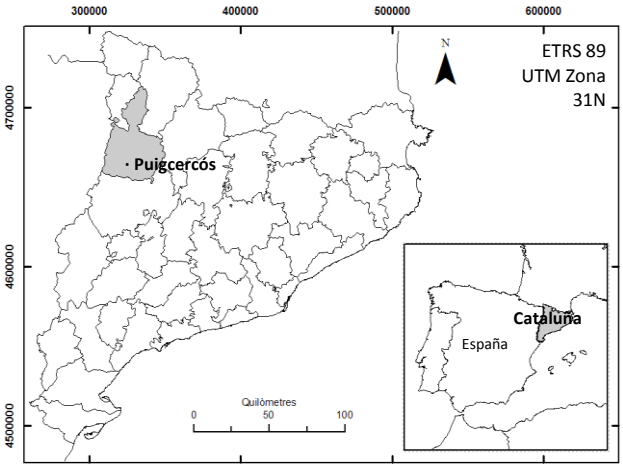


FIGURA 1. *Localización de la zona de estudio (Cataluña)*

METODOLOGIA

Adquisición de datos

Para cubrir el área de estudio se realizan 2 escaneos con una superposición del 35%. El espaciado entre los puntos que conforman la nube de puntos está situado entre 3 y 6 cm y la desviación estándar del error instrumental y metodológico calculado es de 1.68 cm (Abellán et al., 2010).

Para este estudio se han usado un total de 28 capturas espaciadas en el tiempo, comprendidas desde la captura inicial realizada el 29 de septiembre de 2007 hasta la última captura realizada el 24 de marzo de 2015. A lo largo de todo el periodo de captura de datos se han usado lapsos de tiempos diferentes. Siendo el espaciado máximo de 376 días y el mínimo de 25 días.

Alineación y comparación de nubes de puntos

El procedimiento de alineación de las diferentes adquisiciones se ha desarrollado mediante la siguiente secuencia iterativa: (a) se selecciona la nube de puntos más antigua [P0] como referencia; (b) se seleccionan los datos obtenidos en la siguiente captura [P1] como datos georreferenciables; (c) se alinea [P1] respecto [P0]; (d) la nube de puntos [P1] pasa a ser la referencia y los datos obtenidos en la siguiente captura [P2] son los que se alinean repitiendo toda la secuencia hasta llegar a la última captura disponible.

La alineación citada en el anterior apartado (c) se lleva a cabo en dos etapas. En primer lugar, se realiza una alineación por asignación de puntos homólogos que sirve para obtener una primera aproximación de las nubes de puntos. A continuación, se refina la alineación obteniendo la georreferenciación final aplicando el algoritmo iterativo de puntos cercanos ICP (*Iterative Closest Point*) (Chen and Medioni, 1992). Este algoritmo consigue otorgar a todos los puntos las coordenadas que hacen mínima la distancia entre las dos nubes de puntos. Con el fin de obtener las diferencias entre las nubes de puntos, éstas son comparadas a lo largo del eje perpendicular al escarpe (eje Y). Así se exporta una nube de puntos que tiene las coordenadas (X,Y,Z) del escaneo de referencia y se le añade como atributo las diferencia en el eje Y entre los escaneos comparados.

Detección de desprendimientos

Los datos obtenidos de la comparación se han filtrado eliminando los puntos donde la diferencia en Y no superara el umbral de 0.03 m. Este valor se ha tomado para eliminar la mayor cantidad de ruido posible. Para obtener el conjunto de puntos que representan un desprendimiento (clúster) se ha empleado una metodología basada en la descrita por Tonini y Abellan (2014) que consta de los siguientes pasos: a) filtrado de ruido aplicando el algoritmo de búsqueda de clústeres DBSCAN (*Density-Based Algorithm for Discovering Clusters in Large Spatial Databases with Noise*) (Ester et al., 1996) con el objetivo de eliminar todos los puntos que no se consideran desprendimientos, b) filtrado manual donde se ha eliminado aquellas agrupaciones de puntos que a pesar de haber superado el filtrado no se consideran desprendimientos, típicamente errores de borde asociados a las fracturas subverticales, y c) asignación de un índice a cada clúster (desprendimiento) mediante la aplicación del algoritmo DBSCAN.

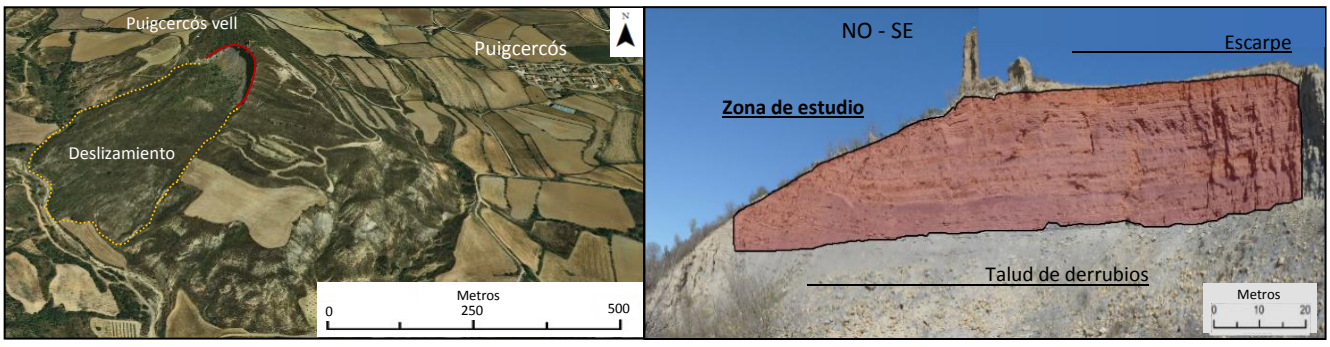


FIGURA 2. *Imagen del escarpe de Puigcercós. La zona de estudio está indicada en rojo*

Cálculo de volúmenes

El volumen de los desprendimientos detectados mediante el procedimiento anterior se calcula a partir de la triangulación de todos los puntos que conforman un desprendimiento. Así se calcula el sumatorio del volumen de los prismas triangulares que se forman a partir de los puntos que conforman el clúster detectado.

RESULTADOS

Desprendimientos detectados.

A lo largo del periodo de estudio (2733 días) se han detectado un total de 4072 desprendimientos. De estos desprendimientos, toman especial relevancia por su magnitud, el desprendimiento identificado en el escaneo del día 10 de abril de 2010 con 397.13 m^3; y el detectado el 22 de diciembre de 2013 con 1095.3 m^3 de roca desprendida, siendo este el desprendimiento de mayor magnitud detectado.

En total la suma de las áreas de estos dos desprendimientos equivale a 1270.16 m^2 que representan un 42.82% de la zona de estudio. Estos datos ponen en relevancia la actividad que se desarrolla en el escarpe puesto que casi la mitad de la zona de estudio se ha desprendido en sólo dos eventos. El volumen del resto de desprendimientos analizados varía desde el volumen mínimo detectado de $2.6 \cdot 10^{-4}$ m^3 (que equivale al volumen de una pelota de tenis) hasta los 90.54 m^3 que corresponden al tercer desprendimiento más grande identificado en el periodo de estudio.

La actividad que se produce en el escarpe no es homogénea en cuanto a la magnitud de los desprendimientos puesto que se ha observado que la mayoría de desprendimientos, un 93%, tienen un volumen comprendido entre el mínimo, $2.6 \cdot 10^{-4}$ m^3 y 0.1 m^3 (p.ej. 50 x 50 x 40 cm) (Fig. 3). Estos datos, por lo tanto, nos permiten observar que la magnitud de la actividad que se produce en el escarpe de Puigcercós es inversamente proporcional al número de desprendimientos que se generan.

Relación Magnitud-Frecuencia

La relación magnitud-frecuencia acumulada que se ha obtenido después de analizar los resultados se puede observar en la Figura 4. En esta relación se ha definido la magnitud como el volumen en m^3 de los desprendimientos mientras que la frecuencia corresponde al número acumulado de veces que se han producido.

La ecuación potencial que mejor ajusta a los datos es la que es corresponde a la siguiente expresión:

$$F = 53.222 v^{-0.686} \quad \text{(ecuación 1)}$$

Donde "F" es el número de desprendimientos acumulados (frecuencia) y "v" el volumen del desprendimiento (magnitud). Siendo la ecuación que caracteriza la relación magnitud-frecuencia del escarpe de Puigcercós.

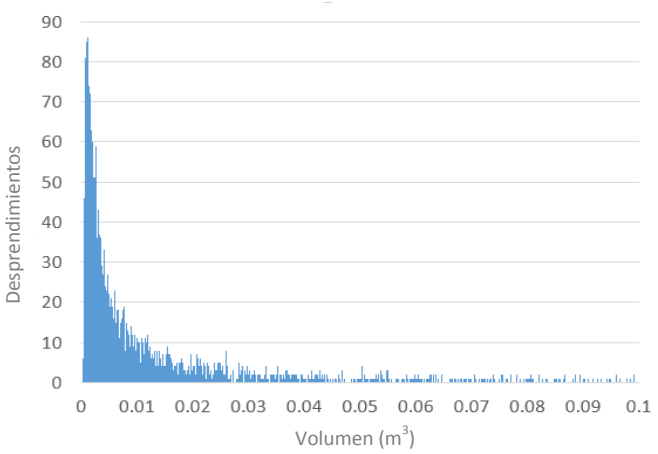


FIGURA 3. *Histograma de los desprendimientos. Acotados entre 0 y 0.1 m^3. Se muestra un 93% de los desprendimientos detectados*

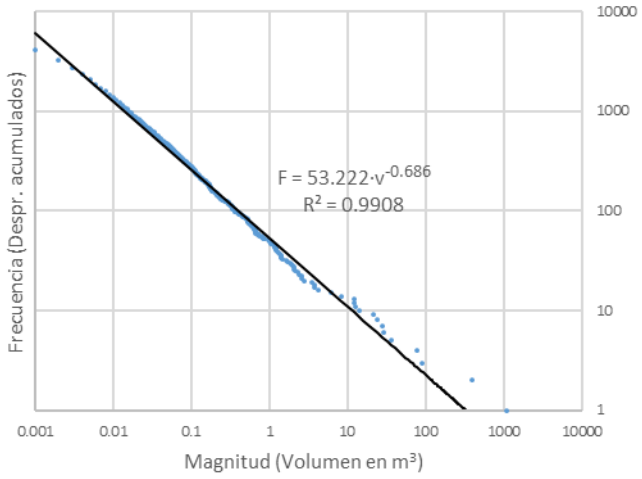


FIGURA 4. *Relación Magnitud-Frecuencia acumulada*

En la Figura 4 se observa una mayor dispersión de los puntos a medida que la magnitud aumenta. Este hecho es debido a la menor cantidad de desprendimientos de grandes dimensiones producidos. También se observa un cambio de tendencia, conocido como "rollover", en los datos inferiores a 0.01 m^3 y que se asocia a la pérdida de efectividad del método utilizado en la detección de desprendimientos menores a ese volumen.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados de este estudio demuestran la capacidad de los instrumentos TLS para estudiar la dinámica de escarpes afectados por desprendimientos. Una de las principales ventajas de los datos obtenidos con el TLS es la gran resolución, que permite detectar desprendimientos de orden centimétrico, inalcanzables

con los métodos de detección utilizados con anterioridad a la aparición de esta técnica. Característica que la hace sumamente importante para un correcto análisis de la relación magnitud-frecuencia, para la caracterización de la dinámica de los escarpes rocosos.

En este estudio, la captura de datos durante un largo período de tiempo (7.5 años), supone una importante cantidad de datos para analizar la evolución del escarpe y permite obtener resultados consistentes en la relación magnitud-frecuencia de los desprendimientos. Aun así, un factor relevante en el estudio ha sido la gran variabilidad en la resolución temporal (espaciado máximo de 376 días y el mínimo de 25 días). A pesar de la alta resolución y precisión de los datos, éstos solo representan el estado inicial y final del período capturado, perdiendo la representación de los procesos que se pueden producir entre dos escaneos. Es por esto que para obtener resultados más consistentes sería necesario mejorar la periodicidad y resolución temporal de las tomas de datos.

La metodología utilizada en este trabajo permite detectar la ganancia o pérdida de material entre dos escaneos, considerando la ocurrencia de desprendimientos cuando el valor de diferencia en Y resulta positivo. No obstante, hay que tener en cuenta que los desprendimientos detectados (pérdida de material) pueden referirse a desprendimientos o bien a otros mecanismos que generan pérdida de material entre dos capturas que no son estrictamente mecanismos de caída de rocas.

La relación magnitud-frecuencia representa muy bien la concordancia que era esperable encontrar entre el número de desprendimientos y su volumen. A pesar de que se haya observado que en las magnitudes altas la curva representa una mayor dispersión de sus puntos por carencia de episodios, hay que poner en valor que, en el eje de abscisas, la magnitud de los desprendimientos, varía de los $2.6 \cdot 10^{-4}$ m^3 a los 1095.3 m^3. Es decir, los volúmenes que se están representando varían en 6 órdenes de magnitud. Este hecho demuestra que a pesar de que el escarpe de Puigcercós presenta una gran cantidad de desprendimientos de volúmenes pequeños, también suceden episodios bastante relevantes que permiten trazar correctamente la curva.

El uso de la relación magnitud frecuencia acumulada es la que usualmente se usa para caracterizar un escarpe. Esta acumulación se puede representar con una ecuación potencial negativa como la que se expresa en el apartado anterior (ecuación 1).

Comparando los resultados de este estudio con los obtenidos por Brunetti et al. (2009) i Van Den Eeckhaut, et al. (2007) a partir de inventarios de procesos similares, se observa que los parámetros de la curva potencial se ajustan a los obtenidos con desprendimientos que tienen magnitudes y frecuencias parecidas a las del escarpe de Puigcercós. Por consiguiente, se valida la metodología expuesta en este trabajo.

Como conclusión final cabe remarcar la relevante actividad permanente que se produce en el escarpe de Puigcercós y que los resultados de este estudio ponen de manifiesto, con la detección de 4072 desprendimientos a lo largo de los 2733 días de estudio.

REFERENCIAS

Abellan, A., Calvet, J., Vilaplana, J.M. y Blanchard, J. (2010): Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring *Geomorphology no 119 pp 162-171*.

Abellan, A., Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Rosser, N.J., Lim, M. and Lato, M.J. (2014) 'Terrestrial Laser scanning of rock slope instabilitites', *Earth Surface Processes and Landforms*, no. 39, pp. 80-97

Brunetti, M.T., Guzzeti, F. and Rossi, M. (2009) 'Probability distributions of landslide volumes', Nonlinear Processes in Geophysics, vol. 16, pp. 179-188.

Chen, Y. and Medioni, G. (1992) 'Object modelling by registration of multiple range images.', Images Vis Comput, vol. 10, pp. 145-155.

Cuevas, J.L. (1992) 'Estratigrafia de la Conca de Tremp. Prepirineo de Lérida', *Acta Geológica Hispánica*, no. v.27, pp. 95-108

Ester, M., Kriegel, H.-P., Sander, J. and Xu, X. (1996) 'A Density-Based Algorithm for Discovering Clusters in Large Spatial Databases with Noise', Proceedings of 2nd International Conference on Knowledge Discovery and Data Mining.

Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abellan, A., Derron, M.-H., Loye, A., Metzger, R. and Pedrazzini, A. (2010) 'Use of LIDAR in landslide investigation: a review', Nat Hazards.

Tonini, M. and Abellan, A. (2014) 'Rockfall detection from terrestrial LiDAR point clouds: A clustering approach using R', Journal of Spatial Information Science, no. 8, pp. 95-110.

Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Govers, G., Verstraeten, G. and Demoulin, A. (2007) 'Characteristics of the size distribution of recent and historical landslides in a populated hilly region', Earth and Planetary Science Letters, vol. 256, pp. 588-603.

Procesos de inestabilidad de laderas en la Ruta del Cares, PN Picos de Europa

Landslide processes in Ruta del Cares, Picos de Europa National Park

M.J. Domínguez-Cuesta[1], L. Álvarez García[1] y M. Meléndez Asensio[2]

1 Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Arias de Velasco, s/n 33005, Oviedo (España). mjdominguez@geol.uniovi.es, UO204366@uniovi.es
2 Instituto Geológico y Minero de España, C/ Matemático Pedrayes, nº 25, 33005, Oviedo (España). m.melendez@igme.es

Resumen: La senda turística peatonal conocida como Ruta del Cares transcurre por el desfiladero del Río Cares, en el Parque Nacional de Los Picos de Europa, entre las provincias de León y Asturias. El recorrido de algo más de 11 kilómetros entre las localidades de Caín, en León, hasta Poncebos, en Asturias es realizado cada año por más de doscientos mil visitantes. El escarpado relieve del entorno con largas y pendientes laderas, la presencia de fauna doméstica y salvaje y la escasez de vegetación hacen que, en ocasiones, realizar el recorrido turístico entrañe cierto peligro asociado a la caída de rocas por gravedad.
En este trabajo se presenta un análisis preliminar de los procesos de inestabilidad de ladera ocurridos en la Ruta del Cares y que han podido ser recopilados para el período entre los años 2001 y 2016.

Palabras clave: Peligrosidad, Procesos de ladera, Ruta del Cares, PN Picos de Europa.

Abstract: *The walking tourism trail known as Ruta del Cares passes through the river Cares' gorge, in the Picos de Europa National Park, between the provinces of León and Asturias. Every year, over 200,000 visitors take this 11 km itinerary between Caín, in León, and Poncebos, in Asturias. Walking through this touristic trail entails a certain amount of danger due to the steep relief of the surroundings, the presence of local wild fauna and the scarcity of vegetation, which could lead to rock falls. A preliminary analysis of slope instability processes occurring in the Ruta del Cares and collected between 2001 and 2016 is presented.*

Key words: Hazard, Slope processes, Ruta del Cares, Picos de Europa National Park.

INTRODUCCIÓN

Por el desfiladero del Río Cares, en el Parque Nacional de Los Picos de Europa, entre las provincias de León y Asturias transcurre una senda conocida como la Ruta del Cares (PR-PNPE 3, http://www.magrama.gob.es). Dicha senda, que recorre la conocida como "Garganta divina del Cares" a lo largo de algo más de 11 kilómetros y está tallada en roca en buena parte de su recorrido, fue construida a principios del Siglo XX con la finalidad de facilitar el mantenimiento del canal que transporta el agua desde Caín, en León, hasta la central hidroeléctrica de Poncebos, en Asturias (Fig. 1).

El relieve del entorno de la Ruta del Cares presenta largas laderas de roca caliza de edad carbonífera (IGME, 2016) con fuertes pendientes, con numerosos escarpes verticales y voladizos, que presentan escasa vegetación. Todo ello otorga una gran belleza a esta zona que hace que, cada año, la Ruta del Cares sea recorrida por más de dos cientos mil visitantes, lo que supone un recurso turístico de primera magnitud para las poblaciones circundantes de Asturias y León.

La senda corta perpendicularmente las estructuras geológicas, fundamentalmente cabalgamientos y la propia estratificación, por lo que los transeúntes van

FIGURA 1. *Localización de la Ruta del Cares entre los macizos Occidental y Central del Parque Nacional de Los Picos de Europa.*

atravesando diferentes escamas tectónicas correspondientes a la unidad geológica de Picos de Europa (IGME, 2010). La naturaleza escarpada del entorno, tanto por encima como por debajo de la senda, es frecuentada a menudo por fauna doméstica, como cabras, o salvaje, habitualmente rebecos. Ello unido a la gran afluencia de visitas supone que la realización de este recorrido entrañe cierto peligro debido, por una parte, a la posibilidad de que los transeúntes se precipiten al vacío o, por otra, a que se produzcan

caídas de rocas bien de manera natural por acción de la gravedad o del viento, o bien favorecido por el tránsito de animales en las partes altas.

En este contexto se presenta este trabajo cuyo objetivo es llevar a cabo el inventario y análisis de los procesos de inestabilidad de ladera ocurridos a lo largo del recorrido de la Ruta del Cares entre los años 2001 y febrero de 2016.

Dicho inventario constituirá la base para la realización posterior de una zonificación que refleje la peligrosidad por procesos de gravedad en la Ruta.

METODOLOGÍA

Para llevar a cabo la caracterización del entorno de la Ruta del Cares se han llevado a cabo las siguientes tareas: 1) recopilación de información básica, 2) elaboración de una base de datos mediante Sistemas de Información Geográfica (SIG), y 3) tratamiento y análisis de toda la información en el SIG.

1) La información correspondiente al relieve utilizada en este trabajo procede del Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica (http://centrodedescargas.cnig.es). Se trata de ficheros topográficos vectoriales a escala 1:25.000 y modelos digitales LIDAR, de paso de malla 5 m, de las hojas del MTN50 números 55, 56 y 80.

Los datos referentes a la litología y estructura del sustrato, a escala 1:50.000, se han recopilado a través de conexión remota mediante un Servicio de ArcGIS Server a la información del GEODE de la Zona Cantábrica (www.info.IGME.es).

Desde el punto de vista geomorfológico, existe una cartografía del Macizo Central elaborada por González Trueba (2007) y otra del Macizo Occidental por González Trueba y Serrano Cañadas (2011), que incluyen cada, una de ellas, parte de la zona de estudio. Además, para la parte de Asturias, se ha recopilado la información relativa a formaciones superficiales correspondiente a la Cartografía Temática Ambiental publicada, a escala 1:25.000, por el Principado de Asturias en el año 2002.

Por otra parte, se ha llevado a cabo una recopilación de eventos de inestabilidad ocurridos en la Ruta del Cares a lo largo de los últimos años. Las fuentes utilizadas para dicha recopilación han sido, por una parte, la base de datos del Servicio de Emergencias del 112 Asturias y la hemeroteca digital de los diarios de prensa regionales. El inventario del 112 ha permitido obtener datos sobre fenómenos de inestabilidad entre el año 2012 y febrero de 2016. En cuanto a los medios de prensa escrita, se han revisado los diarios asturianos La Nueva España y El Comercio desde 2001 a febrero 2016, Diario de León entre 2002 y febrero de 2016.

2) Toda la información digital se ha almacenado y gestionado mediante el software ArcGIS v.10 (ESRI). A partir del modelo LIDAR se elaboró un Modelo Digital de Pendientes, de paso de malla 5 m, que fue reclasificado en diferentes rangos para obtener aquellos intervalos que mejor explican la ocurrencia de fenómenos de inestabilidad.

3) El cruce y análisis de los eventos de inestabilidad y las diferentes capas de información del terreno se ha llevado a cabo en el SIG. Ello permitirá elaborar, con posterioridad, una zonificación de la peligrosidad ante procesos de gravedad en la Ruta del Cares.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El trabajo desarrollado hasta el momento actual ha permitido reconocer evidencias de movimientos del terreno originados por distintos mecanismos de rotura y desplazamiento: desprendimientos, deslizamientos, flujos y aludes de nieve.

Se han podido recopilar un total de 20 incidencias referentes a inestabilidades de ladera ocurridas en la Ruta del Cares. De ellas, 2 proceden de la base de datos del Servicio de Emergencias 112 Asturias. En los diarios de prensa escrita se han hallado un total de 18 Noticias: 12 en el Diario de León, 2 en El Comercio y 4 en La Nueva España. Del total de eventos de inestabilidad recopilados, el 58% de los casos tuvo lugar en territorio asturiano, ocurriendo el 42 % restantes ocurrió en tierras leonesas. La ocurrencia de estas inestabilidades ha tenido lugar preferentemente en invierno y asociado a épocas de lluvia, fundamentalmente durante el mes de marzo (Fig. 2). Por otra parte, en los meses de agosto y septiembre se han podido contabilizar un total de 9 incidencias, lo que se relaciona con la gran afluencia de personas durante el período estival en la Ruta del Cares.

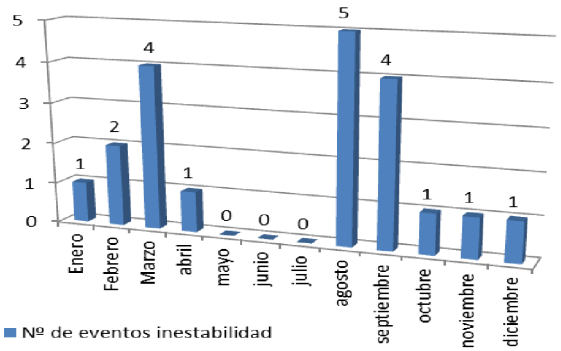
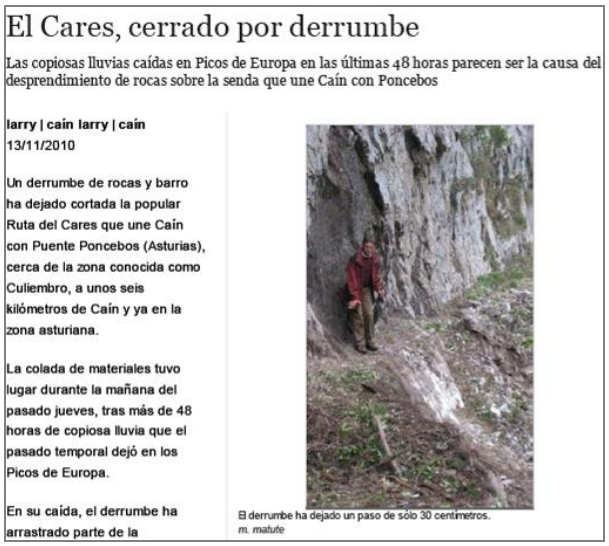


FIGURA 2. *Distribución mensual de los 20 eventos de inestabilidad de laderas recopilados de entre los registrados en La Ruta del Cares para el período 2001-2016.*

En numerosas ocasiones los procesos de inestabilidad fueron de pequeña envergadura, restringiéndose a caídas de roca de escasa entidad que no causaron daños. Sin embargo, en 10 situaciones, la Ruta del Cares tuvo que ser cortada, prohibiéndose

temporalmente el acceso por la ocurrencia de estos fenómenos (Figs. 3 y 4).



El Cares, cerrado por derrumbe

Las copiosas lluvias caídas en Picos de Europa en las últimas 48 horas parecen ser la causa del desprendimiento de rocas sobre la senda que une Caín con Poncebos

larry | caín larry | caín
13/11/2010

Un derrumbe de rocas y barro ha dejado cortada la popular Ruta del Cares que une Caín con Puente Poncebos (Asturias), cerca de la zona conocida como Culiembro, a unos seis kilómetros de Caín y ya en la zona asturiana.

La colada de materiales tuvo lugar durante la mañana del pasado jueves, tras más de 48 horas de copiosa lluvia que el pasado temporal dejó en los Picos de Europa.

En su caída, el derrumbe ha arrastrado parte de la

El derrumbe ha dejado un paso de sólo 30 centímetros.
m. matute

FIGURA 3. *Noticia publicada el 13/11/2010 en El Diario de León informando sobre una inestabilidad, asociada a precipitaciones, que provocó el cierre temporal de La Ruta del Cares.*

En diversos sucesos, la ocurrencia de inestabilidades ha estado relacionada con alguna incidencia con el canal que transporta el agua desde Caín hasta Poncebos. Así, en 2010, tuvo lugar un desprendimiento de rocas, una de las cuales golpeó la canalización, provocando una grieta en la misma a través de la cual se filtró el agua durante varios días. Como consecuencia de ello se fue empapando un depósito de derrubios situado por debajo del canal, acabando por desestabilizarse mediante un mecanismo de deslizamiento (Fig. 4).

Cerrada la Ruta del Cares por el mayor desprendimiento de los últimos 15 años

La caída de enormes piedras rompió el canal que discurre paralelo a la senda, lo que provocó una fuga de agua y el hundimiento de más de 20 metros de tierra

maría carnero | redacción
maría carnero | redacción
05/02/2010

La Ruta de Cares permanecerá cerrada al público, al menos durante los próximos cinco días, como consecuencia de un grave desprendimiento producido en la madrugada del martes en la zona de Los Collados, en la localidad asturiana de Cabrales. El incidente, considerado por el propio Ministerio de Medio Ambiente, Rural y Marino como «el de mayor tamaño y

El enorme boquete de veinte metros de profundidad partió la ruta en dos.
Alba Sánchez /La Nueva España

FIGURA 4. *Noticia publicada el 05/02/2010 en El Diario de León informando sobre la desestabilización de un depósito de derrubios debido a las filtraciones ocasionadas por la rotura previa del canal, que se puede observar en la parte superior de la fotografía.*

En 10 de los casos registrados, los procesos de gravedad provocaron daños personales. 8 personas resultaron heridas por caídas de rocas y, además, 2 personas perdieron la vida al verse golpeadas por una roca (Fig. 5).

Muere un vitoriano al ser golpeado por una piedra y despeñarse en la ruta del Cares

La víctima, de 38 años, cayó por un argayo de unos cien metros a la altura de Les Colladines, poco después de iniciar la senda con varios compañeros

Oviedo / Llanes, L. Á. VEGA/ E. G. CEA

Un vitoriano de 38 años perdió la vida ayer por la tarde al ser golpeado por una roca cuando estaba realizando la ruta del Cares, a la altura de Les Colladines, en el concejo de Cabrales. El fallecido, cuya identidad se corresponde con las iniciales L. M. I. P., acababa de iniciar el recorrido de la senda con un grupo de senderistas, entre los que había algunos familiares también vitorianos, cuando se produjo un desprendimiento de rocas. Una de ellas lo golpeó e hizo que cayera por un argayo de unos cien metros.

Los otros participantes en la excursión pidieron ayuda poco antes de las tres y media de la tarde, indicando a los servicios de emergencia que se había producido un desprendimiento y no veían a su compañero. De inmediato se movilizó al grupo de rescate de Bomberos de Asturias, a bordo de un helicóptero. Hacia las cuatro y diez de la tarde, un médico y un bombero accedieron hasta el excursionista accidentado. El médico sólo pudo verificar el fallecimiento. L. M. I. P. presentaba un golpe en la cabeza, mortal de necesidad. Tras recibir la autorización para el levantamiento del cadáver, los integrantes del grupo de rescate procedieron a la evacuación del cuerpo sin vida del fallecido. Para ello se hizo una operación de grúa, en la que se desplegaron en torno a 15 metros de cable, para izar al médico con la camilla del accidentado. A continuación se izó a la aeronave al bombero con dos guardias civiles del grupo de rescate de Cangas de Onís que acudieron al incidente.

Tras dejar en un lugar cercano a los agentes de la Guardia Civil, se procedió a trasladar el cuerpo sin vida del fallecido al tanatorio de Llanes, donde quedó depositado en torno a las seis y media de la tarde.

Algunos familiares del fallecido se desplazaron al tanatorio y finalmente emprendieron regreso a la capital vasca. La autopsia será practicada hoy, lunes, según indicaron fuentes cercanas al caso. Posteriormente, el cadáver será trasladado a su localidad natal. En agosto del año pasado, otro desprendimiento causó lesiones graves a un hombre en la cabeza.

Dos bomberos en pleno rescate del cadáver, en el centro, ayer, en el Cares.

FIGURA 5. *Noticia publicada el 03/09/2012 en La Nueva España.*

En 6 casos la envergadura del proceso de inestabilidad ha requerido la utilización de maquinaria pesada para llevar a cabo diversas tareas como retirar el material caído, el saneamiento de la ladera, etc. Así, por ejemplo en junio de 2012, durante la obra de reparación del gran desprendimiento de rocas que había tenido lugar el 17 de abril anterior, se llegó a utilizar un helicóptero para transportar todo el material necesario para construir una pasarela aérea que permitiera salvar el hueco de varios metros, originado tras la caída de más de mil toneladas de roca al fondo del valle (Figura 5). Esta inestabilidad se originó en una zona en la que la senda atravesaba un pequeño túnel, inferior a 10 metros de largo, en el paraje conocido como la Madama de la Huertona. Tanto la base como el techo de dicho túnel se desplomaron durante el citado evento. En el proceso de caída parte de las rocas chocaron con el borde de canal, que transcurre casi totalmente subterráneo en esta zona, provocando su rotura parcial (Figura 5).

CONCLUSIONES

La recopilación de información sobre eventos de inestabilidad de laderas en La Ruta del Cares para el período 2001-febrero 2016 ha permitido constatar que cada año se producen en dicha senda una media de, al menos, un fenómeno de este tipo causante de daños materiales y/o personales.

Los eventos registrados durante este período han causado daños de diversa consideración en la senda turística llegando a provocar el corte total en, al menos, tres ocasiones. Además, en dos casos la caída de rocas ha llegado a provocar la muerte de 2 personas sobre las que impactaron los bloques caídos.

Un argayo hunde la ruta del Cares

El derrumbe parte en dos la senda, interrumpe el paso de León a Asturias y paraliza la producción de la central eléctrica de Camarmeña al romperse el canal.

larry | posada de valdeón
18/04/2012

Un gran derrumbe de rocas ha dejado imposibilitado el tránsito por la ruta del Cares desde el mediodía de ayer. El argayo, de varias toneladas, se desplomó a poco más de cuatro kilómetros de Caín en dirección a Puente Poncebos (Asturias) y a escasos trescientos metros más allá del límite provincial, en el paraje conocido como la Huertona, justo en el lugar donde la ruta transitaba por un pequeño túnel de unos ocho metros de largo y bajo un gran bloque rocoso conocido como la Madama de la Huertona, quedando una interrupción en el recorrido de unos 15 metros de largo.
El gran desprendimiento se ha producido en uno de los tramos donde la senda discurre tallada en la roca, en un lugar completamente aéreo y sin alternativas de paso en las proximidades, por lo que el tránsito normal por la ruta ha quedado cortado.

df

La imagen muestra la rotura del canal, con el agua cayendo hacia el río Cares.
df

FIGURA 5. *Noticia publicada el 18/04/2012 en El Diario de León informando sobre un desprendimiento de rocas, que provocó daños en el canal (ver fotografía inferior) y el cierre temporal de La Ruta del Cares.*

Los datos recopilados sobre incidencias relacionadas con distintos tipos de caídas de rocas, permitirán definir el grado de actividad de los escarpes aledaños a La Ruta del Cares para, posteriormente, poder llevar a cabo una cartografía de peligrosidad ante este tipo de procesos.

AGRADECIMIENTOS

Las autoras agradecen al Servicio de Emergencias 112 Asturias por los datos facilitados y a la Consejería de Empleo, Industria y Turismo del Gobierno del Principado de Asturias y a los Fondos Europeos de Desarrollo Regional FEDER, por la financiación del proyecto GEOCANTÁBRICA.

REFERENCIAS

González Trueba, J.J. (2007): *Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional de Picos de Europa. Organismo Autónomo Parques Nacionales*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, 231 pp.

González Trueba, J.J. y Serrano Cañadas, E. (2011): *Geomorfología del Macizo Occidental del Parque Nacional de Picos de Europa*. Organismo Autónomo Parques Nacionales. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, Madrid, 212 pp.

http://www.magrama.gob.es/es/red-parques-nacionales/nuestros-parques/picos-europa/guia-visitante/ruta-cares.aspx (acceso marzo 2016).

http://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/ (acceso marzo 2016).

IGME (2010): *Guía geológica del Parque Nacional de Los Picos de Europa*. Adrados Ediciones. 337 pp.

IGME (2016): *Mapa Geológico Digital continuo E. 1:50.000, Zona Cantábrica (Zona-1000).* Mapa Geológico Digital continuo de España. Sistema de Información Geológica Continua. http://info.igme.es/cartografiadigital/Geologica/Default.aspx (acceso marzo 2016).

Análisis arqueosismológico del conjunto arqueológico romano de Mulva-Munigua (Sevilla, España). Resultados preliminares

Archaeoseismological analysis of Mulva-Munigua roman archaeological site (Sevilla, Spain). Preliminary results

J.L. Giner-Robles[1], T. Bardají[2], M.A. Rodríguez-Pascua[3], P.G. Silva[4], E. Roquero[5], J. Elez[4], M.A. Perucha[3], R. Baena[6], I. Guerrero[6], J.J. Fernández-Caro[6], R. Pérez-López[4] y E. Rodríguez-Escudero[1]

1 Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid 28049 Madrid. jorge.giner@uam.es
2 U.D. Geología. Universidad de Alcalá. Alcalá de Henares (Madrid), España. teresa.bardaji@uah.es
3 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). C/ Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid. España; ma.rodriguez@igme.es, r.perez@igme.es
4 Dpto. Geología. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad Salamanca. 05003-Ávila. España; pgsilva@usal.es
5 Dpto. Edafología. E.T.S.I. Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, España. elvira.roquero@upm.es
6 Dpto. Geografía Física. Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla s/nº. 41004-Sevilla. baena@us.es, inmaguer@us.es, posada@us.es

Resumen: El conjunto arqueológico romano de Mulva-Munigua (Sevilla, España) presenta daños en las edificaciones que pueden ser interpretadas como resultado de la ocurrencia de un evento sísmico (Efectos Arqueológicos de los Terremotos: EAEs) a finales del siglo III A.D., fecha coincidente con el inicio del periodo de declive económico de este asentamiento romano. Para intentar establecer el posible origen sísmico de las deformaciones, se ha procedido al inventario y análisis de las estructuras deformadas presentes en el yacimiento. No obstante, algunas de estas deformaciones también se pueden interpretar como resultado de procesos gravitaciones asociados a la ladera Este de la colina sobre la que se sitúa parte del yacimiento. Las direcciones de máxima deformación (ey) obtenidas del análisis de EAEs indica dos direcciones preferentes de la deformación (o movimiento preferente del terreno): NNO-SSE y ENE-OSO. Aunque los datos presentan una dispersión importante, se puede establecer que la orientación principal NNO-SSE es compatible con un evento sísmico situado en el borde norte del Valle del Guadalquivir. La orientación ENE-OSO podría relacionarse con un evento posterior, o más seguramente con procesos de ladera de carácter cosísmico o no.

Palabras clave: arqueosismología, terremoto, yacimiento arqueológico de Mulva-Munigua, Sevilla, España

Abstract: *The Roman archaeological site of Mulva-Munigua (Sevilla, Spain) displays building damage features suggesting a seismic origin (Earthquake Archaeological Effects: EAEs). The proposed seismic event could be tentatively dated in the late 3rd century AD, coinciding with the beginning of the economic fall of the Roman Empire at Iberia. However, some of the recorded EAEs can be also interpreted as a result of intervening slope movements in the eastern hillslope of this roman site. The inventory and analysis of the proposed EAEs make possible to discern between seismic oriented damage and other causes. In spite of the data show a significant dispersion, their analysis result in two different orientations of maximum deformation (ey) or preferential ground movement: NNW-SSE and ENE-WSW. The main ey orientation (NNW-SSE) can be tentatively related to a seismic event occurred in the environs of the northern border of the Guadalquivir Depression. The secondary orientation (ENE-WSW) can be interpreted as a consequence of latter slope movements triggered (or not) by other ancient earthquakes.*

Key words: *archaeoseismology, earthquake, Mulva-Munigua archaeological site, Sevilla, Spain.*

INTRODUCCIÓN

El conjunto arqueológico romano de Mulva-Munigua está situado en Sierra Morena en la provincia de Sevilla (España) en las proximidades de la localidad de Villanueva del Río y Minas (Fig. 1). Este asentamiento romano surge a finales del siglo I a.C. sobre un asentamiento íbero previo, convirtiéndose en el centro económico, político y religioso de una amplia zona durante los cuatro primeros siglos de nuestra era.

En principio su existencia está ligada a la explotación de recursos mineros en la zona, pero posteriormente se convierte en el centro religioso de la zona con la construcción varios templos, destacando el santuario en terrazas que domina el asentamiento desde la pequeña colina alrededor de la cual se desarrolla en asentamiento. De mediados del siglo I d.C., datan los principales edificios públicos del enclave: foro, termas, Templo de Podio, etc. Su declive económico se inicia en la segunda mitad del siglo III d.C., perdiendo poco a poco su papel de centro económico y religioso, siendo abandonada definitivamente en el siglo VIII.

Los trabajos de excavación realizados en el yacimiento en los últimos 40 años parecen indicar la ocurrencia de un evento símico que afectó al asentamiento en la segunda mitad del siglo III d.c. (Schattmer, 2003), coincidiendo aproximadamente con

el inicio del periodo de declive económico de este asentamiento.

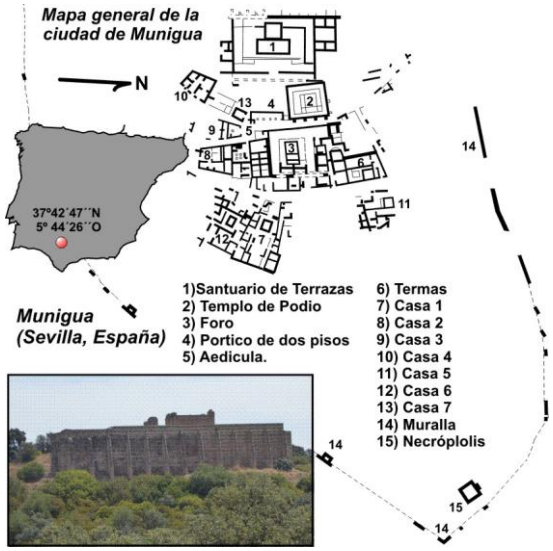


FIGURA 1. *Localización del conjunto arqueológico de Mulva-Munigua (Sevilla, España) y situación de las principales construcciones excavadas. Vista desde el oeste del Santuario de terrazas situado en la colina que domina el yacimiento*.

ANÁLISIS ARQUEOSISMOLÓGICO

En el yacimiento son visibles numerosas estructuras deformadas susceptibles de haberse producido por un evento sísmico (Fig. 2). No obstante estas deformaciones pueden haberse producido por otros procesos naturales (e.g. deslizamientos), y más teniendo en cuenta que parte del yacimiento se sitúa en la ladera de la colina que preside el yacimiento.

FIGURA 2. *Ejemplo de una de las deformaciones presentes en el yacimiento: rotación y desplazamiento de un arco de ladrillo en las termas de la ciudad (ver Fig.1).*

Para poder establecer el origen de las deformaciones aplicamos la metodología propuesta por Giner-Robles et al. (2011, 2012), análisis aplicado en otros yacimientos arqueológicos (e.g. Baelo Claudia, Cádiz, España) (Silva et al., 2016). Esta metodología consiste en primer lugar en identificar e inventariar todas las deformaciones observables en las diferentes edificaciones y estructuras del yacimiento (Rodríguez-Pascua et al., 2011) (Fig. 3). En segundo lugar, analizarlas mediante técnicas de análisis estructural geológico para obtener las orientaciones de máxima deformación (ey) que han producido los daños (dirección y/o sentido de la deformación). Y finalmente se analizar las orientaciones de forma individual y colectiva de forma que se pueda establecer la presencia de modas en la orientación de ey: la homogeneidad de los resultados permite inferir el posible origen sísmico de las estructuras de deformación presentes.

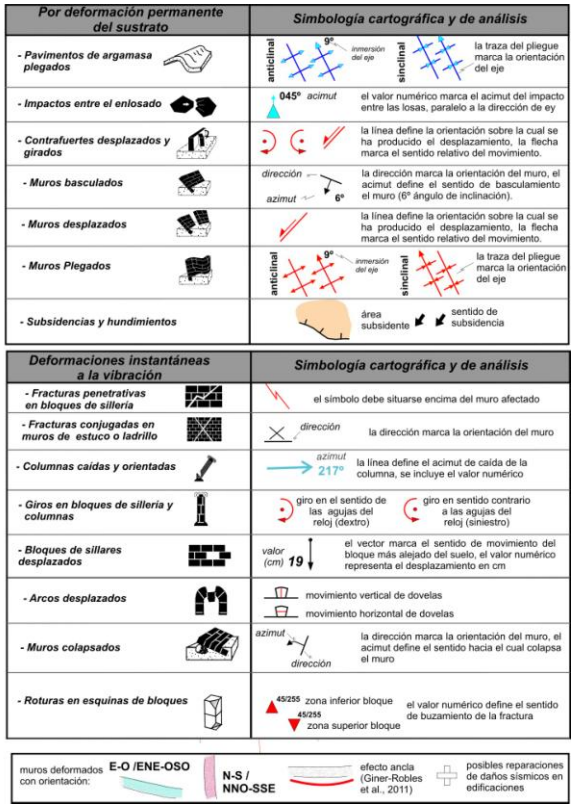


FIGURA 3. *Clasificación (Rodríguez-Pascua et al., 2011) y simbología de efectos arqueológicos de terremotos (EAEs)(Giner-Robles et al., 2011) analizados en el yacimiento de Mulva-Munigua (únicamente se han representado los efectos presentes en el yacimiento).*

Se ha realizado la cartografía de los efectos arqueológicos de terremotos (EAEs) en el yacimiento (Giner-Robles et al., inédito), inventariando un total de 85 EAEs, distribuidos en las principales estructuras del yacimiento: Santuario de Terrazas, Foro, Pórtico de dos pisos, Templo del Podio, Termas (Fig.2), necrópolis y las 7 casas excavadas hasta la actualidad (Fig.4 y 5). Los EAEs más comunes en el yacimiento son fundamentalmente: muros basculados y colapsados, caídas orientadas (pilares y columnas),

desplazamientos y rotaciones de bloques y fracturas penetrativas.

Las estructuras que presentan mayor número de daños y en las que se han inventariado más EAEs son las casas 1 y 2 (Fig.1). Además, es en estas dos edificaciones donde se han definido, a partir de las excavaciones arqueológicas, mayor número de evidencias del terremoto de finales del siglo III (Schattmer, 2003).

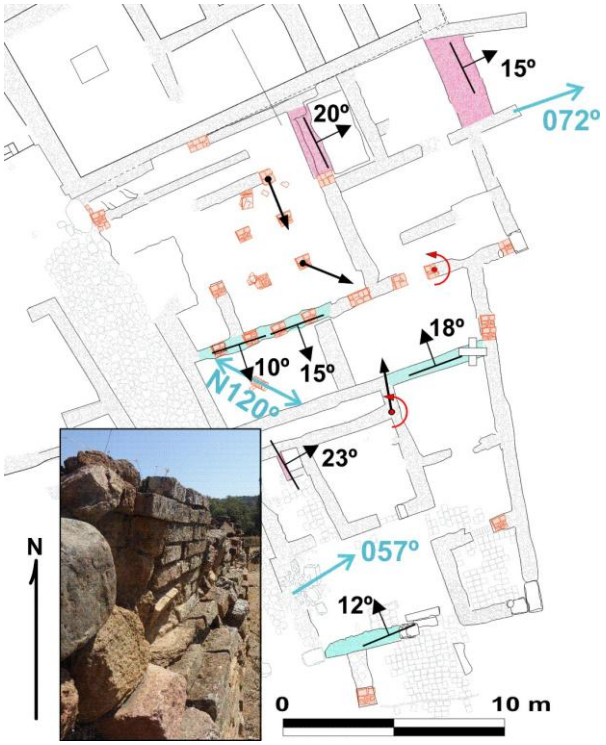


FIGURA 4. a) *Cartografía de EAEs en la casa 2 (ver Fig.1) (Giner-Robles et al., inédito). Las principales estructuras cartografiadas en esta edificación son basculamientos y colapsos de muros, rotaciones y desplazamientos de bloques y caídas orientadas (leyenda en Fig.3). b) Imagen de uno de los muros de la casa desplazados.*

Se han obtenido las direcciones de máxima deformación (ey) a partir de las orientaciones de los daños establecidas en el yacimiento. La relación angular entre la orientación de los datos y la orientación de ey deducida de su análisis depende de la interpretación cinemática teórica de cada una de las estructuras (Giner-Robles et al., 2011).

Las deformaciones que presentan las casas que se localizan en las zonas más planas del yacimiento (todas excepto las casas 4 y la 7) presentan orientaciones de máximo acortamiento horizontal según NNW-SSE (Figs. 4 y 5). En cambio el resto de edificaciones, incluyendo los templos principales (Templo de Terrazas y Templo de Podio) presentan orientaciones de daños (caídas y basculamientos de muros y columnas) hacia el este (Fig.6), es decir a favor de la pendiente de la colina en la que se encuentra el Templo de Terrazas.

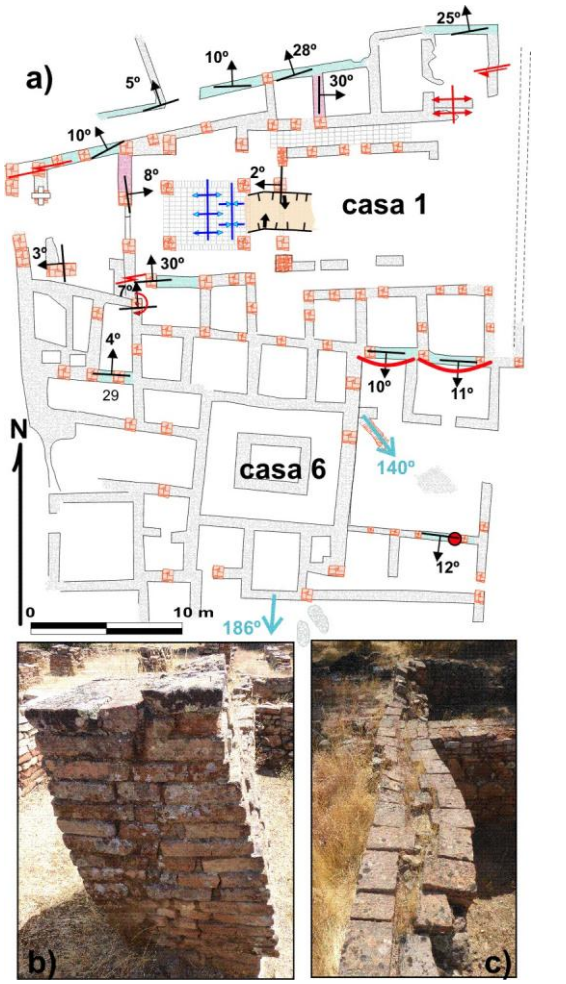


FIGURA 5. a*) Cartografía de los EAEs en las casas 1 y 6 (Giner-Robles et al., inédito). Las principales estructuras inventariadas en esta casa son basculamientos y colapsos de muros y caídas orientadas (pilares de ladrillo). b) Basculamiento de uno de los pilares de ladrillo de la casa 1. c) Muro plegado y desplazado en el límite de la casa 1 con la casa 6 (ver Fig.1).*

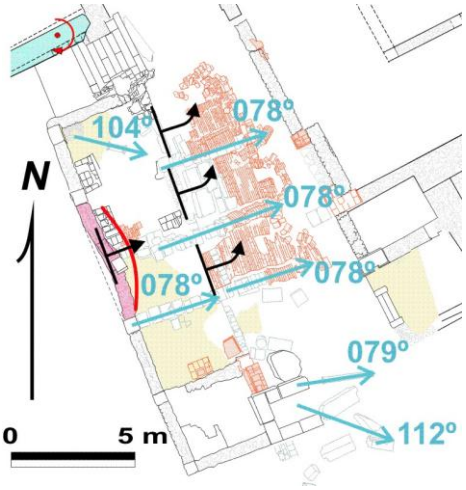


FIGURA 6. a*) Cartografía de los EAEs en el Pórtico de dos pisos (ver Fig.1) (Giner-Robles et al., inédito). Las principales estructuras inventariadas en esta casa son colapsos de muros y caídas orientadas (pilares de ladrillo) hacia el este.*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis de los datos en función del tipo de EAE (Fig.6 a y b), muestra orientaciones muy homogéneas para cada uno de ellos. En el caso de los muros basculados y colapsados la rosa de orientaciones muestra una orientación muy homogénea según N-S. En cambio las caídas orientadas de columnas y pilares de ladrillo muestran orientaciones de colapso hacia N70ºE y N110ºE.

Las direcciones de máxima deformación (ey) obtenidas del análisis de todos los daños inventariados en el yacimiento (Fig. 6c) muestra dos direcciones preferentes de la deformación: NNO-SSE y ENE-OSO. Y aunque los datos presentan una dispersión importante, se puede establecer que la orientación principal de la deformación según NNO-SSE es compatible con un evento sísmico (Fig. 6d). La orientación según ENE-OSO puede estar relacionada con la orientación de las pendientes en la base de la colina en la que se asienta el yacimiento, o bien estar relacionada con otro evento posterior.

Los resultados permiten apoyar la hipótesis propuesta por otros autores (Schattmer, 2003) sobre la ocurrencia de un evento sísmico que afectó al asentamiento. Con el estudio preliminar realizado no se puede establecer la edad de las deformaciones, aunque la mayor parte de los daños analizados en la zona baja de la ciudad (casas 1, 2, 3, 5 y 6) están datados arqueológicamente hacia finales del siglo III.

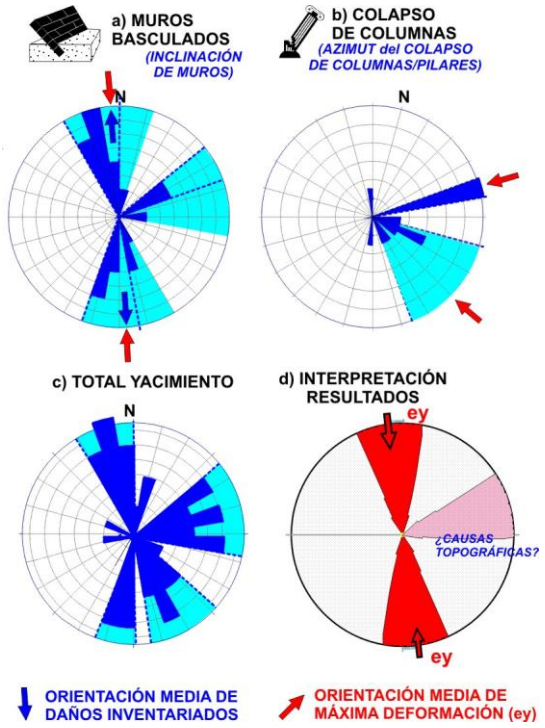


FIGURA 6. *Resultados del análisis de las orientaciones de daños. a) Rosa de orientaciones de daños (en azul) y orientaciones de máxima deformación (ey) deducidas (en rojo) para: a) muros basculados y b) para caídas orientadas (colapso de columnas y pilares. c) Rosa de orientaciones de daños para todo el yacimiento (todos los EAEs). d) Interpretación de los resultados, definición de orientaciones de ey.*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación: CATESI-07 (IGME), CGL2012-37281-C02.01 y CGL2015-67169-P (USAL). Una contribución del Grupo de trabajo QTECT-AEQUA.

REFERENCIAS

Giner-Robles, J.L., Silva Barroso, P.G., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Bardají Azcárate, T., Garduño-Monroy, V.H., y Lario Gómez, J. (2011): *Evaluación del daño sísmico en edificios históricos y yacimientos arqueológicos. Aplicación al estudio del riesgo sísmico.* Proyecto EDASI. Serie Investigación. Fundación MAPFRE, 96 pp.

Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-González, F. y Cabañas, L. (2012): Análisis estructural de daños orientados en el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Aplicaciones en Arqueosismología. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (4), 503-513.

Giner-Robles, J.L., Bardají, T., Rodríguez-Pascua, M.A., Silva, P.G., Roquero, E., Elez, J., Perucha, M.A., Baena, R., Guerrero, I., Fernández-Caro, J.J., y Pérez-López, R. (inédito): *Mapa de efectos arqueológicos de terremotos (EAE) en la ciudad romana de Munigua (Sevilla, España)*, QTECT-AEQUA.

Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H., and Reicherter, K., (2011): A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology. *Quaternary International*, 242: 20-30.

Schattner, T.G. (2003) *Munigua. Cuarenta años de investigaciones.* Junta de Andalucía. Consejería de Cultura. Instituto Arqueológico Alemán, 335 p.

Silva, P.G., Reicherter, K., Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A, Grützner, C., García-Jiménez, I., Carrasco García, P. y Pérez-López, R. (2016): Arqueosismología del Conjunto Arqueológico Romano de Baelo Claudia (Cádiz, Sur de España). *Estado de la cuestión. En: II Jornadas Internacionales de Baelo Claudia. Nuevas investigaciones*, 63-91.

ESI-07 ShakeMaps for instrumental and historical earthquakes based on geological data (Betic Cordillera, SE Spain)

ESI-07 ShakeMaps aplicados a terremotos con registro instrumental e histórico: una aproximación basada en datos geológicos (Cordillera Bética, SE de España)

J. Elez[1], P.G. Silva[1], J.L. Giner-Robles[2], M.A. Rodríguez-Pascua[3], R. Pérez-López[3], E. Roquero[4], T. Bardají[5] and A. Mártinez-Graña[1].

1 Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca, Escuela Politécnica Superior, 05003 Ávila. j.elez@usal.es; pgsilva@usal.es; amgranna@usal.es.
2 Dpto. de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, Cantoblanco, 28049 Madrid. jorge.giner@uam.es
3 Instituto Geológico y Minero de España, IGME, 28003 Madrid. ma.rodriguez@igme.es; r.perez@igme.es.
4 Dpto. de Edafología, E.T.S.I. Agrónomo, Universidad Politécnica de Madrid, 28040 Madrid. elvira.roquero@upm.es.
5 U.D. Geología, Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares, 28871 Madrid. teresa.bardaji@uah.es

Abstract: This work offers ShakeMaps scenarios for two earthquakes occurred in the Betic Cordillera (SE Spain), the AD 2011 Lorca event (VIII ESI07; 5.2 Mw) and AD 1829 Torrevieja event (X ESI07; 6.9 Mw). The Lorca event presents instrumental measures, allowing the comparison with the modelled PGA values. For both events there are a detailed field characterization and mapping of the coseismic geological and environmental effects catalogued according to the Environmental Seismic Intensity Scale ESI-07. General workflow follows that of the USGS program but in order to explain the important amount of recorded slope movements a) the use of high resolution DTMs and b) the application of a topographic amplification factor is required. To correct deviations of the empirically obtained values of V_s^{30} a factor related to the thickness of Quaternary unconsolidated deposits was developed. The incorporation of those corrector factors upgraded the resulting macroseismic scenarios and learned lesson with the Lorca event were applied to the historical Torrevieja event. The results clearly identify zones prone to record environmental damage and are quite suggestive at the time to define the location and/or size of a historical seismic source.

Key words: ShakeMaps, ESI-07 Scale, PGA, Betic Cordillera, Spain

Resumen: Este trabajo ofrece escenarios sísmicos, ShakeMaps, para dos terremotos ocurridos en la Cordillera Bética, en 2011 en Lorca (VIII ESI07, 5.2 Mw) y en 1829 en Torrevieja (X ESI07, 6.9 Mw). El terremoto de Lorca presenta un considerable registro de medidas instrumentales, lo que permite la comparación con las aceleraciones horizontales máximas modelizadas (PGA). Para ambos casos existe un importante registro, catalogación y cartografía, de los efectos geológicos ambientales según la escala de Intensidad Sísmica Ambiental ESI-07. El flujo de trabajo utilizado es similar al del USGS pero para explicar el gran número de fenómenos de ladera ha sido necesario: a) usar MDTs de detalle y b) el uso de un factor de amplificación topográfica. Se ha utilizado también un factor de corrección relacionado con la potencia de sedimentos cuaternarios no consolidados para corregir las desviaciones introducidas por el uso de los valores de Vs30 (obtenidos empíricamente). Estos factores han mejorado los resultados de los escenarios macrosísmicos y las lecciones aprendidas con el terremoto de Lorca han sido aplicadas al caso de Torrevieja. Los escenarios resultantes claramente identifican las zonas propensas a sufrir daños ambientales y son útiles a la hora de definir la localización y/o tamaño de una fuente sismogénica histórica.

Palabras clave: *ShakeMaps, escala ESI-07, PGA, Cordillera Bética, España.*

INTRODUCTION

This work is focused on the exploration of a methodological workflow for the production of seismic scenarios (in terms of ground horizontal acceleration; PGA) for no-surface faulting historical events and constrained by the coseismic geological data (Fig. 1). For this purpose the use of the Environmental Seismic intensity Scale ESI-07 (Michetti et al., 2007) is especially useful to recover, analyse and parameterize coseismic geological data from past earthquakes. We have selected the 2011 Lorca earthquake with a complete record of instrumental measures, seismic size and location parameters (IGN, 2012; Morales et al., 2014) and EEEs (Alfaro et al., 2012a; Silva et al., 2014) as the calibration event for the production of the shake models. Once obtained a reliable workflow this was applied to the AD 1829 Torrevieja historical event (X ESI07; 6.9 Mw). For both events, the general geological framework is well studied (e.g. Silva et al., 1993; Alfaro et al., 2012b).

METHODOLOGY

Field EEE-data have been incorporated in a GIS environment to cross-check with the resultant shake

models. In this environment, modelling results have been iterated many times to estimate how the different adjustments introduced in the workflow. For this work we selected the Ground-motion prediction equations (GMPE) of Boore et al. (1997), widely applied in the USGS Earthquake Hazards Program and designed for a similar geodynamic context than those in SE Spain. In addition, these equations hold simpler application and result in low computation times. Primary data and/or models necessary to design a proper PGA model from the cited GMPE are: location of the epicenter, dimensions and shape of the fault rupture, the fault type, magnitude Mw, site condition map (V_s^{30}) and Joyner-Boore distance (R_{JB}).

SHAKEMAP FOR THE AD 2011 LORCA EVENT

In this case, the most reliable epicentral location with a magnitude 5.2 Mw is provided by Morales et al. (2014). The rupture geometry (4.4 Km long) was estimated as the envelope to the main set of deeper events of the aftershock series described by these authors. Due to the absence of enough V_s^{30} measures in the study area, the site condition map is obtained applying the empirical approach used in the USGS ShakeMap program (Wald and Allen, 2007), in which the terrain slope is considered as a proxy for seismic site conditions and amplification.

Preliminary models fitted rather well with instrumental measures but some disagreement arose mainly related to the distribution and features of the mapped geological effects. Those are: a) There is a lack of correlation concerning the wide variety of slope movements recorded in the Lorca event and the calculated PGA values for those zones widely affected by EEEs, this implying that PGA values obtained from the preliminary model were systematically underestimated in steep areas. b) V_s^{30} models resulted in overestimations of the PGA values in flat terrains, such as thin alluvial fan deposits or structural reliefs, carved in resistant Neogene materials as these models assume that flat terrains widely correspond to thick Quaternary fillings. c) The USGS ShakeMap program use the large scale global 30 arcsec DTMs (c. 0.9-1.0 km/pixel) since it provides a worldwide coverage. But in the cases explored here maximum damage is restricted to areas around 100 km^2. Consequently, the use of those DTMs results in coverages of only 100 pixels, in which the results are mainly controlled by the R_{JB} parameter (distance-dependent).

In order to correct the described discrepancies several modifications have been implemented:

(a) Higher-resolution DTMs (5 m/pixel; obtained from the Spanish Geographical Institute) were used allowing to introduce detailed geomorphic features in the workflow.

(b) To explain the wide variety of EEEs recorded during the Lorca earthquake, PGA models include a Topographic Amplification factor (T_s^0). We scaled the slope-based topographic amplification intervals (based on e.g. Rodríguez, 2007) by means of the calculation of the best-fit 2nd Order Polynomial function:

$$T_s^0 = -9 \times 10^{-5} s^2 + 0.0167s + 0.9864$$

where (s) is the terrain slope in degrees. This means that for flat areas the amplification factor is 1 and for progressively steeper areas is gently increasing up to 1.5 at slopes of 40^0 with maximum amplification of 1.8 for near-vertical locations.

(c) The impact of slope-derived V_s^{30} values in flat terrains without a Quaternary cover has been corrected by applying a Quaternary Thickness factor (Q_T^{30}). From general subsurface data (e.g. IGME, 1983) firstly we obtained an Isopach model. Where the Quaternary unconsolidated deposits are absent a correction factor of x0.8 is applied to the PGAs obtained and for those areas in which the thickness is ≥ 30 m, the factor applied is x1. The resulting function is:

$$Q_T^{30} = 8 \times 10^{-6} t^3 - 5 \times 10^{-4} t^2 + 0.0142t + 0.8$$

where (t) is the thickness of Quaternary unconsolidated deposits. The values of this correction parameter have been estimated from successive logic trial approaches to fit the computed PGA values to those instrumentally recorded for the entire affected area at 90% confidence level.

The final function proposed here to calculate ESI-07 ShakeMap models is:

$$PGA_{ESI} = Q_T^{30} \times T_S^0 \times Y_{Vs^{30}}$$

where $Y_{Vs^{30}}$ is the obtained PGA from the application of the USGS workflow and Q_T^{30} and T_S^0 are the correction factors. In general terms, the application of the correction factors do not modify significantly the computed PGA values, but produces a noticeable difference in their distribution patterns.

Finally, the PGA value recorded in the city of Lorca was of 0.365g (IGN, 2012) and those predicted by the Shake model are of 0.326g (Fig. 1A). For more distant localities, such as Alhama de Murcia, recorded values were of 0.043g and those predicted by the model are of 0.049g (Fig. 1B). In the epicentral area, maximum predicted PGA values are in the range of 0.38 – 0.41 g for a zone of about 10 km^2, in accordance with PGA ranges of intensity VIII MM used by the USGS (0.34 - 0.65 g) and with ESI-intensity evaluations of the zone (Silva et al., 2014). Then, the PGAs offered by the ESI07 ShakeMap for the Lorca earthquake results in a good correlation with (a) the diverse geological data (251 data-points) and the resulting spatial distribution of ESI-07 intensities and (b) the instrumental PGA measures (10 data-points) of the Lorca earthquake (IGN, 2012).

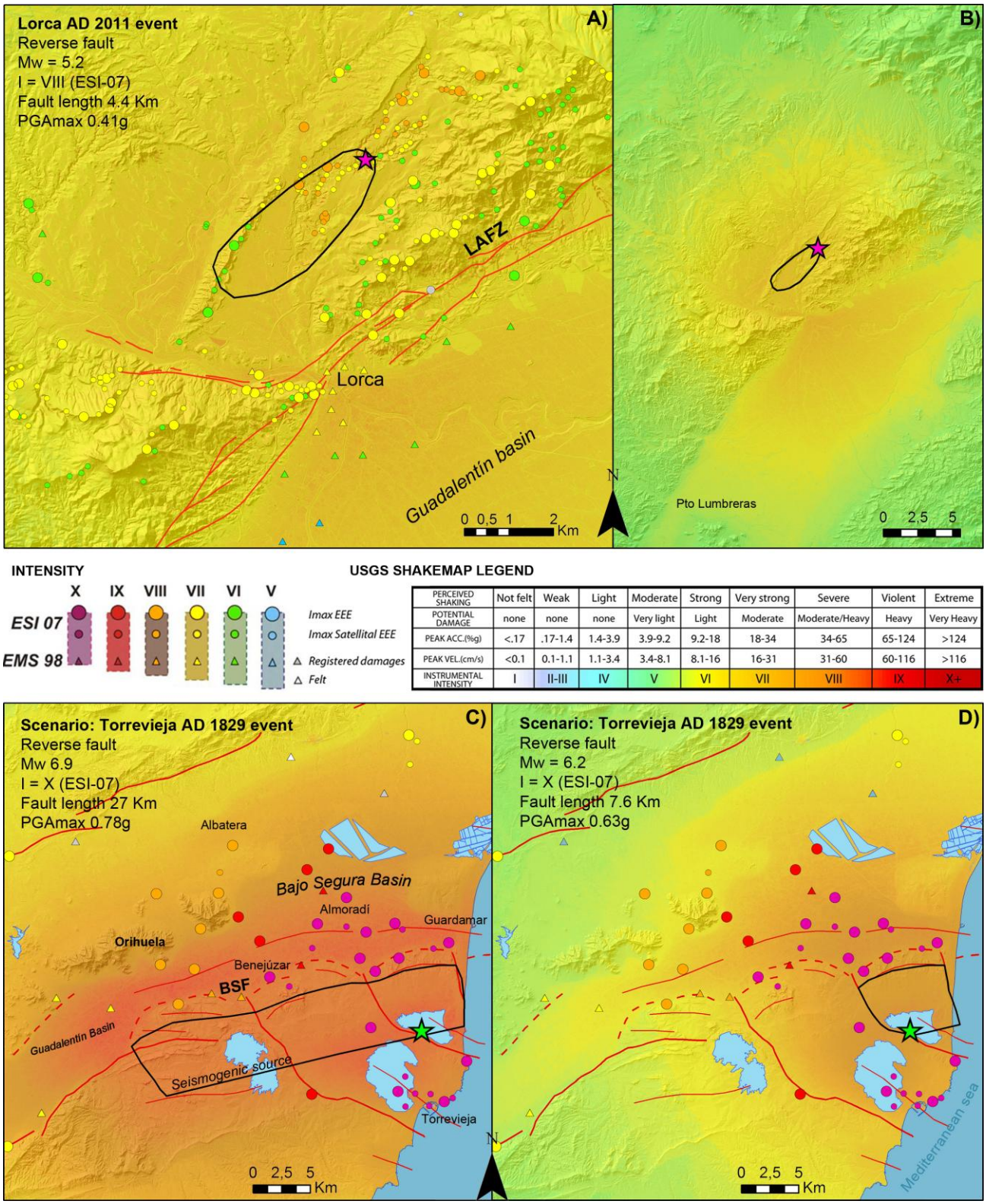


FIGURE 1. A) ESI07 ShakeMap, epicentral area of the AD 2011 Lorca earthquake. B) Regional view of the same model. C) ESI07 ShakeMap of the AD 1829 Torrevieja event, scenario for the activation of the whole BSF and Mw 6.9 D) AD 1829 Torrevieja event, scenario for the activation of the Guardamar sector of the BSF with a Mw 6.2.

THE CASE OF THE 1829 TORREVIEJA EVENT

Two different geological models have been considered for the AD 1829 Torrevieja event: 1) the whole Bajo Segura Fault (BSF; 27 km length), a blind thrust fault with relative low dip, was the seismogenic source (Fig.1C) and 2) the seismic source was only the eastern segment of the fault (Guardamar Segment; 8 km length; Fig. 1D), both scenarios consider the same epicentral location.

In the first scenario, the fault plane geometry is simplified to a rectangular form resulting from the projection of the thrust at depth onto the surface and a 6.9 Mw is considered (Alfaro et al., 2012a). The resulting ShakeMap clearly outlines the areas affected by environmental damage during the Torrevieja event, with a maximum PGA value of 0.78g. In the westernmost zone of the BSF PGA > 0.65g are high enough to explain the intensity levels recorded (IX-X EMS-98) and the great number of EEEs of ESI-07 intensity X and IX occurred in the area (Silva et al., 2014). These values are within the range of intensity IX in the MM intensity scale used by the USGS. In the eastern zone of the fault, computed PGA values are between 0.55-0.60g, matching with the intensity levels felt in the zone (VIII) within the higher PGA values of this intensity level used by the USGS (0.34-0.65g). To the SW in the Guadalentín basin, computed PGA values range from 0.50 to 0.35 g, and to the NW range from 0.35-0.40g, close to the boundary of intensity VII/VIII MM of the USGS (0.34g). Since these localities recorded intensities of VII-VIII the resulting model fairly resembles the occurred seismic scenario.

In the second scenario, the fault plane geometry of the Guardamar segment is simplified to a rectangular form delimited by its cartographic evidences and matching with the projection of the blind-thrust onto the surface. The maximum magnitude estimated for this fault segment range from 6.6 to 6.8 Mw, but lower values up to 6.2 Mw in accordance with empirical relationships (Wells and Coppersmith, 1994) have been tested. All the performed iterations for cited Mw resulted in very low maximum PGA values (from 0.68 to 0.63 g), unable to explain the recorded damages even for short epicentral distances. Hence, this seismic scenario can be rejected.

DISCUSSION

Workflow here developed is intended to be simple to apply to historical or ancient events for which a representative number of EEE assessments might be merged with existing damage-based intensity data as recommended in the ESI-07 Scale guidelines. The obtained ESI-07 ShakeMaps offer an uncertainty of c. 10% in the computed PGA values, but, the final models clearly identify those zones prone to record environmental damage, upgrade the resulting macroseismic scenarios, and allow a better characterization of the involved seismogenic source (including its size, orientation and identification of the active fault or fault segment).

ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been funded by the MINECO-FEDER research projects CGL2012-37281-C02.01: QTECTBETICA (USAL) and CGL2015-67169-P: QTECTSPAIN (USAL) and CATESI-07 (IGME). It is a contribution of the INQUA TERPRO Project 1299 EEE Metrics and the Working Group QTECT-AEQUA.

REFERENCES

Alfaro, P., Bartolome, R., Borque, M. J., Estévez, A., GarcíaMayordomo, J., García-Tortosa, F.J., Gil, A.J., Gràcia, E., Lo Iacono, C. y Perea, H. (2012a): The Bajo Segura Fault Zone: Active blind thrusting in the Eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Journal of Iberian Geology,* 38: 271–284.

Alfaro, P., Delgado, J., García-Tortosa, F.J., Lenti, L., López, J.A., López-Casado, C. y Martino, S. (2012b): Widespread landslides induced by the Mw 5.1 earthquake of 11 May 2011 in Lorca, SE Spain. *Engineering Geology,* 137-138: 40-52.

Boore, D.M., Joyner, W. y Fumal, T. (1997): Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from Western North American earthquakes: A Summary of recent Work. *Seismological Research Letters,* 68 (1): 128-153.

IGN (2012): *Informe del sismo de Lorca del 11 de mayo de 2011.* Inst. Geográfico Nacional, Madrid.

Michetti, A.M., Esposito, E., Guerrieri, L., Porfido, S., Serva, L., Tatevossian, R., et al. (2007): Environmental Seismic Intensity scale – ESI 2007. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 74, 53pp.

Morales, J., Cantavella, J.V., Mancilla, FdL., Lozano, L., Stich, D., Herráiz, E., Martín, J.B., López-Comino, J.A. y Martínez-Solares, J.M. (2014): The 2011 Lorca seismic series: Temporal evolution, faulting parameters and hypocentral relocation. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 12 (5): 1871-1888.

Rodríguez, C.E. (2007): Earthquake induced landslides. En: *Central America, Geology, Resources and hazards* (Bundschuh, J., Alvarado, G.E., ed). Taylor Francis, London, 1217-1255 p.

Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C. y Bardají, T. (1993): Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, Southeast Spain. *Tectonophysics,* 224: 289-303.

Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Lario, J., Perucha, M.A., Bardají, T., Huerta, P., Roquero, E. y Bautista Davila, M.B. (2014): En: *Catálogo de los efectos geológicos de los terremotos de España* (P.G. Silva y M.A. Rodríguez-Pascua eds.) Riesgos Geológicos y Geotecnia 4, IGME Madrid, 352 pp.

Wald, D.J. y Allen, T.I. (2007): Topographic slope as a proxy for seismic site conditions and amplification. *Bull. of the Seismol. Soc. Am.,* 97: 1379-1395.

Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84: 974-1002.

Eventos de lluvia desencadenantes de movimientos de ladera en la Alpujarra de Granada

Rain triggers events of landslides in the Alpujarra (Granada)

F. Fernández-Chacón[1,2], D. Notti[1,3], J.P. Galve[1], J. Jiménez-Sánchez[2], R.M. Mateos[2], J. Vicente Pérez[1], J.M. Azañón[1], F. Lamas-Fernández[3] y F. J. Roldán[2]

1 Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Campus Universitario Fuentenueva, 18071-Granada, España. paquifchacon@ugr.es, davidenotti@gmail.com, jpgalve@gmail.com, jazanon@ugr.es, vperez@ugr.es
2 Instituto Geológico y Minero de España. Urbanización Alcázar del Genil. Edificio Zulema, bajos. E.mail: f.fernandez@igme.es, rm.mateos@igme.es, j.jimenez@igme.es, fj.roldan@igme.es
3 Departamento de Ingeniería Civil, ETSI Caminos y Puertos, Universidad de Granada, C/ Dr. Severo Ochoa s/n, 18001-Granada, España. e-mails: flamas@ugr.es

Resumen: El incremento de eventos de lluvia extremos en la zona Mediterránea podría estar ocasionando un incremento en la actividad de movimientos de ladera en zonas del Sureste de España. En este trabajo, se realiza un análisis de las precipitaciones para determinar si la evolución de las lluvias y el incremento de eventos extremos tienen relación con la activación de movimientos de ladera, sobre todo en taludes asociados a infraestructuras lineales de zonas de alta montaña. Para ello se ha seleccionado la vertiente Sur de Sierra Nevada y se ha considerado la carretera A-348 a su paso por las localidades de Torvizcón-Cádiar, de la que se dispone de un inventario detallado de movimientos de ladera. El análisis estadístico de las precipitaciones registradas en dos estaciones meteorológicas durante el periodo 1960-2014, ha permitido la identificación de tendencias climáticas en la zona hacia un clima más extremo. La correlación de las evoluciones pluviométricas con los eventos de movimientos de ladera ha reflejado que, tanto los eventos extremos puntuales de precipitaciones extremas, como los periodos húmedos de corta, media y larga duración han desencadenado movimientos de ladera en la Alpujarra.

Palabras clave: Movimientos de ladera, infraestructuras lineales, precipitación, tendencias, eventos extremos.

Abstract: *The increase in extreme rains in the Mediterranean area could be the origin of the landslide activity increase in areas of Southeast Spain. In this work, a climate analysis is performed to determine whether the evolution of rainfall and increased extreme events are related to the activation of landslides, especially on linear infrastructure slopes located in high mountain areas. For this, we have selected the southern slope of Sierra Nevada and considered the A-348 road, between the villages of Torvizcón-Cadiar, where a detailed landslide inventory exists. Statistical analysis of rainfall recorded in two weather stations during the period 1960-2014, has allowed the identification of climate trends in the area towards more extreme weather. The correlation between rainfall events and landslides seems to indicate that not only intense rainfall short periods, but also short-medium-long rainy periods have triggered landslides in the Alpujarras region.*

Key words: Landslides, linear infrastructures, precipitation, trends, extreme events.

INTRODUCCIÓN

El clima es el factor más influyente en la estabilidad de las laderas en España. La relación entre ambos es compleja debido a la gran variedad de mecanismos de rotura. Los temporales de gran intensidad y corta duración producen de manera generalizada deslizamientos superficiales, corrientes de derrubios y desprendimientos. Eventos lluviosos de intensidad baja o moderada, prolongados durante algunos días o semanas, reactivan deslizamientos y coladas de barro. Los grandes deslizamientos tienen su comportamiento muy dependiente del contexto geológico-geomorfológico en el que se encuentran pero, con frecuencia, sus reactivaciones están asociadas a períodos anormalmente húmedos estacionales. El aumento de la torrencialidad conlleva un mayor número de deslizamientos superficiales, cuyos efectos pueden verse exacerbados por los cambios de uso del suelo y un menor recubrimiento vegetal del entorno mediterráneo (Corominas et al., 2002).

La infiltración del agua de lluvia en la ladera aumenta las presiones en los poros y en las fisuras del terreno, reduciendo su resistencia. El ritmo de infiltración, lo regula la pendiente topográfica, el recubrimiento vegetal, la permeabilidad del terreno y el grado de saturación. Por otro lado, la estabilidad está condicionada por la resistencia del terreno, que varía en función de la naturaleza de los materiales, la estructura

geológica y la geometría de la ladera. Por todo ello, la lluvia crítica para producir la rotura varía de una ladera a otra y los umbrales regionales de lluvia capaces de provocar deslizamientos solo se pueden estimar de manera aproximada. A pesar de estas limitaciones, el establecimiento de umbrales de lluvia constituye una herramienta de inestimable valor para la puesta a punto de sistemas de alerta y gestionar el riesgo.

Moya y Corominas (1997); Corominas et al. (2002) identifican tres tipos de situaciones meteorológicas que dan lugar a la rotura de laderas o a la reactivación de deslizamientos:

- Temporales de lluvias intensas y de corta duración.
- Episodios lluviosos de intensidad moderada a baja, prolongadas durante días o semanas.
- Periodos de larga duración, estacionales o interanuales, anormalmente húmedos.

La zona de estudio se ubica en la vertiente Sur de Sierra Nevada (Fig. 1). La topografía en esta zona es muy accidentada, las cotas varían entre los 3.479 m s.n.m. del pico Mulhacén y los 0 m s.n.m. de la costa Mediterránea.

Desde el punto de vista climático los fenómenos atmosféricos presentan una gran heterogeneidad, como consecuencia de la orografía abrupta y de la interacción de un clima mediterráneo semiárido con un clima de alta montaña.

Desde el punto de vista geológico los materiales que afloran pertenecen al dominio Alpujárride de las Zonas Internas de la Cordillera Bética. Los materiales que atraviesan las infraestructuras lineales son principalmente de naturaleza metamórfica: filitas, esquistos grafitosos, cuarcitas, mármoles, etc; con un alto grado de fracturación, lo que determina un comportamiento geotécnico más cercano a los suelos que a los macizos rocosos.

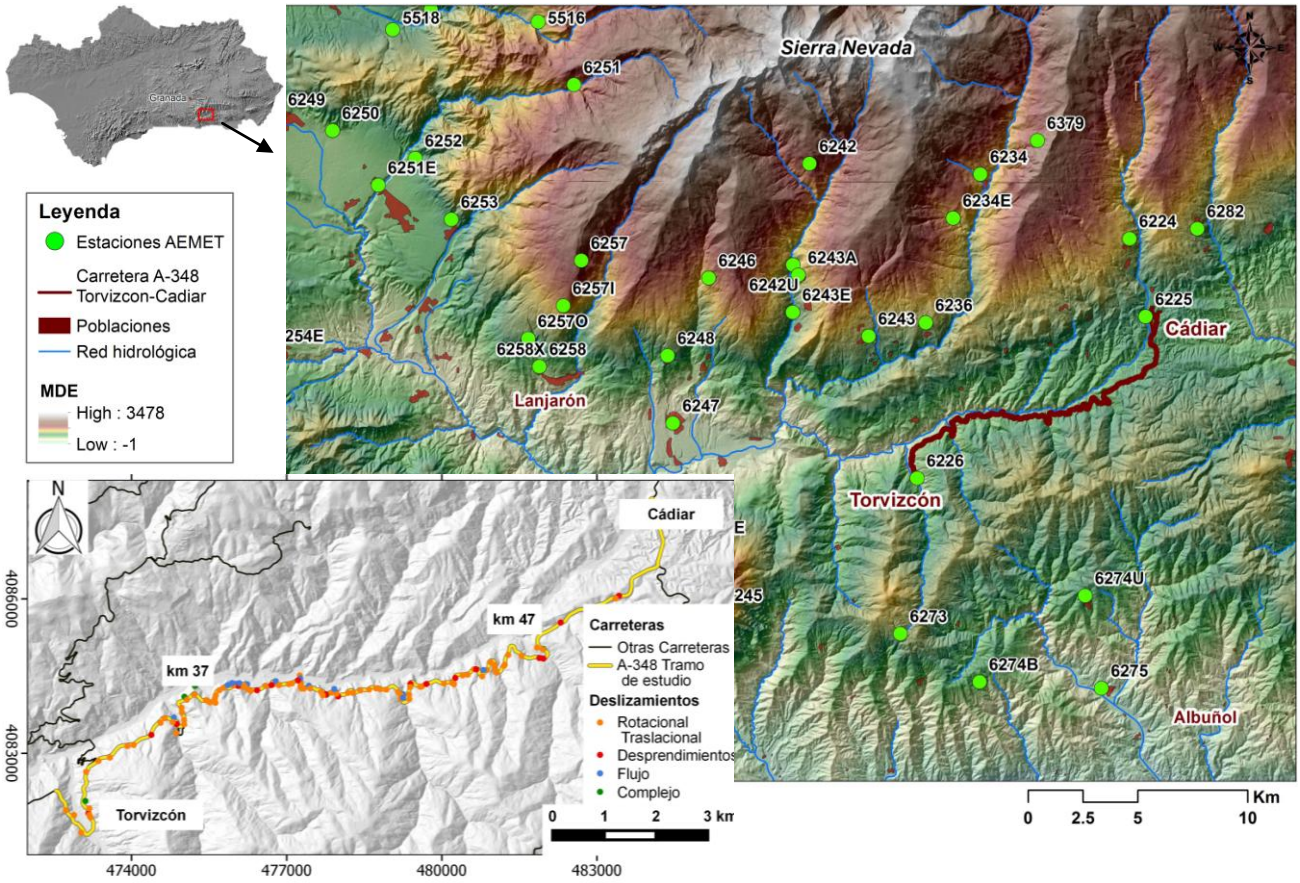


FIGURA 1. *Vertiente Sur de Sierra Nevada con la ubicación de las estaciones meteorológicas en verde y de la carretera A-348 que une las localidades de Torvizcón-Cádiar.*

Para esta investigación se ha seleccionado un tramo de la carretera A-348, que une los pueblos de Cádiar y Torvizcón de la Alpujarra Granadina. Desde su inauguración, la carretera se ha visto afectada por numerosos movimientos de ladera, agravados en los últimos años.

DATOS Y METODOLOGÍA

Para el estudio de la relación de la precipitación con los movimientos de ladera acaecidos en el tramo de la carretera A-348, se ha procedido al tratamiento de los datos de precipitación a escala diaria de las estaciones

meteorológicas localizadas en las inmediaciones de la zona.

Se han seleccionado las estaciones 6225 y 6226 (AEMET) ubicadas en ambos extremos del tramo piloto (Fig. 1), y a cota de 916 y 684 m s.n.m. respectivamente. Para el estudio se ha considerado el periodo 1960-2014. En el tratamiento de datos se debe de completar el mínimo de datos posibles, situándose el límite de lagunas en torno al 20%. En este caso, ambas estaciones presentan un porcentaje de huecos inferior al 7%. La metodología utilizada para el completado de datos diarios ha sido la de Regresión Lineal. Para ello se ha utilizado las estaciones meteorológicas más cercanas con coeficientes de correlación más elevados.

RESULTADOS

Para obtener una idea preliminar sobre la tendencia de la precipitación a lo largo del periodo de estudio se han representado las desviaciones acumuladas respecto a la precipitación media para las dos estaciones consideradas (Fig. 2)

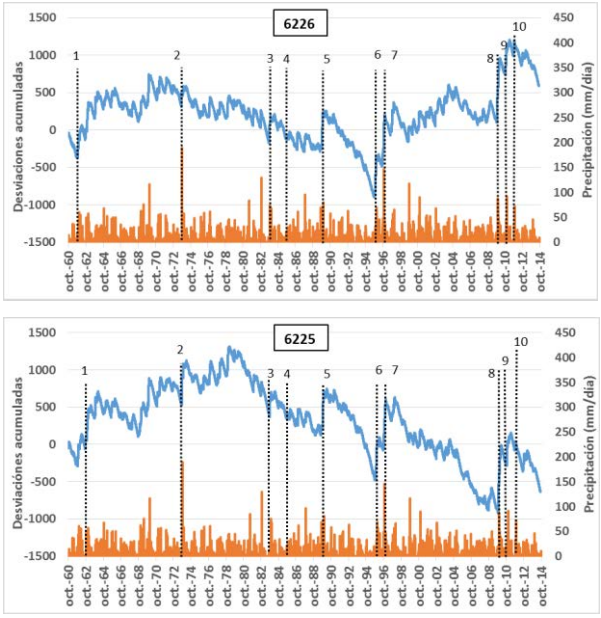


FIGURA 2. *Desviaciones respecto a la media en las estaciones 6226 Torvizcón y 6225 Cádiar. En ambos gráficos se indican eventos históricos relacionados con movimientos de ladera en el tramo de carretera y zona de la Alpujarra (ver Tabla I.)*

A pesar de la proximidad de ambas estaciones, las tendencias observadas son diferentes. Por un lado, en la estación 6226 se observa una tendencia ascendente, desde 1961 hasta 1970, a partir de 1970 se invierte siendo descendiente hasta 1995 y finalmente, desde 1995 hasta 2011 la serie culmina con una tendencia ascendente. Por otro lado, en la estación 6225 se observa una primera etapa con tendencia ascendente, desde 1961 hasta 1979, seguida de una etapa descendente, desde 1979 hasta 2009, y que culmina con una ligera tendencia ascendente, desde 2009 hasta 2011. En ambas estaciones se observa una tendencia al descenso de las precipitaciones desde el año 2011. Tendencias similares han sido observadas por otros investigadores en la Cuenca Mediterránea para periodos comprendidos entre 1954-2004 (Jiménez-Sánchez, 2007).

Para determinar la evolución del clima en la zona se han calculado los coeficientes de variación a las precipitaciones anuales de las dos series de estudio (Fig. 3) para periodos de 11 años. A mayor coeficiente de variación mayor será la dispersión y menor la representatividad de la media.

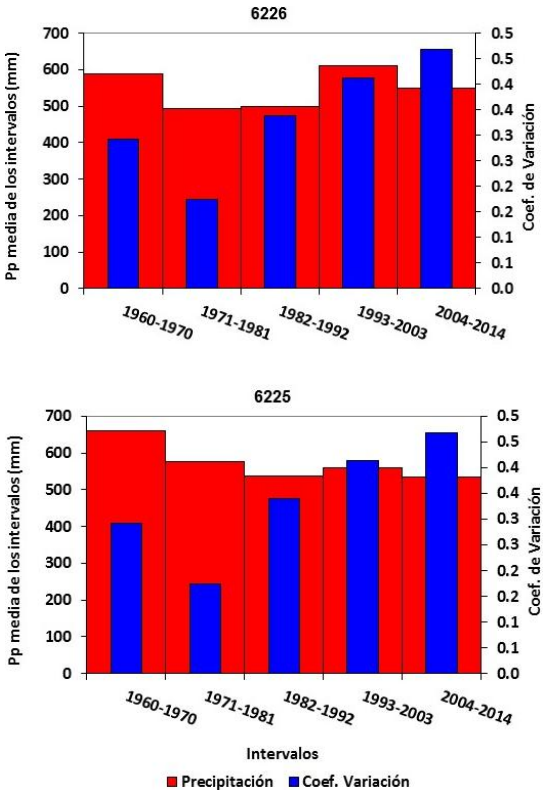


FIGURA 3. *Evolución de los coeficientes de variación y precipitación media anual en intervalos de 11 años en las estaciones 6226 y 6225.*

Para el intervalo 1960-2014 se han detectado unos coeficientes de variación altos, en su mayoría superiores al 40%, a partir de la década de los años 80, con un incremento positivo muy acentuado en las últimas décadas. Similares resultados se han obtenido en la zona por otros investigadores que estudiaron periodos de tiempo que culminaron en los años 2000 (Martín Rosales, 2002) y 2004 (Jiménez-Sánchez, 2007). Esta evolución positiva en el coeficiente de variación, acentuada en las últimas décadas estaría indicando la evolución en esta zona hacia un clima más extremo.

Al no disponer de una base de datos o archivo histórico que recoja los movimientos de ladera de la zona, se ha considerado interesante realizar una revisión de hemeroteca. La información recopilada ha

sido de gran utilidad para el análisis de la relación entre precipitación y movimientos de ladera en la región, y más concretamente en la carretera de estudio (Tabla I.)

Fecha	Nº evento	Información de hemeroteca sobre movimientos de ladera
1963	1	Año muy activo en movimientos de ladera en Granada, área metropolitana y Alpujarra
18/10/1973	2	Costa granadina y Alpujarra. Destrucción de 4 puentes de la ctra. entre Torvizcón y Cadiar
mar-83	3	Alpujarra. Importantes daños en la ctra A-348
feb-85	4	Alpujarra. Importantes daños en la ctra A-348
sep-89	5	Alpujarra. Importantes daños en la ctra A-348
sep89-ene90		Alpujarra. Importantes daños en la ctra A-348
sep95-feb96	6	Daño importante en gran parte de las redes viarias de la Alpujarra
sep96-ene97	7	Notables daños en la carretera A-348
2004-2008		Acondicionamiento de la carretera A-348
sep08-feb09	8	5 desprendimientos entre Cádiar-Torvizcón afectaron a la mitad de la carretera
dic-09	9	La mitad de la calzada entre Cádiar-Torvizcón quedó inutilizada por 32 deslizamientos
nov10-mar11	10	Reactivación de 66 movimientos de ladera entre Cádiar-Torvizcón

TABLA I. M*ovimientos de ladera registrados en la zona de estudio según información recopilada de hemeroteca, 1963-2014.*

En la Tabla I se ha considerado interesante indicar el periodo en el cual se llevaron a cabo importantes modificaciones antrópicas en las laderas, como consecuencia del acondicionamiento de la carretera. Estas modificaciones son causa decisiva en la aparición de nuevas roturas al alterar la distribución de esfuerzos, la resistencia a la rotura y, por tanto, el umbral de precipitación necesario para desencadenar deslizamientos (Corominas et al., 2002).

En la Figura 2 se ha correlacionado el número de evento de la Tabla 1 con la precipitación diaria y las desviaciones acumuladas respecto a la precipitación media diaria, tanto para la estación 6226 como 6225. Como se puede observar, existe una buena correlación entre eventos extremos de lluvia (como los acontecidos el 18 de octubre de 1973) y movimientos de ladera en la zona. También se observa una buena correlación entre el final de periodos de sequía e inicio de episodios lluviosos, tanto de intensidad moderada como alta, con eventos de inestabilidad.

En el estudio realizado se pone de manifiesto un incremento notable de las inestabilidades de ladera en la carretera A-348, entre los eventos de precipitación previos a 2008 y los posteriores al 2008.

CONCLUSIONES

La principal dificultad que se presenta, a la hora de relacionar los movimientos de ladera con la evolución de las precipitaciones, es la ausencia de un inventario histórico detallado de movimientos de ladera. Aun así, tras la recopilación de eventos en hemeroteca, se ha podido correlacionar la evolución de las precipitaciones con los movimientos de ladera producidos en la zona de la Alpujarra. Se han observado tres tipos de situaciones meteorológicas que dan lugar a la rotura de laderas y/o reactivación de deslizamiento (Tabla II).

Tipo de precipitación	Nº de Evento
Intensos y cortos	2, 3
Moderados y medios	4, 9, 10
Larga duración (estacionales-anuales)	1, 5, 6, 7, 8

TABLA II. *Clasificación de los diferentes eventos según el tipo de precipitación que los provocó o reactivó.*

La primera estaría relacionada con eventos extremos de precipitación muy cortos en el tiempo. La segunda estaría relacionada con episodios lluviosos de intensidad moderada-baja, de varios días o semanas de duración. Y la tercera, estaría relacionada con periodos lluviosos de larga duración (varios meses). Aunque la tendencia general de la precipitación es ascendente para la estación 6226, y descendente para la estación 6225 (desde 1979 hasta 2009); la evolución positiva de los coeficientes de variación en ambas estaciones, a partir de los años 80, indican una tendencia en la zona hacia un clima más extremo, es decir, hacia un incremento en la ocurrencia de eventos extremos tanto secos como húmedos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al ERDF de la U.E. por financiar el proyecto "G-GI3002/IDIG. *Nuevas metodologías para el análisis de estabilidad de taludes en infraestructuras lineales*" del "Programa Operativo FEDER de Andalucía". Y al AEMET y a la Junta de Andalucía por la información meteorológica.

REFERENCIAS

Corominas J, Moya J, Hürlimann M, (2002): Landslide rainfall triggers in the spanish Eastern Pyrenees. *Proceedings 4h EGS Conference o Mediterranean Storms. Mallorca. CD-Rom*

Jiménez Sánchez J. (2007): *Variabilidad espacio-temporal de los recursos hídricos de la cuenca del río Guadalfeo*. Trabajo de investigación tutelada. Universidad de Granada.

Martín Rosales, W. (2002): *Efectos de los diques de retención en el borde meridional de la Sierra de Gádor (Almería)*. Tesis Doctoral Universidad de Granada.

Moya J, Corominas, J. (1997): Condiciones pluviométricas desencadenantes de deslizamientos en el Pirineo Oriental. *IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Granada.* Vol. 1, 199-212.

Plan de gestión de carreteras en base a la calibración y validación de un modelo de desprendimientos rocosos. Aplicación en Mallorca

Roadway management plan based on rockfall modelling calibration and validation. Application in Mallorca

R.M. Mateos [(1)], I. García-Moreno[(1)], P. Reichenbach[(2)], G. Herrera [(1)], R. Sarro [(1)], J. Rius [(3)], R. Aguiló [(3)] y F.J. Roldán [(1)]

1 Instituto Geológico y Minero de España, Urb. Alcázar del Genil, 18006 Granada. E:mails: rm.mateos@igme.es; inmaculada.garcia@igme.es; g.herrera@igme.es; r.sarro@igme.es; fj.roldan@igme.es

2 Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Recerca per la Protezione Idrogeologica. Via della Madonna Alta 126, 06128 Perugia (Italy). E.mail: paola.reichenbach@irpi.cnr.it

3 Dirección General de Carreteras del Consell Insular de Mallorca. General Riera, 113. 07010 Palma de Mallorca (Spain). E.mails: jmrius@conselldemallorca.net;raguilo@conselldemallorca.net

Abstract: The Tramuntana range, in the northwestern sector of the island of Mallorca (Spain), is frequently affected by rockfalls which have caused significant damage, mainly along the road network. In this work we present the procedure we have applied to calibrate and validate rockfall modelling in this region, using 103 cases of the available detailed rockfall inventory. We have exploited STONE (Guzzetti et al. 2002), a rockfall simulation software which computes 2D/3D rockfall trajectories starting from maps of the dynamic rolling friction coefficient and of the normal and tangential energy restitution coefficients. The appropriate identification of these parameters determines the accuracy of the simulation. To calibrate them, we have selected 40 rockfalls along the range which include a wide variety of outcropping lithologies. Coefficients values have been changed in numerous attempts in order to select those where the extent and shape of the simulation matched the field mapping. For the validation stage, confidence tests have been applied to 10 well- known rockfalls triggered during the rainy period 2008-2010. We have further validated the calibrated parameters along the Ma-10 road using the 63 rockfall recorded during the past 18 years along the road. Results have been exploited for the design of the road management plan at short, medium and long term.

Key words: Rockfall, Modelling, Calibration, Validation, Road management, Mallorca

Resumen: *La Serra de Tramuntana de Mallorca se ve afectada con frecuencia por desprendimientos rocosos que causan numerosos daños en la red de carreteras. En el presente trabajo se muestra la metodología llevada a cabo para calibrar y validar un software de modelización de desprendimientos rocosos mediante la utilización de 103 casos del inventario. Se ha utilizado el software denominado STONE (Guzzetti et al., 2002) que simula en 3D/2D las trayectorias de los bloques a partir de una serie de coeficientes que dependen de las características geológicas de la ladera y su topografía. La apropiada determinación de estos parámetros condiciona el éxito de la simulación. Para la calibración se han seleccionado 40 desprendimientos que abarcan una gran variedad de litologías presentes en la Tramuntana. Los coeficientes se han ido fijando a partir de numerosos intentos, seleccionando aquéllos donde la modelización se ajusta muy bien a la realidad. Para la validación, se han llevado a cabo una serie de pruebas que evalúan los éxitos y los errores de la modelización aplicada a 10 desprendimientos bien conocidos, ocurridos durante el lluvioso periodo 2008-2010. Posteriormente, los parámetros ya calibrados se han validado en 63 desprendimientos registrados durante los últimos 18 años en la carretera Ma-10, la principal vía de comunicación de la Serra. Los resultados obtenidos han permitido desarrollar el Plan de gestión de la carretera a corto, medio y largo plazo.*

Palabras clave: *Desprendimientos rocosos, Modelización, Calibración, Validación, Gestión carreteras, Mallorca*

INTRODUCTION

The island of Mallorca has a variety of different geomorphological domains, most prominently the Tramuntana Range (1,100 km^2) in the northwestern part of the island (Fig. 1). The steep topography of the chain, highly related to its geological complexity, influences intense slope dynamics with the consequent multiple types of slope failures (Mateos 2002; Mateos et al. 2007). The northern and coastal face is more hazardous due to the existence of steeper slopes conditioned by the NW-overlapping thrusts and the regional tectonics. The predominance of Jurassic massifs made up of limestone and dolostone and the structural setting justify the frequent rockfalls along the

Tramuntana range. The historical landslide inventory reveals that 70% of the events (630 cases) correspond to rockfalls (Mateos 2006). The rockfall volumes range from 0.1 to 500,000 m^3. Frequency and volume has an inverse relationship. Between 2008 and 2010, the island of Mallorca experienced the coldest and wettest winters of the last 40 years. The severe climate conditions triggered various rockfalls which caused serious circulation problems in the road network of the range (Mateos et al., 2012).

In this paper we present the procedure we have applied to calibrate and validate rockfall modelling in the Tramuntana range using STONE (Guzzetti et al. 2002), a physically-based rockfall simulation computer program which computes 2D and 3D rockfall trajectories and requires, between other inputs, maps of the dynamic rolling friction and of the normal and tangential energy restitution coefficients. Calibration and validation were performed using 103 cases of the rockfall inventory. This study aims to get a reliable tool which contributes to future rockfall hazard and risk evaluation in order to address preventive and corrective measures. In fact, results have been applied by the Road Maintenance Service of Mallorca to design a management plan along the main road of the region (Ma-10).

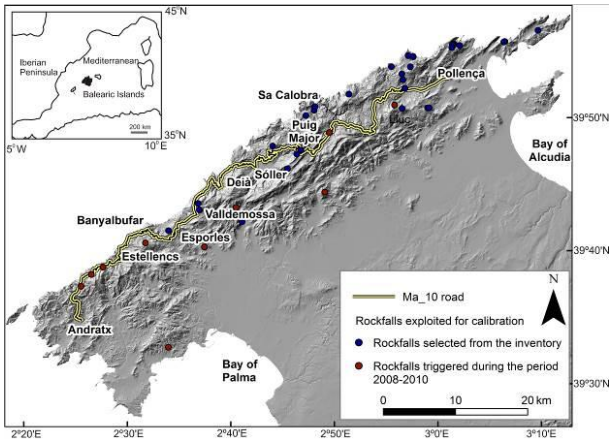


FIGURE 1. Location of the Tramuntana Range on the northwest extreme of Mallorca. The 40 rockfalls exploited for the calibration stage are indicated over a Digital Terrain Model. The 10 rockfalls triggered during the period 2008-2010 are differentiated by red points. The Ma-10 road is also drawn, which is the connecting via for the main municipalities of the range

CALIBRATION

In order to calibrate the friction and energy restitution coefficients, 40 rockfalls along the range, which include a wide variety of outcropping lithologies, have been used (Fig. 1). They have been selected from the inventory taking into account numerous geological and geomorphological criteria. Initially, values of friction, normal and tangential restitution coefficients for running STONE were obtained from the literature (Guzzetti et al. 2003; Guzzetti et al. 2004; Sarro et al. 2014). For each rockfall, the map of the count of rockfall trajectories was compared with the extent of the rockfall deposits mapped in the field (Fig.2).

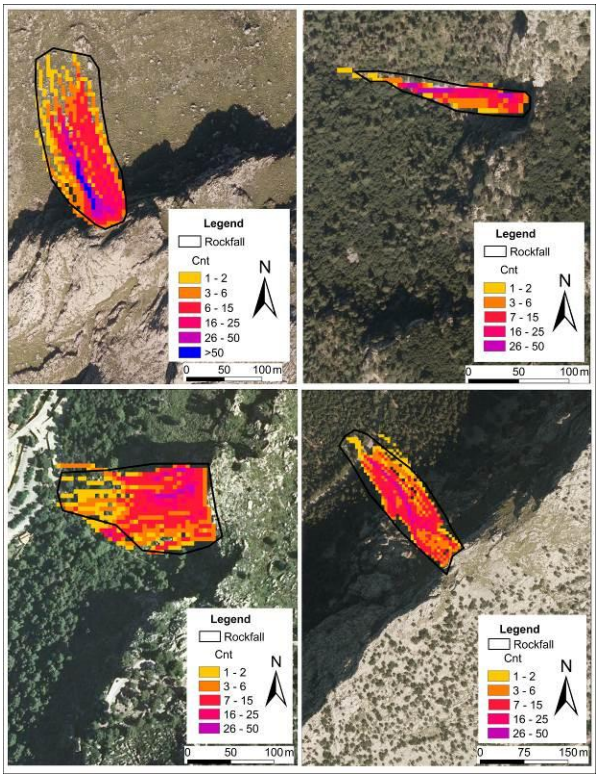


FIGURE 2. Four cases from the 40 used for STONE calibration in the Tramuntana range. Output values correspond to the cumulative count of rockfall trajectories (colors). The real area covered by the rockfall boulders is delimited by the polygon with black boundary. The figures show the best simulation for each case, after numerous attempts.

Geotechnical classification	Rolling	Normal	Tangential
Hard rocks	0.40	65	78
Moderately hard rocks	0.5	58	68
Soft rocks	0.62	59	60
Soft soils	0.59	53	56
Very soft soils	0.61	40	52

TABLE I. Statistical values for rolling friction, normal and tangential restitution parameters obtained for each geotechnical unit, taking into account the best attempt for each rockfall (40 events).

The process was repeated for each case several times, changing the parameters; until the result was judged satisfactory (the extent and shape of the simulation matched the field mapping). Best results were summarized with the average statistical values (mean, median and mode) for each parameter and for each geotechnical unit. Later, a statistical analysis has

been carried out to decide the most appropriate average values that will be considered as the calibrated parameters (Table I).

VALIDATION

In order to validate the calibrated parameters, two phases have been performed:

(1) Taking into account the detailed field knowledge for the 10 rockfalls triggered during the period 2008-2018, modelling results have been validated by applying two confidence tests. The first test is based on the comparison between the mapped and the simulated rockfall, analyzing the histograms which show the number of cells falling inside and outside the mapped geometry (Fig.3). The second test is a new approach, which considers not only the number of cells inside the rockfall deposit (success), but also the number of cells inside the real deposit and with no modelling results (failures).

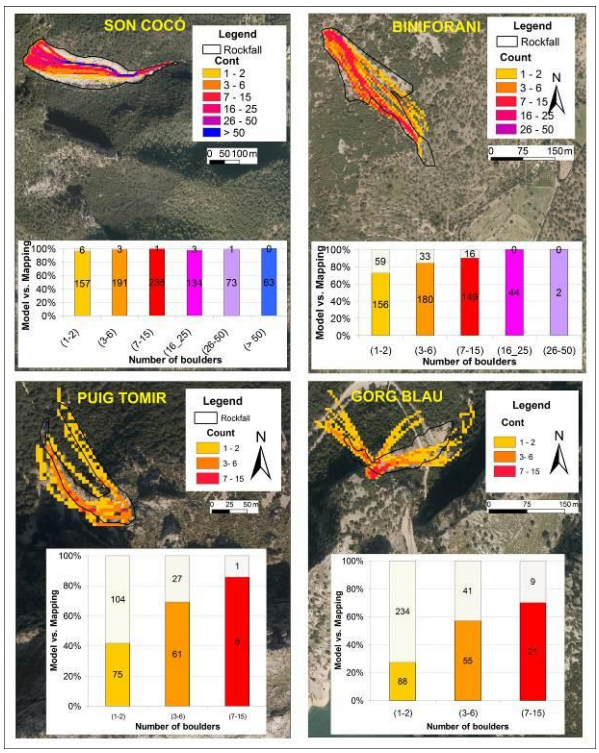


FIGURE 3. Validation test. Comparison between the mapped rockfalls (black polygon) and the simulated rockfalls (colors) in four well-known rockfalls triggered during the period 2008-2010. Histograms show the number of cells falling inside (colored) and outside (white) the mapped rockfall.

(2) Final validation was carried out along the Ma-10 road, where 63 rockfalls have been recorded during the past 18 years. STONE simulations were run with the calibrated parameters considering all possible source areas in both sides of the road. Results were compared with the 63 real cases in order to determine the accuracy of the simulation.

Conclusions were discussed by the technical team from the Road Maintenance Service of Mallorca with the aim to lay down new guidelines for the Ma-10 road prevention and prediction measures.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Results have been analysed in detail by the technical team from the Road Maintenance Service of Mallorca.

Since 2008 they have changed the road- management policy. Before this time, the Service only focused on repairs and maintenance, with a reduced budget. Since the severe damage caused in the road by the rockfalls registered during the period 2008-2010, when the road was cut off for a long time, they have laid down new guidelines for prevention and prediction measures. From this point of view, they have discussed the results and make the following considerations:

- Modelling rockfalls from road-cuttings is not of interest, as they have well identified the black spots along the road and the investment involved in repairing and maintaining works is very low compared with total amount. In this sense, the low success obtained for this kind of rockfalls is irrelevant.

- Modelling rockfalls with source areas in natural slopes is of interest, as the past events have caused severe damage and the investment involved in repairing and maintaining works has been very high (around 4M Euros). Taking into account the results obtained in the present work, three temporal phases have been established for the management of the road:

(1) Phase 1. Short-term. Design a specific plan for the road- sections where rockfalls were registered and modelling results were obtained. A large investment will be expended for implementation of retention and protection measures.

(2) Phase 2. Medium-term. Design a specific plan for the road- sections where rockfalls were registered but no modelling results were obtained. For these cases, new studies at local scale are necessary as well as the application of other modelling software which include higher resolution input data.

(3) Phase 3. Long-term. Design a specific plan for the road- sections where no rockfalls were registered but modelling results were obtained. These are potential rockfall areas and local and specific ground studies are necessaries.

Road Maintenance Service of Mallorca asserts that a calibrated and validated rockfall modelling provides a useful tool to assess hazard and risk posed by rockfall in the road.

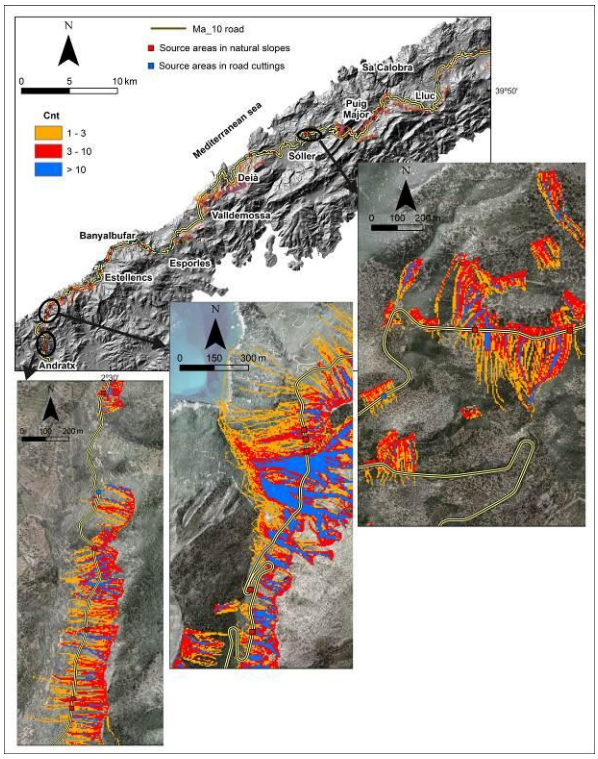


FIGURE 4. STONE results along the Ma-10 road. 81.5% of events are well represented by STONE, as their cells are within the rockfall trajectories. Small sections of the road have been represented where three scenarios can be seen: (1) rockfalls were registered and modelling results are obtained; (2) rockfalls were registered but no modelling results are obtained, and (3) no rockfalls were registered but modelling results are obtained.

ACKNOWLEDGEMENTS

The research leading to these results has received funding from the European Union Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) under Grant Agreement N. 312384. LAMPRE Project.

REFERENCIAS

Guzzetti F, Crosta G, Detti R, Agliardi F (2002) STONE: A computer program for the three-dimensional simulation of rock-falls. *Computers Geosciences*. Vol. 28:1079-1093.

Guzzetti F, Reichenbach P, Wieczorek GF (2003) Rockfall hazard and risk assessment in the Yosemite Valley, California, USA. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 491-503.

Guzzetti F, Reichenbach P, Ghigi S (2004) Rockfall hazard and risk assessment along a transportation corridor in the Nera Valley, central Italy. Environmental Management, 34: 191-208.

Mateos RM (2002) Slope movements in the Majorca Island (Spain). In: *Hazard Analysis. Instability, Planning and Managemen*t. Seeking Sustainable Solutions to Ground Movements Problems. Edited by Robin G. McInnes and Jenny Jakeways. Thomas Telford, London, 2002. Ventnor, UK. May 2002.339-346.

Mateos RM (2006) *Los movimientos de ladera en la Serra de Tramuntana (Mallorca). Caracterización geomecánica y análisis de peligrosidad*. PhD. Servicio de Publicaciones de la Universidad Complutense de Madrid. Madrid, 299 p.

Mateos RM, Azañón JM, Morales R, López-Chicano JM (2007) Regional prediction of landslides in the Tramuntana Range (Majorca) using probability analysis of intense rainfall. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Nº 51, 3: 287-306.

Mateos RM, García-Moreno I, Azañón JM (2012) Freeze-thaw cycles and rainfall as triggering factors of mass movements in a warm Mediterranean region: the case of the Tramuntana Range (Majorca, Spain). *Landslides* (2012), 9: 417-432.

Sarro R, Mateos RM, García-Moreno I, Herrera G, Reichenbach P, Laín L, Paredes C (2014) The Son Poc rockfall (Mallorca, Spain) on the 6th March 2013: 3D simulation. *Landslides*. June 2014. Vol. 11: 493-503.

Incremento de CO_2 en cuevas profundas asociado a sismicidad cercana

Atmospheric CO_2 increasing in deep caves related to micro seismicity

Pérez-López, R.[1], M. Patyniak[2], S. Sánchez-Moral[3], E. Bañón[4], J.J. Martínez-Díaz[5], S. Cuezva[3], J. Lario[6], S. Martín-Velázquez[7], P.G. Silva[8], J.L. Giner-Robles[9] y M.A. Rodríguez-Pascua[1]

1 Área de Peligrosidad y Riesgos Geológicos. IGME, Instituto Geológico y Minero de España, C/Ríos Rosas 23, Madrid 28003, España, r.perez@igme.es, ma.rodriguez@igme.es
2 Institute of Earth and Environmental Science. University of Potsdam, Alemania. patyniak@uni-potsdam.de
3 Dpto. de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, C/José Gutiérrez Abascal 2, Madrid 28006, ssmilk@mncn.csic.es, scuezva@mncn.csic.es
4 Espeleoclub RESALTES Murcia. tritom_99@yahoo.es
5 Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas de Madrid, Avda. Complutense S/N. Madrid 28004, España, jmdiaz@ucm.es
6 Facultad de Ciencias. UNED. Senda del Rey, 9. Madrid 28040. javier.lario@ccia.uned.es
7 Departamento de Biología y Geología, Física y Química Inorgánica. Universidad Rey Juan Carlos. Madrid, silvia.martin@urjc.es
8 Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. SPAIN. Email: pgsilva@usal.es
9 Departamento de Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid, jorge.giner@uam.es

Resumen: Se han registrado variaciones del contenido de CO_2 en la Sima de Benis (Cieza, Murcia, SE de España), a una profundidad de 280m en la Sala de las Nubes durante los primeros 6 meses de 2015. El objetivo es analizar las variaciones de CO_2 con la micro-sismicidad en la zona. Para ello, se ha colocado un registrador de dióxido de carbono de tipo SENSAIR cuya frecuencia de muestreo es de 40 minutos. Se ha correlacionado los incrementos diarios en este gas con terremotos, obteniendo aumentos en 24h de hasta 300 ppm sobre un valor total cercano a 2000 ppm, en relación a terremotos localizados a menos de 15 km de la boca de la cavidad, cuya magnitud estimó el Instituto Geográfico Nacional en M3. Esta cavidad, que afecta a materiales carbonatados del Prebético Externo, se desarrolla a partir de una falla con evidencias de paleoterremotos durante el Pleistoceno Superior. Independientemente de su capacidad sismogénica, los datos muestran un aumento en la difusión y movilidad del CO_2 al tránsito de ondas sísmicas.

Palabras clave: CO_2, terremoto, serie temporal, cueva, Béticas.

Abstract: *The Benis Cave is the deepest explored cave (-320m) affecting the Prebetic units of the Betic Cordillera, and it was related to an active fault. Evidence of Upper Pleistocene paleoseismic activity and the peculiar topography of the cave, hypogenic and fault-related halls, encouraged us to monitor the daily CO_2 content in the air composition at depth (280m), and for a time period of six months during the early 2015. Our results show a preliminary positive correlation between micro-seismic activity in the surroundings (up to 60 km away), and the CO_2 concentration (daily increasing till 300ppm for the closest microearthquakes). The maximum value of carbon dioxide recorded inside the cave was c.a. 2000 ppm, and the origin was established as pedogenic from the $\delta^{13}CO_2$ analysis. Therefore, we propose an increase in the CO_2 concentration into the air karst related to the micro-seismic activity. Despite this preliminary worthy results, more data are needed to establish an accurate model for earthquake forecasting.*

Key words: *CO_2, earthquake, temporal-series, cave, Betic Cordillera.*

INTRODUCCIÓN

Diferentes estudios se han preocupado en la búsqueda de precursores sísmicos capaces de avisar de la inminencia de un terremoto, con el fin de diseñar sistemas de alerta temprana (i.e. Bonfanti et al., 2012; Zheng et al., 2013, Hwa and Kim, 2015). De entre todos ellos, la búsqueda de emisiones gaseosas tanto en los instantes previos al terremoto como durante el mismo ha sido uno de los precursores más buscados a pesar de la escasa base científica que explique la relación causa-efecto entre el sismo y la emisión gaseosa. Si la emisión se produce antes del sismo, la teoría de la dilatancia (Scholz et al., 1973), explica que las variaciones en la presión de los fluidos contenidos en la roca en el entorno de la falla sismogénica, provoca la emisión de gas disuelto.

Cualquier intento de utilizar un precursor sísmico como elemento para la prevención debe de contar con una observación muy completa, así como de un mecanismo científicamente creíble para explicar dicha observación. Las emisiones de gases han sido ampliamente declaradas como precursoras, pero actualmente no hay un único modelo que lo explique, y tampoco hay observaciones suficientemente de calidad. La monitorización en superficie se encuentra con el problema de la contaminación por acción antrópica y la monitorización en sondeo no coincide con puntos de interés señalados por geólogos de terremotos y sismólogos.

HIPOTESIS DE PARTIDA

Una estrategia es trabajar en cuevas desarrolladas a través de fallas activas y con profundidad mayor a 50m, donde el intercambio con la atmósfera exterior es muy bajo. Para ello, utilizamos varios criterios: (a) Cuevas desarrolladas a favor de fallas con actividad Cuaternaria cosísimica, (b) Fallas con actividad sísmica instrumental, (c) Cuevas con evidencias paleosísmicas y (d) con anomalías térmicas. Hemos introducido sensores de CO_2, por ser abundante en el interior de las cavidades y fácilmente monitorizado. El origen del CO_2, se puede clasificar en tres tipos: (1) Endógeno, CO_2 profundo que asciende y embolsa en la cavidad, (2) químico, asociado a procesos normales de dinámica kárstica y (3) edáfico, asociado a la actividad propia de la génesis de suelos.

GEOLOGIA Y PALEOSISMOLOGIA DE LA SIMA DE BENIS

La Sima de Benís, localizada en el municipio de Cieza, Murcia, (Fig.1), que se desarrolla en el Prebético Externo de las Cordilleras Béticas, alcanzando 350 metros de profundidad. Esta sima presenta evidencias de actividad paleosísimica (Pérez-López et al., 2009), así como una anomalía térmica significativa (Pérez-López et al., 2012a), con un gradiente geotérmico de 1,8ºC/100m.

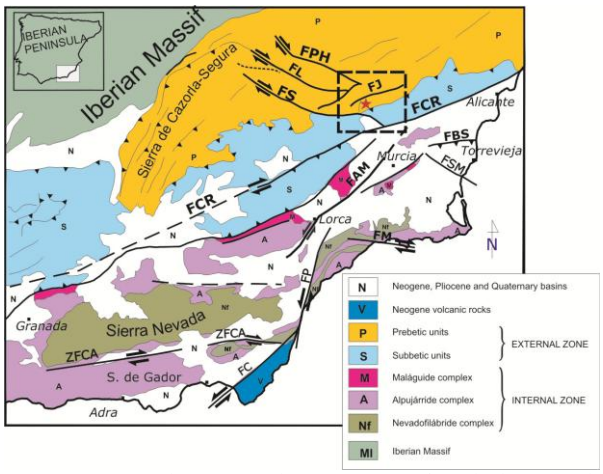


FIGURA 1. *Localización geológica y geográfica de la Sima de Benis. FPH: Falla de Pozohondo, FL: Falla de Lietor, FS: Falla de Socovos, FCR: Falla de Crevillente, FAM: Falla de Alhama de Murcia, FBS: Falla Bajo Segura, FC: Falla de Carboneras, FP: Falla Palomares.*

La topografía de esta cavidad muestra dos secciones principales (Pérez-López et al., 2015a), la primera de origen hipogénico, -125m, y está formada por tubos verticales decorados por *scallops* afectando a la unidad de calizas masivas del Eoceno, desarrollados a partir de una vena de calcita de orientación E-O. A -125m, se encuentra con la falla, de orientación N-S, de carácter normal con componente en dirección, mostrando un "fault gouge" en el contacto de espesor métrico afectando al contacto con el Cretácico superior.

En esta segunda sección, la cueva se desarrolla a partir del plano de falla, decorando la cavidad con diferentes folias hasta -225m, donde aparecen nubes y otras estructuras botroidales. La datación de restos de lince de las cavernas (Pérez-López et al., 2012b) indica que el último gran terremoto pudo ser hace 65 ka.

RESULTADOS OBTENIDOS

Pérez-López et al (2015a y 2015b) mostraron unos resultados preliminares obtenidos durante el primer mes de registro en Benis. Posteriores registros muestran una correlación entre los terremotos que han ocurrido en un radio de 60 km alrededor de la Sima de Benis y la emisión de CO_2. La figura 2 muestra en el eje de ordenadas izquierdo la variación de la cantidad de CO_2 en el interior de la sima en ppm (en gris el error de cada medida, ±25 ppm) a una profundidad de -220m en la Sala de las Nubes, en las abscisas aparece el tiempo en días como una serie temporal equidistante y en el eje ordenadas derecho aparece la distancia en km entre el epicentro calculado por el ING (www.ign.es) y la boca de la sima. El tamaño y color de cada punto hace referencia al tamaño del sismo registrado (mbLg).

Podemos agrupar el incremento de gas en relación a la distancia en dos grupos, a 20 km y más de 30 km. El terremoto que produce el mayor incremento es de M2.9 localizado, a menos de 10 km de la boca, con un incremento de casi 150 ppm respecto al día anterior. Los terremotos localizados entre 20 y 40 km de distancia, provocan aumentos entre 50 y 100 ppm. En cuanto a la gráfica de valores registrados entre abril y mayo (Fig. 2), vuelve a observarse la correlación entre la ocurrencia de microsismos, sobre todo a una distancia inferior a 15 km de la boca, con el aumento de hasta casi 300 ppm en el contenido diario de CO_2.

Sin embargo, también aparecen variaciones en el contenido de CO_2 de más de 300 ppm sin que exista registro de sismos en la zona por parte de la red sísmica nacional. Esto puede ser debido a que la magnitud de completitud de la red es para M1.5. También podría deberse a algún otro fenómeno, por lo que además realizamos un análisis de la traza isotópica del carbono para determinar su origen.

Se han llevado a cabo dos campañas de recogida de datos en la cavidad, entre enero y febrero del 2015. El suelo y aire de la cueva están en equilibrio y no se distinguen indicios de flujo neto. Los resultados son bastante coherentes e indican que el origen de la fuente de CO_2 en la cueva da un $\delta^{13}CO_2$ es de -22.11 con un coeficiente de correlación ($R^2$0,96). Este valor confirma un origen edáfico relacionado con actividad vegetal típica de zonas áridas. La vegetación (tomillo, esparto, romero) es principalmente de tipo C4. Los

datos del interior podrían indicar que en la cota -220m hay una bolsa de aire menos ventilada.

Los valores de CH_4 son menores que en el exterior. Esto junto al origen edáfico actual del CO_2 no es contrario a un posible origen hipogénico de la cavidad. La concentración de Radón es moderadamente alta en los dos puntos donde se ha registrado (8610 y 7849 Bq/m^3 a -125 y -225m) e indica escasa tasa de renovación del aire.

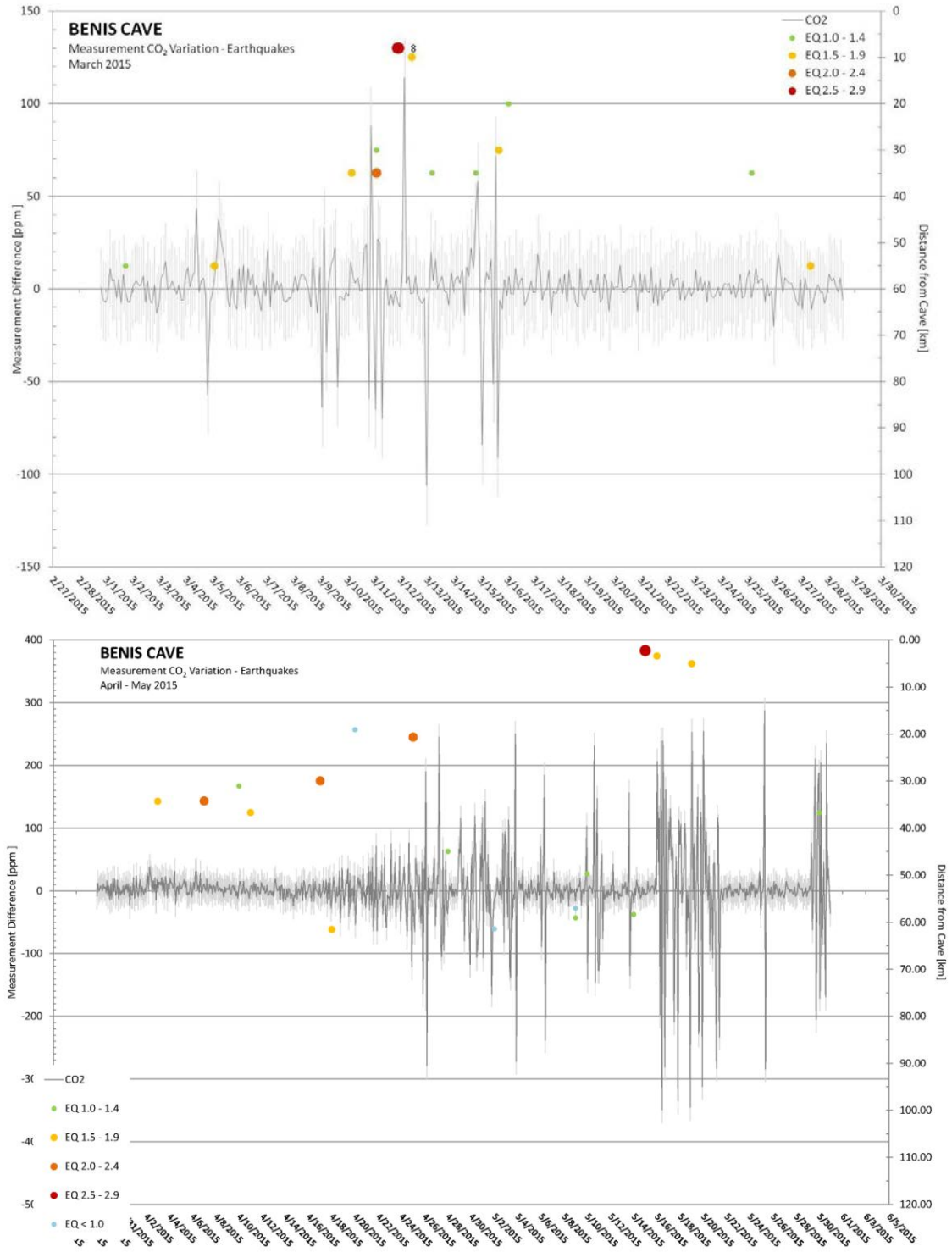


FIGURA 2. *Variación de la cantidad de CO_2 en la Sala de las Nubes -220m en la Sima de Benis, Murcia. Ordenada izquierda, CO_2 en ppm, ordenada derecha, distancia entre el epicentro y la boca de la cueva, abscisas: días. Superior: datos correspondientes a marzo, 2015. Inferior: datos registrados en abril mayo de 2015.*

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Se ha constatado una correlación positiva entre micro terremotos e incremento de CO_2 en la Sima de Benis, de hasta 300 ppm para un terremoto de M3, a menos de 10 km de distancia de la cavidad.

El origen del CO_2 es de edáfico, acumulado en la parte profunda de la cavidad debido a una mala ventilación (valores elevados de radón).

Los carbonatos donde se desarrolla la cavidad, acumulan CO_2 intersticialmente, el cual se emite por encima del valor de equilibrio entre la atmósfera de la cavidad y la roca, con el tránsito de las ondas sísmicas. Ese CO_2 intersticial se ha acumulado en la roca con una traza edáfica, por lo que proviene del exterior de la cavidad.

Sin embargo, es necesario registrar mas terremotos y sobre todo, más grandes en cuanto a su tamaño, para establecer leyes empíricas sobre el incremento de CO_2 y la energía liberada. Por otro lado, la frecuencia de muestreo de 40 minutos no es compatible para poder establecer un modelo realista entre la liberación de CO_2 y la ocurrencia del sismo. Aun así, en aquellos sismos donde existe una ocurrencia entre los terremotos y el aumento de CO_2, aparentemente se observa como un fenómeno "a posteriori". Un terremoto de tamaño mayor (i.e. M6), podría arrojar luz sobre la dilatancia, instantes antes de que ocurra.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2013-47412-C2-2-P, CGL2013-47412-C2-1-P y CGL2013-43324-R. Además, sus conclusiones se enmarcan dentro del proyecto CGL2012-37281-C02.01 y CGL2015-67169-P.

REFERENCIAS

Bonfanti, P., Genzano, N., Heinicke, J., Italiano, F., Martinelli, G., Pergola, N., Telesca L., Tramutoli, V., (2012): Evidence of CO_2-gas emission variations in the central Apennines (Italy) during the L'Aquila seismic sequence (March-April 2009). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* , 53, 1, 147-168.

Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J.L., Martínez-Díaz, J.J., Marcos, A., Bejar, M. and Silva, P., (2009): Spelaeoseismology and palaeoseismicity of the "Benis Cave" (Murcia, SE of Spain): coseismic effects of the 1999 Mula earthquake (mb 4.8). *Geological Society of London Special Publications*, 316: 207-216.

Pérez-López R., E. Bañón, J. Lario, P.G. Silva, M.A. Rodríguez-Pascua, J. García-Mayordomo, E. Pueyo, A. Marcos-Nuez, (2012a): Shallow Vertical Geothermal Gradient and Heat Flow within the Benis Cave (-320m, Cieza): Quaternary slip-rate for active fault-caves. *Geotemas* 13: 463-466.

Perez-López, R., T. Torres, G. Romero, E. Bañón, M.T. Rentero, J.E. Ortiz y P.G. Silva., (2012b): "Lynx pardinus spelaeus" extraction from the Benis Cave -350m (Cieza,): RX and razemization dental analyses. *Geotemas* 13: 265-268.

Pérez-López,R., Bañón, E., López-Gutiérrez, J., Lario, J., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-Velázquez, S., Giner-Robles, J.L., Silva, P.G., del Moral., B., Pueyo-Morer, E.L., (20015a): Positive correlation between CO_2 daily peaks and micro-earthquakes occurrence in deep fault-caves: an empirical model. En: 6th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology. Pescino. Italia. 4pp.

Pérez-López, R., M. Patyniak, S. Sánchez-Moral, E. Bañón, A. Manzanares, J. L. Giner-Robles, P. G. Silva, S. Cuezva, J. López-Gutierrez y M. A. Rodríguez-Pascua, (2015b): Relationship between CO_2 content in fault caves and microseismicity. Advances in Active Tectonics and Speleotectonics 2015, Vienna, Austria.

Scholz C.H., Syke L.R., Aggarwal Y.P., (1973): Earthquake prediction: a physical basis. *Science*, 181: 803-809.

Zheng, G., S. Xu, S. Liang, P. Shi, J. Zhao, (2013). Gas emission from the Qingzhu River after the 2008 Wenchuan Earthquake, Southwest China. *Chemical Geology* 339, 187–193.

Estructuras de licuefacción sísmica en el yacimiento romano de La Magdalena, Complutum s. IV AD (Madrid, España)

Seismic liquefaction structures in the archaeological site of La Magdalena, ancient Roman city of Complutum 4th century AD (Madrid, Spain)

M.A. Rodríguez-Pascua[1], P. G. Silva[2], M.A. Perucha[1], J. L. Giner-Robles[3], C. Heras[4], A. B. Bastida[4], P. Carrasco[5], E. Roquero[6], J. Lario[7], T. Bardaji[8], R. Pérez-López[1] y J. Elez[2]

1 Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. ma.rodriguez@igme.es, r.perez@igme.es, ma.peucha@igme.es
2 Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad Salamanca. Ávila. pgsilva@usal.es
3 Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. Madrid. jorge.giner@uam.es
4 Trébede, Patrimonio Cultural, S.L. Torres de la Alameda. Madrid. cmheras@trebedecultura.com
5 Dpto. Ingeniería del Terreno, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad Salamanca. Ávila. pcarrasco@usal.es
6 Dpto. Edafología, E.T.S.I. Agrónomos, Universidad Politécnica de Madrid. Madrid. elvira.roquero@upm.es
7 Facultad de Ciencias. UNED. Madrid. javier.lario@ccia.uned.es
8 Dpto. Geología. Fac. Ciencias, Universidad de Alcalá de Henares. Madrid. teresa.bardaji@uah.es

Resumen: la antigua ciudad romana de *Complutum* (Alcalá de Henares, Madrid) fue fundada en el s. I AD y fue una de las ciudades más importantes de Hispania. *Complutum* fue destruida, abandonada bruscamente, reubicada y reconstruida en una nueva localización en el s. IV AD. Las causas de la destrucción y la nueva localización de la ciudad son aún una incógnita para la arqueología. En este trabajo se muestran diferentes efectos arqueosismológicos de terremotos (EAEs) afectando al yacimiento de La Magdalena (una explotación agrícola situada a 4 km al NE del núcleo urbano de *Complutum*). El efecto geológico de origen sísmico que afectó al yacimiento es la licuefacción. Se pueden observar diques de arena y cráteres de gravas por explosión afectando a instalaciones romanas, como cisternas, casas o tumbas. Simultáneamente al abandono de La Magdalena también fueron abandonadas de forma brusca la ciudad de *Complutum* y varias villas romanas a lo largo del valle del Henares, en algunos casos con EAEs que pueden asociarse al mismo evento que destruyó el yacimiento de La Magdalena. Estos EAEs podrían estar generados por un terremoto de Mw = 5.0-6,6, utilizando los límites empíricos de licuefacción y ruptura cosísmica de la falla.

Palabras clave: *Complutum*, terremoto, Efectos Arqueosismológicos de Terremotos (EAEs), licuefacción, s. IV AD.

Abstract: *The ancient Roman city of Complutum (Alcalá de Henares, Madrid) was founded in the first century AD and it was one of the most important cities of Hispania. Complutum was destroyed, abruptly abandoned, relocated in a new location and rebuilt in the fourth century AD. The destruction of the city and its new location is still a mystery to the archaeologists. In this paper we show different earthquake archaeological effects (EAEs) affecting the La Magdalena site (an agricultural holding located 4 km away from the core of Complutum). The most important earthquake geological effect affecting the site is the occurrence of liquefaction processes (sand dikes and gravel blow craters) affecting roman facilities, such as water tanks, houses or tombs. Several archaeological sites of Roman origin were abruptly abandoned along the Henares valley simultaneously with La Magdalena site and Complutum, in some cases with EAEs with similar origin to those recorded at la Magdalena site that could be associated with the same event that destroyed this site. These EAEs could be associated to an earthquake of Mw=5.0-6.6, using the empirical limit of liquefaction and fault coseismic rupture.*

Key words: *Complutum, earthquake, Earthquake Archaeological Effects (EAEs), Liquefaction, 4th century AD.*

INTRODUCCIÓN

El yacimiento de "La Magdalena" se localiza en el término municipal de Alcalá de Henares, antigua *Complutum* en época romana. Presenta hasta siete fases diferenciadas de ocupación, que se iniciarían con una necrópolis calcolítica con cerámica campaniforme, dos periodos de ocupación industrial de época romana altoimperial que dan paso a una gran necrópolis de inhumación bajoimperial y que culminan en un proceso de ruralización del territorio con inhumaciones dispersas, tanto en el siglo VI como en el VII e inicios del VIII AD.

A mediados del siglo IV de nuestra era se produce un terremoto posiblemente de ámbito local, que deja claras evidencias en el registro arqueológico, no solo del yacimiento, sino del entorno próximo (Rodríguez-Pascua et al., en prensa). Estos autores asignan una Mw entre 5,0 y 6,6.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA, GEOLÓGICA Y CONTEXTO ARQUEOLÓGICO

El yacimiento arqueológico de La Magdalena se encuentra localizado en la Cuenca del Tajo, asentado sobre la llanura de inundación del río Henares (Fig.1) a 4 m por encima del cauce actual del río, sobre un meandro del mismo. Los materiales del Holoceno que componen esta llanura de inundación son arenas y canales de gravas con limos arcillosos a techo de la serie, con más de 10 m de potencia en su conjunto.

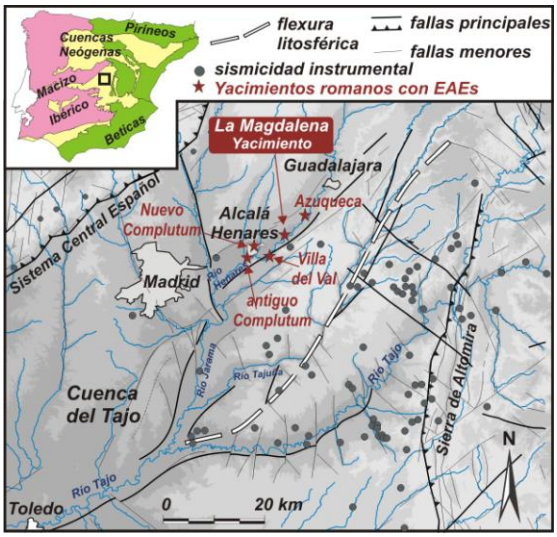


FIGURA 1. Situación geográfica del yacimiento arqueológico de La Magdalena, antigua ciudad romana de Complutum (Alcalá de Henares, Madrid).

ESTRUCTURAS DE LICUEFACCIÓN

Los restos de época altoimperial romana excavados en este yacimiento presentan evidencias de deformaciones asociadas a fenómenos de licuefacción, clasificados como EAEs dentro de la categoría de efectos geológicos primarios según la clasificación de Rodríguez-Pascua et al., (2011). A continuación se enumeran y describen brevemente este tipo de deformaciones:

Fracturas abiertas en el sustrato y licuefacciones afectando a construcciones: estas grietas son de carácter métrico con aperturas que superan los 30 cm. En uno de los casos afectan directamente a una cisterna construida mediante mortero hidráulico (Fig. 2). Las grietas cortan la base de la cisterna y son penetrativas, continuando en el sustrato sobre el que asienta la cisterna. Este tipo de mortero es muy resistente a las cargas y compresiones, por lo que estas grietas no pueden explicarse por la simple ruina de la construcción. En el fondo de la cisterna se han observado dos marcas de impacto, que podrían ser debidas al colapso de los muros laterales. Después de realizar una cata en la base de la cisterna de 1,5 m de profundidad, se ha podido observar de muro a techo que el sustrato sobre el que se asientan los cimientos de la cisterna está compuesto por una capa de arenas y gravas de 50 cm. Sobre estos materiales se depositan

FIGURA 2. Cisterna de mortero hidráulico fracturada por fenómenos de "lateral spreading" producidos durante la licuefacción del sustrato arenoso.

40 cm de arenas siliciclásticas de tamaño de grano medio a grueso con cantos de cuarcita, que intruyen en las capas suprayacentes. Sobre estos materiales hay una capa de limos de matriz arcillosa de 20 cm de potencia, que en su base presenta intrusiones de arena de tamaño decimétrico procedentes del nivel inferior. A techo de la serie encontramos limos arenosos con matriz arcillosa (15 cm) y una capa antropizada de 20 cm de potencia de limos con restos arqueológicos desorganizados. Los procesos de licuefacción se han podido observar en las capas de arenas y gravas inferiores, actuando como niveles confinantes los limos arcillosos que tienen a techo. Estas licuefacciones llegaron a extruir en superficie a través de algunas grietas, rellenando la cisterna de arenas (la cisterna se encontraba llena de estos materiales cuando se realizaron las excavaciones). Algunas de estas grietas también se producen por "*lateral spreading*" como consecuencia de los procesos de licuefacción que producen el colapso de las estructuras de varias construcciones. En el caso de la cisterna, el hundimiento producido por la extrusión de arenas en superficie genera su agrietamiento y una adaptación de los materiales plásticos infrayacentes (limos arcillosos), que actúan como capas confinantes. En la zona NE del yacimiento se han podido observar construcciones que contaban con escalones de sillería, "hundidos" 3 m con respecto a la cota media del yacimiento a causa de la pérdida de cohesión del sustrato durante la licuefacción.

Cráteres por explosión de arenas y gravas: este tipo de estructuras se pueden observar principalmente en la zona N-NW del yacimiento. Esto se debe a que la capa que actúa como confinante en los procesos de licuefacción son las barras de gravas que hay en esta zona. Algunos de estos cráteres afectan a construcciones romanas, concretamente a una cisterna hidráulica (Fig.3A). En este ejemplo es posible observar el conducto de alimentación del cráter, donde las gravas aparecen intensamente fracturadas, con cantos de cuarzo y cuarcita pulverizados, así como

cantos estriados (Fig.4). Estas estrías se producen por la fricción de los granos de arena durante su ascenso. Dentro de este cráter, en el conducto de alimentación, aparecieron 48 herramientas metálicas, como cuchillos,

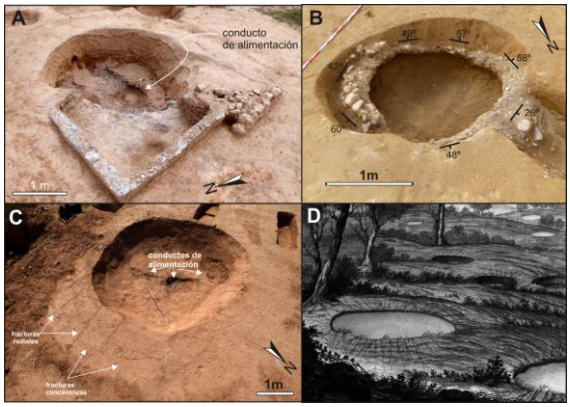


FIGURA 3. Cráteres de arena/grava por explosión: A) Cráter afectando a cisterna hidráulica B) Cráter de arenas con forma de burbuja de la capa de gravas que actuó como capa confinante. C) Cráter de arenas/gravas donde se puede observar el anillo elevado alrededor del cráter con desarrollo de fracturas radiales y concéntricas. D) Cráteres de arena del terremoto de Calabria de 1783 (modificado de Sarconi 1784).

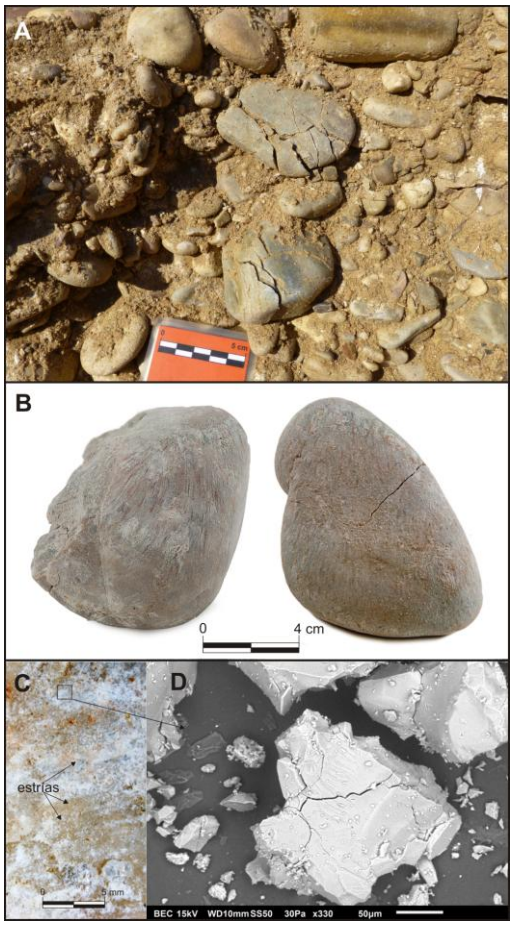


FIGURA 4. Deformaciones en los cantos ubicados en los conductos de alimentación de los cráteres de arena-grava por explosión: A) vista de afloramiento de cantos fracturados en los conductos de alimentación; B) detalle de un canto estriado y fracturado; C) detalle de las estrías y cuarzo pulverizado D) vista de detalle de los fragmentos de la pulverización de cantos de cuarzo y cuarcita;

podones, hachas, etc., de época romana. En otros casos es posible identificar estos cráteres de forma aislada repartidos por el yacimiento (Fig.3B y C), donde la morfología del cráter genera un anillo sobreelevado alrededor del mismo. Esta elevación generó sistemas de fracturas radiales y concéntricas alrededor del cráter, para acomodar la deformación generada por el ascenso de los materiales licuefactados (Fig.5). Este fenómeno también fue observado y documentado durante el terremoto de Calabria de 1783, donde los grabados de época muestran estos cráteres con los sistemas de fracturas descritos (Sarconi 1784; Fig.3D). En otro de los cráteres aislados fueron extraídas 77 herramientas y restos metálicos romanos de la zona del conducto de alimentación (Rodríguez-Pascua et al., en prensa). Es interesante resaltar que la disposición espacial de los cantos fracturados, estriados y el material pulverizado se podría asociar a una morfología de "paraguas invertido" (Fig. 5). El ápice de la estructura sería el conducto de alimentación del cráter y en la parte superior se encontraría la base de una estructura lenticular, cuya parte superior desapareció después de la explosión del cráter. De ahí que los restos que quedan en el cráter tengan estructura de "paraguas invertido". Las fases de evolución del desarrollo de un cráter de arena por explosión fueron definidas por Gohn et al. (1986): 1) Fase explosiva; 2) Fase de flujo; 3) Fase de colapso y 4) Fase de relleno. Gracias a las observaciones realizadas en el yacimiento de La Magdalena hemos podido realizar un esquema más detallado de la evolución de un cráter de arena por explosión. De este modo podemos diferenciar las siguientes subfases dentro de la fase 1: 1A) Se producen los fenómenos de licuefacción durante e inmediatamente después del terremoto bajo la capa confinante superficial; 1B) el aumento de la presión intersticial tras el reordenamiento de los clastos hace que comiencen a ascender las arenas hacia la superficie, generando abombamientos en la misma; 1C) Este aumento de la presión hidrostática produce la fracturación de los clastos de cuarcita y cuarzo en las zonas de los conductos de alimentación que es donde se concentra la presión. En la fase 2 se producen las extrusiones de material licuefactado en la superficie alimentadas a través de los diques y las explosiones de los cráteres. En la fase 3, fase de colapso, es donde los habitantes de la zona lanzaron las herramientas metálicas al fondo de los cráteres, muy posiblemente para aplacar la ira de los dioses del inframundo que habían destruido primero sus instalaciones con un terremoto y posteriormente con el ascenso a la superficie de agua y arena desde el "inframundo". En la fase 4 de relleno se termina el relleno continuado de los cráteres, algunos de ellos colmatados con basura del s. XVI.

Tumbas deformadas: gran parte de la necrópolis situada en la zona norte del yacimiento, se encuentra alterada con respecto a lo que debió de ser su disposición original. Se ha podido constatar durante la fase de excavación del yacimiento que parte de las

tumbas se encuentran basculadas y algunos de los cuerpos tenían la pelvis desplazada hasta la altura del tórax. Este basculamiento se produjo después de que los huesos perdiesen cohesión muscular entre si y permitiese su desplazamiento dentro del ataúd (se han encontrado restos de la madera de los mismos, así como de los clavos que habían empleado en su construcción). Estos basculamientos se debieron a intrusiones de arena (diques de arena) que produjeron el movimiento de los ataúdes que llegaron a "flotar" sobre este material fluido, generando el desplazamiento de los restos óseos contenidos en los ataúdes.

EVIDENCIAS ARQUEOLÓGICAS EN EL VALLE DE HENARES

Con respecto a este último punto, se han podido identificar también abandonos repentinos, incendios y/o cambios bruscos del uso de la construcción en la Casa de Hippolytus (*Complutum*), Casa de los Grifos (*Complutum*) (Rascón Marqués, 2007), Villa de El Val (valle del Henares) (Rascón Marqués *et al*., 1991), yacimiento del Polígono UG XVI de Azuqueca de Henares (valle del Henares) (Cardín y Cuadrado, 2013) y el abandono brusco de la ciudad de *Complutum* y su nueva ubicación en su posición actual (Pantoja, 2013).

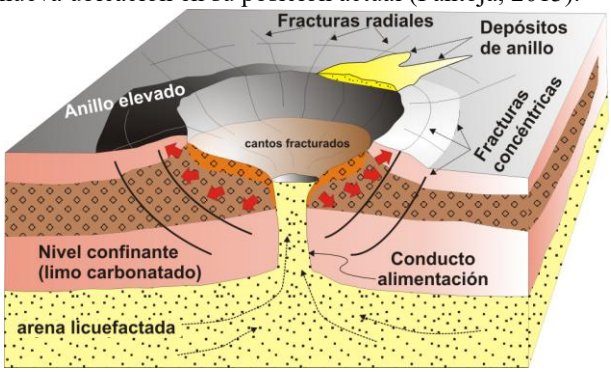


FIGURA 5. Modelo sintético de una sección de un cráter de arena-grava por explosión.

CONCLUSIONES

Las deformaciones del sustrato observadas en el yacimiento altoimperial romano de La Magdalena, próximo a la ciudad de *Complutum* (actual Alcalá de Henares), están asociadas a fenómenos de licuefacción. El asentamiento fue abandonado de forma repentina. Se han podido observar diferentes EAEs que evidencian la posibilidad de que la destrucción y abandono de este asentamiento romano y la ciudad de *Complutum* en el s. IV fue debida a un episodio de destrucción asociado a un terremoto. Las licuefacciones observadas afectan a las construcciones romanas y se podrían generar con terremotos de Mw= 5,0-6,6 (Rodríguez-Pascua et al., en prensa), para efectos en campo cercano. También se ha contrastado la destrucción y abandono o cambio de uso de varios yacimientos de la misma época en el valle del Henares.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación: CATESI-07 (IGME) y CGL2012-37281-C02.01 y CGL2015-67169-P (USAL), y CGL2013-47412-C2-2Pes (IGME) una contribución del Grupo de trabajo QTECT-AEQUA. El equipo JEOL JSM 6010LA PLUS ha sido cofinanciada por el FEDER (Proyecto IGME13-4E-1518) y el IGME.

REFERENCIAS

Cardín, I. y Cuadrado, M.A (2013): Yacimiento del Polígono UG XVI de Azuqueca de Henares. En: *La romanización en Guadalajara, arqueología e historia.* (M.L. Cerdeño, E. Gamo y T. Sagardoy, Eds.). Ed. La Ergástula, Madrid (España), 137-144.

Gómez-Pantoja, J. (2013): Complutum y su territorio. En: *La romanización en Guadalajara, arqueología e historia.* (M.L. Cerdeño, E. Gamo y T. Sagardoy, ed.). Ed. La Ergástula, Madrid (España), 63-72.

Gohn, G.S., Weems, R.E., Obermeier, S.F. y Gelinas, R.L. (1984): Field studies of earthquake-induced, liquefaction-flowage features in the Charleston, South Carolina, area preliminary report. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 84-67, 35 p.

Rascón Marqués, S. (2007): La así llamada casa de Hippolytus: la fundación de los anios y la schola de una agrupación colegial de la ciudad romana de Complutum. *Archivo Español de Arqueología*, 80, 119-152.

Rascón Marqués, S., Méndez Madariaga, A. y del Río Español, P.D. (1991): La Reocupación del mosaico del Auriga Victorioso en la villa romana del Val (Alcalá de Henares). Un estudio de microespacio. *Arqueología, paleontología y etnografía*,1,181-200.

Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H., y Reicherter, K. (2011): A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology, *Quaternary International,* 242, 20-30.

Rodríguez-Pascua, M.A., Silva, P. G., Perucha, M.A., Giner-Robles, J. L., Heras, C., Bastida, A. B., Carrasco, P., Roquero, E., Lario, J., Bardaji, T., Pérez-López, y R., Elez, J. (In press): Seismically induced liquefaction structures in La Magdalena archaeological site, the 4th century AD Roman Complutum (Madrid, Spain). *Sedimentary Geology*. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2016.01.025

Sarconi, M., (1784): Historia de Fenomeni del Tremuoto avvenuto nella Calabria e nel Valdemone nell'anno: Posti in Luce alla Reale. Acc. Delle Scienze e delle Belle Lettere di Napoli, Napoli, 70 pp.

A proposal of a Hydromagmatic Explosivity Index (HEI) using liquefaction structures. An example in El Golfo volcano(Lanzarote, Canary Islands, Spain)

Una propuesta de un Índice de Explosividad Hidromagmática (HEI) utilizando estructuras de licuefacción. Un ejemplo en el volcán de El Golfo (Lanzarote, Islas Canarias, España)

M.A., Rodríguez-Pascua[1], N., Sánchez[2], M,A., Perucha[1], I., Galindo[2], R., Pérez López[1] and C., Romero[3]

1 Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas 23, 28003-Madrid. ma.rodriguez@igme.es; ma.perucha@igme.es; r.perez@igme.es
2 Instituto Geológico y Minero de España, Unidad Territorial de Canarias. C/ Alonso Alvarado 43, 2ºA, 35003-Las Palmas de Gran Canaria.n.sanchez@igme.es;i.galindo@igme.es
3Universidad de la Laguna. Departamento de Geografía. Campus de Guajara s/n, 38071-La Laguna.mcromeroruiz@gmail.com

Abstract: The geological record is a suitable tool for the study of eruptive activity in volcanoes. The hydromagmatic explosive eruptions can generate deformation in sediments, which were deposited on the volcanic cone. The hydromagmatic sediments can be liquefied when the energy released by the explosion exceeds seismic magnitudes of 5-5.5 (sand sediment size) or 7.5 (gravel sediment size). Using these thresholds to liquefaction we propose a new Hydromagmatic Explosivity Index (HEI).

Key words: Hydromagmatic Explosive Index (HEI), Liquefaction, El Golfo, Lanzarote.

Resumen: *El registro geológico es una herramienta adecuada para el estudio de la actividad eruptiva de un volcán. Las erupciones hidromagmáticas se caracterizan por una explosividad que puede generar deformaciones en los sedimentos que se han ido depositando en el cono volcánico. Los sedimentos hidromagmáticos pueden licuefactarse cuando la energía liberada por la explosión supera magnitudes sísmicas de entre 5-5,5para sedimentos tamaño arena y 7,5 para sedimentos tamaño grava. Utilizando estos umbrales a la licuefacción proponemos un nuevo Índice de Explosividad Hidromagmática (HEI).*

Palabras clave: *Índice de Explosividad Hidromagmática (HEI), licuefacción, El Golfo, Lanzarote.*

INTRODUCTION

The study of the geological record can be decisive to interpret the eruptive behaviour of a volcano. This is of particular interest in hydromagmatic eruptions and its relationship with volcanic hazard assessment, for which it is necessary to quantify the magnitude of this eruptions. The need for stablishing the scale or magnitude of explosive eruptions led to the definition of the volcanic explosivity index (VEI) (Newhall and Self, 1982)attending mainly to the volume of products and eruption cloud height.It was initially thought for historical eruptions, although now it is widely used for characterising recent eruptions in the geological record. The volume of emitted materials is especially complex, and almost impossible in coastal hydromagmatic eruptions, due to their loss and dispersion in the sea.

In this way we propose in this paper a new Hydromagmatic Explosivity Index (HEI). In a context of magma-water interaction, the explosive activity can liberate seismic energy that affect the wet saturated sediments and generate soft sediment deformation structures (SSDS). One of the main processes generated by the explosive activity is the liquefaction, which have an energy threshold that can be used to mark the limits of the intervals in an intensity scale.

The hydromagmatic volcano of El Golfo (Lanzarote) has been chosento apply the HEI and correlate the intensity of the eruption and the SSDS. El Golfo volcano edifice(Fig. 1), from Upper Pleistocene age,corresponds to a tuff cone composed only by

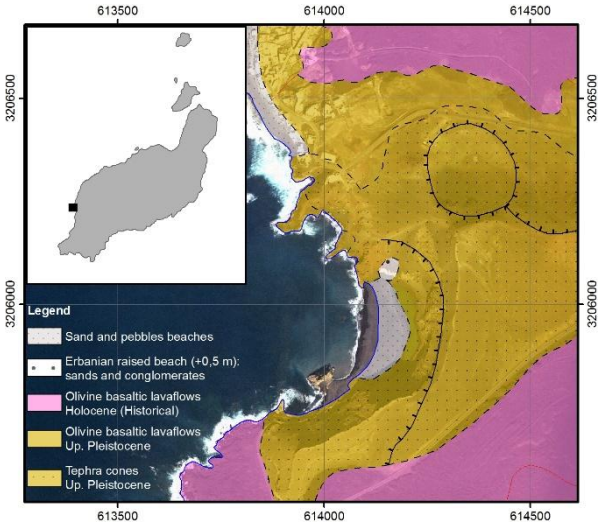


FIGURE 1. Geographical and Geological location of El Golfo Volcano, Lanzarote (Canary Is., Spain). H28 UTM coordinates.

hydromagmatic deposits, formed by deposition from turbulent pyroclastic surges with emplacement of minor ballistic blocks and bombs, in a shallow coastal environment. This sequence is emplaced in short periods of time and at high velocities (Pedrazzi et al., 2013). In this volcanic edifice, there are abundant structures such as accretionary lapilli, lithics of different origin, impact marks, erosion channels, dunes and cross-stratifications. Although there are some erosive episodes among the pyroclastic sequences, this edifice seems to be formed during a unique eruptive episode of explosive hydromagmatic activity.

LIQUEFACTION FEATURES IN EL GOLFO VOLCANO

The explosive activity of this kind of eruptions generate lapilli and bombs. The impacts of ballistic blocks can produce liquefaction associated to the impact energy, but not related to the explosive energy. The structures generated by this process are bomb sags and associated liquefactions around de bomb (Fig. 2).

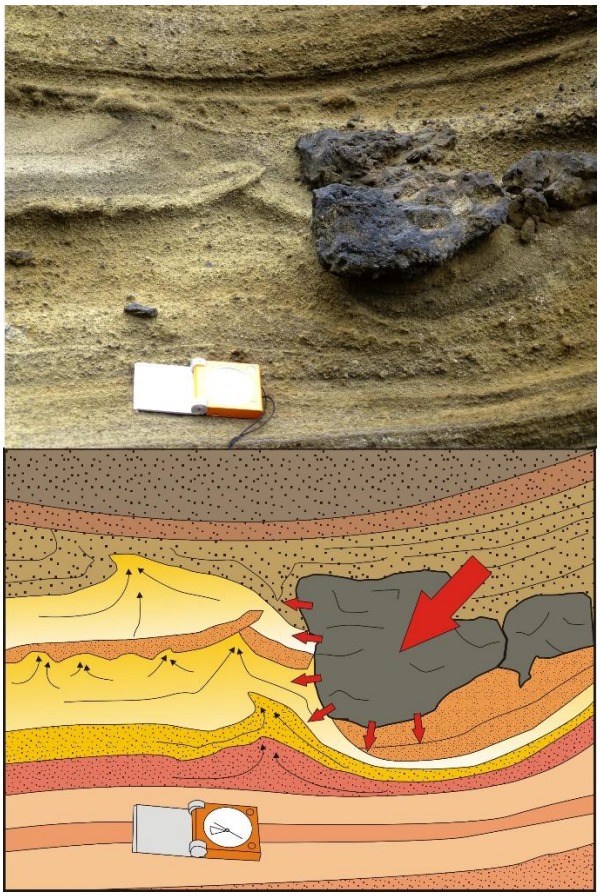


FIGURE 2. Bomb impact and liquefaction structures associated to the impact. El Golfo Volcano, Lanzarote (Canary Is., Spain).

When the explosive energy is enough to generate deformation in the volcanosedimentary materials ductile-brittle structures can be formed. The seismic waves produce cyclic shear stresses in the surface and can generate deformation in the sediments. A set of successive deformational stages can be deduced from SSDS (Rodríguez-Pascua et al., 2003). At an initial stage, a folding band could be formed at the surface. As the earthquake progresses, this zone will no longer be able to accommodate the deformation by folding and it begins to fracture (Fig. 3) (Rodríguez-Pascua et al., 2000, 2003; Obermeier, 2009).

FIGURE 3. Ductile-brittle deformations (normal faults). El Golfo Volcano, Lanzarote (Canary Islands, Spain).

The next deformational stage results in the liquefaction of the sediments and the faulting areas could be rise zones for the liquefied sediments. For the liquefaction of sediments it is necessary the presence of wet saturated detrital sediments (silt-gravel size).

The hydromagmatic sediments, in most cases, are wet saturated and the grain size lays inside the liquefaction limits. The grain size that can liquefy at the first stages correspond to silt and sand. In El Golfo volcano we can observe several examples of liquefactions affecting sand layers (Fig. 4). At the end, the most seismic energetic SSDS are the liquefactions on gravel sediments, as it can be observed in El Golfo volcano (Fig. 5).

THE HIDROMAGMATIC EXPLOSIVITY INDEX (HEI)

The seismic liquefaction processes can have different trigger mechanisms. The seismic waves can be generated by the elastic movement in a fault or by an explosion. In the latter case seismic waves can generate the liquefaction of water-saturated detrital sediments. The hydromagmatic volcanoes activity can be so violent that is capable of generating liquefactions and several types of SSDS. So, the intensity of the hydromagmantic eruptions could be inferredfrom the characteristics of their volcanosedimentary record.

The minimum seismic magnitude (M) threshold to generate liquefaction in sand grain size is $M \geq 5\text{-}5.5$. In this chapter we are just concerned with the estimation of the magnitude values of the earthquakes that induced the deformation of the sediments in hydromagmatic eruptions. We assume previous

statement by Atkinson (1984) who consider M = 5 as the lowest magnitude which contributes to the probability of liquefaction because earthquakes of magnitude less than 5 are not of sufficient duration to cause liquefaction, a statement also confirmed by Audemard and De Santis (1991) and others authors (Obermeier, 1996).

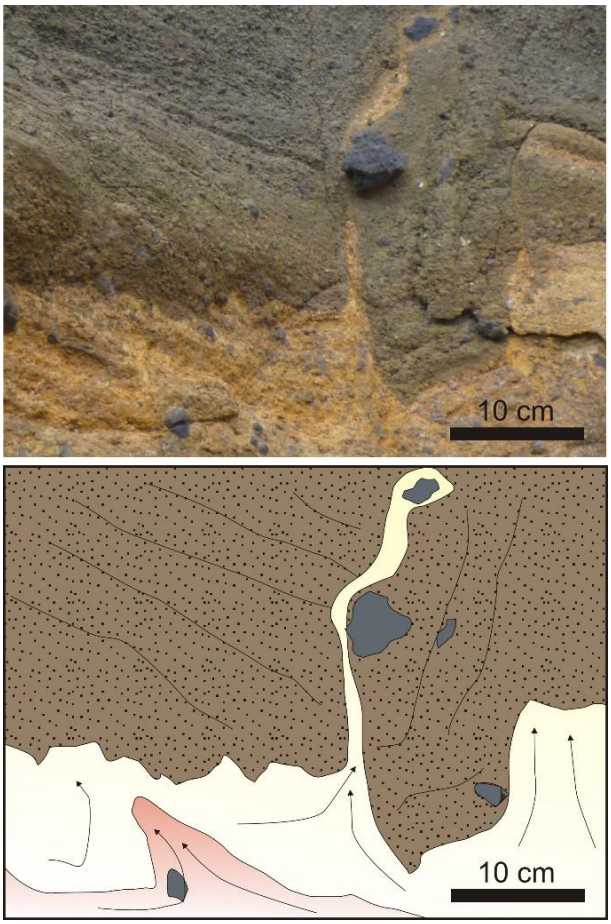


FIGURE 4. Sand dike related to liquefaction of lapilli (sand grain size). El Golfo Volcano, Lanzarote (Canary Islands, Spain).

Gravel grain size sediments need more seismic energy to generate liquefaction, this empiric limit is M ≥ 7.5. Four previous similar studies in gravel liquefaction were carried out in order to establish the minimum magnitude. The first one was performed for fluvial sediments of the Lower Cretaceous close to the Niger's Delta by Guiraud and Plaziat (1993). The second one was performed by Ringrose (1989) for the Quaternary sediments of Glen Roy Lake, Scotland. Finally, Obermeier et al. (1996) proposed a paleoseismic zonation within the Wabash Valley (Indiana, USA) in relationship with the Vincennes earthquake (6100 years BP). These authors classified the thickness of several sand/gravel dikes and, consequently, inferred the central area of the seismic energy radiation. The moment magnitude (Mw) was estimated from geologic and geotechnical engineering analysis of paleoseismic shaking of sand/gravel dikes, applied in back calculating the magnitude (ca Mw = 7.5).

Taking into account all these data it is possible to establish several energetic thresholds and an index of explosivity. Using these thresholds we propose an HEI scale using the sedimentary record of hydromagmatic volcanos and the SSDS. The four levels proposed are (Fig. 6):

a) Hydromagmatic sediments with impact of ballistic blocks. *Index I: Moderately explosive*
b) Ductile-fragile deformations, mainly normal faults. *Index II: Explosive.*
c) Liquefaction of sand sediments, M ≥ 5-5.5. *Index III: Highly Explosive.*
d) Liquefaction of gravel sediments, M ≥ 7.5. *Index IV: Extremely Explosive.*

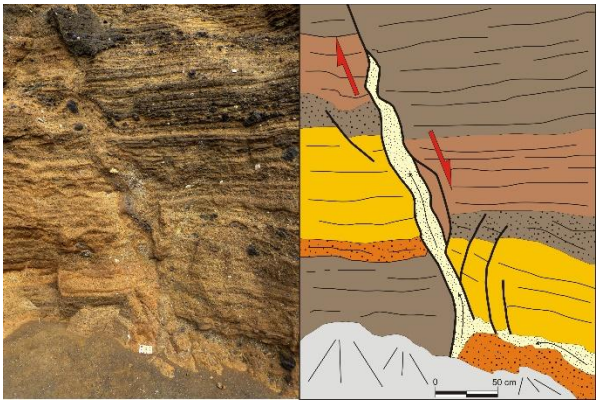


FIGURE 5. Gravel dike related to liquefaction of lapilli (gravel grain size), intruding in a normal fault generated during the first step of the deformation process. El Golfo Volcano, Lanzarote (Canary Islands, Spain).

CONCLUSIONS

The geological record of hydromagmatic cones could be used in order to establish the index of explosivity in the past. The liquefaction structures mark different energetic thresholds that are the foundations of the new HydromagmaticExplosivity Index (HEI).

ACKNOWLEDGEMENTS

This work is a contribution of the project VOLTEC-3T (Ref. 569/2012) funded by the OrganismoAutónomo de ParquesNacionales (OAPN-MAGRAMA).

REFERENCES

Atkinson, G. (1984): Simple computation of liquefaction probability for seismic hazard applications. *Earthquake Spectra*,1 (1), 107-123.

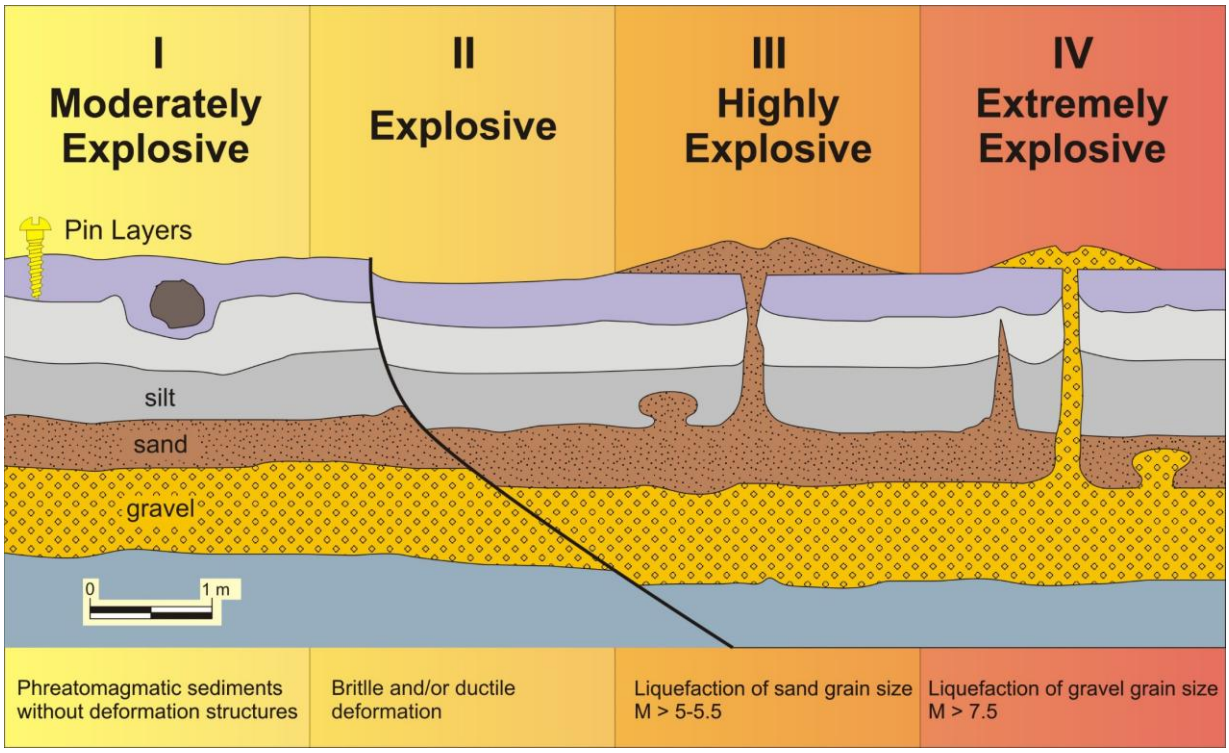


FIGURE 6. HydromagmaticExplosivity Index applied to volcanosedimentary environments.

Audemard, A.and De Santis, F., (1991):Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bulletin International Association of Engineering Geology*, 44, 5-16.

Guiraud, M. andPlaziat, J.C. (1993): Seismites in the fluviateBima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, 225, 493-522.

Newhall, C.G. and Self, S. (1982): The volcanic explosivity index (VEI):An estimateof explosive magnitude for historical volcanism: *Journal of Geophysical Research*, 87, 1231-1238, doi:10.1029/JC087iC02p01231

Obermeier, S.F.(1996): Use of liquefaction – induced features for paleoseismic analysis. *Engineering Geology*, 44, 1-76.

Obermeier, S.F.(2009): Using liquefaction-induced and other soft-sediment features for paleoseismic analysis. In: *Paleoseismology*. (J.P. McCalping,ed. 2nd ed.). Academic Press. London. 497-564.

Pedrazzi, D., Martí, J. and Geyer, A. (2013): Stratigraphy, sedimentology and eruptive mechanisms in the tuff cone of El Golfo (Lanzarote, Canary Islands). *Bulletin of Volcanology*, 75,740. DOI:10.1007/s00445-013-0740-3.

Ringrose, P.S. (1988): Paleoseismic Liquefaction event in late Quaternary lake sediments at Glen Roy, Scotland. *Terra Nova*, 1(1), 57-62.

Rodríguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G.and Gómez Gras, D. (2000): Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135, 117 – 135.

Rodríguez-Pascua, M. A., De Vicente, G., Calvo, J. P.and Perez-Lopez, R. (2003): Similarities between recent seismic activity and paleoseismites during the late miocene in the external Betic Chain (Spain): relationship by the 'b' value and the fractal dimension. *Journal of Structural Geology*, 25(5), 749-763.

Análisis de las relaciones entre precipitación y actividad de deslizamientos en el pasado reciente (NO Guipúzcoa)

Analysing the relationships between precipitation and landslide activity in the recent past (NW Guipuzcoa)

V. Rivas[1], J. Remondo[2] y J. Bonachea[2]

1 Dpto. de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio, Universidad de Cantabria, Santander (Cantabria). rivasv@unican.es
2 Dpto. de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria, Santander (Cantabria). juan.remondo@unican.es; jaime.bonachea@unican.es

Resumen:
Uno de los procesos naturales que más daños provoca en nuestro país y en el mundo son los deslizamientos, cuya ocurrencia está condicionada fundamentalmente por las precipitaciones. En esta contribución se presentan los resultados preliminares de un análisis empírico encaminado a establecer relaciones entre la actividad de deslizamientos y las precipitaciones, a partir de datos obtenidos en el noroeste guipuzcoano, área intensamente afectada por deslizamientos superficiales y flujos de derrubios.
Se ha elaborado, por un lado, un inventario cartográfico de deslizamientos que incluye 20 intervalos temporales, que abarca desde los años 50 del siglo pasado hasta la actualidad. Por otro lado, se han analizado los registros pluviométricos de diversas estaciones meteorológicas, identificando distintos episodios extraordinarios, posteriormente caracterizados con criterios de cantidad, duración e intensidad. Por último, se han establecido correlaciones entre ambos factores. Como resultado se han identificado seis eventos regionales de ocurrencia múltiple (MORLE). En el trabajo también se discuten las limitaciones existentes para establecer relaciones precipitación-deslizamiento.

Palabras clave: umbral de precipitación, frecuencia de deslizamientos, MORLE, peligrosidad de deslizamientos.

Abstract: *One of the natural processes that cause more damage in our country and the world are landslides, which are mainly triggered by rainfall. In this contribution, an initial empirical analysis is presented in order to establish the relationships between landslide activity and precipitation. The research has been carried out on the basis of data obtained in north-western Guipuzcoa (Spain), an area intensely affected by landslides and debris flows.*
On the one hand, a landslide inventory has been created, which includes 20 time intervals ranging from the 50s of last century to the present. On the other hand, rainfall records of various weather stations have been analyzed and extreme events identified and characterized by rainfall quantity, duration and intensity. Then, correlations between rainfall and landslides have been obtained. Six multiple occurrence regional landslide events (MORLE) have been identified. Limitations to establish rainfall-landslide relationships are also discussed.

Key words: *precipitation threshold, landslide frequency, MORLE, landslide hazard.*

INTRODUCCIÓN

La evaluación de la peligrosidad de deslizamientos implica la estimación de la frecuencia de movimientos en el futuro (probabilidad espacio-temporal futura). Esto se ha abordado con diferentes enfoques (Corominas y Moya, 2008), dependiendo de que ésta quede definida, directamente, por extrapolación de las tendencias observadas en el pasado o, indirectamente, a partir de la frecuencia de los factores desencadenantes. Independientemente del enfoque utilizado, siempre es necesario disponer de series temporales completas de deslizamientos que permitan, en el primer caso, determinar con precisión el periodo de recurrencia y su tendencia en el tiempo, o establecer una correlación entre su frecuencia y la de factores desencadenantes, en el segundo. Tales series son obtenidas a partir de diferentes fuentes (documentación, fotografías aéreas, datación absoluta y relativa, etc.).

Los deslizamientos pueden desencadenarse por una amplia variedad de factores, pero el principal agente causal son las precipitaciones. El agua infiltrada incrementa la presión en los poros y fisuras, reduciendo la resistencia de los materiales de las laderas.

La búsqueda de una relación cuantificable entre la ocurrencia de deslizamientos y la precipitación se ha venido llevando a cabo principalmente mediante dos tipos de procedimientos (Berti et al., 2012). Los físicos

integran modelos hidrológicos y de estabilidad, pero requieren datos muy detallados y costosos de obtener, por lo que solo son aplicables localmente. Los procedimientos empíricos están basados en análisis estadísticos, y precisan un número elevado de deslizamientos para que los resultados sean estadísticamente representativos. En algunos casos, cuando se conocen bien las condiciones de precipitación que han dado lugar a deslizamientos, se pueden establecer ciertos umbrales de precipitación (valores por debajo de los cuales la ocurrencia de deslizamientos es poco probable) más o menos representativos espacialmente. Para ello, es preciso conocer el momento exacto en el que se han producido o reactivado varios movimientos y disponer del registro continuo de datos de lluvia, a ser posible horario, de una estación meteorológica que represente fielmente las condiciones del emplazamiento de los deslizamientos. Cuando se pretende realizar un estudio sobre áreas más extensas y abarcar periodos de tiempo más largos, que sean representativos del clima de la región, es mucho más difícil establecer estos umbrales. No obstante, en la bibliografía existen varios ejemplos de umbrales regionales pero también generales, desde los proporcionados por Caine (1980) hasta los más recientes, recopilados en Guzzetti et al., (2008).

En este trabajo se presentan los resultados preliminares de un análisis empírico para establecer las relaciones entre la actividad de deslizamientos y la precipitación. La zona de estudio (Fig. 1), situada en la provincia de Guipúzcoa, está caracterizada por un clima templado oceánico, con unas precipitaciones anuales medias de aproximadamente 1500 mm. Este área ha sido intensamente afectada por deslizamientos superficiales en el pasado reciente.

FIGURA 1. *Localización de la zona de estudio con las estaciones meteorológicas consideradas.*

METODOLOGÍA

Las series temporales de deslizamientos previamente obtenidas por los autores, correspondientes a toda la segunda mitad del siglo XX (Remondo et al., 2005; Bonachea et al., 2009), han sido completadas, incorporando los movimientos ocurridos con posterioridad a 2001. A partir de esa fecha existen imágenes estereoscópicas digitales referenciadas para casi todos los años (www.geo.euskadi.net), lo que ha hecho posible la identificación de deslizamientos con una precisión prácticamente anual.

Por otro lado, se han analizado los registros pluviométricos diarios de las estaciones meteorológicas ubicadas en el entorno de la zona de estudio, correspondientes tanto a la red de AEMET (Agencia Estatal de Meteorología) como de EUSKALMET (Agencia Vasca de Meteorología) o de la DFG (Diputación General de Guipúzcoa). Mediante este análisis se han identificado y caracterizado los eventos de lluvia extraordinaria, que por su carácter excepcional son los principales desencadenantes de deslizamientos. Cada episodio de precipitación independiente comienza cuando se inicia la lluvia y termina cuando deja de llover.

Por último se han establecido correlaciones empíricas entre la ocurrencia de los deslizamientos inventariados y determinados indicadores de precipitación (intensidad media y máxima, duración del evento de lluvia, precipitación acumulada, etc.).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La serie temporal de deslizamientos muestra una disminución en la frecuencia de deslizamientos desde la década de los años 90 del pasado siglo (Fig. 2), invirtiéndose la tendencia de aumento observada previamente (Remondo et al., 2008). No obstante, hay que tener presente que los periodos de actividad de deslizamientos son tanto menos precisos cuanto más antiguos, y además únicamente representan valores promedio que filtran los picos de elevada actividad. Las precipitaciones no muestran una tendencia clara, pero las oscilaciones en la frecuencia del número de eventos tormentosos anuales (expresados como número de días al año con lluvias superiores a 50 mm) si muestra una correlación razonable. Aunque este parámetro meteorológico no es estrictamente el desencadenante de los deslizamientos, puede considerarse una primera aproximación.

La búsqueda de una relación más directa entre deslizamientos y precipitación, ha conducido a identificar seis episodios meteorológicos extremos, causantes de numerosos deslizamientos superficiales y flujos, ampliamente distribuidos por la zona de trabajo (Fig. 3): 12-19 de octubre de 1953, 21-28 de agosto de 1983, 18-19 de julio de 1988, 2-13 de octubre de 1992,

23-29 de agosto de 2002 y 5-8 de noviembre de 2011. De ellos, los cinco últimos han sido inventariados por los autores, mientras que del primero solo se tienen referencias bibliográficas. Estos seis eventos corresponderían a lo que Crozier (2005) denomina eventos regionales de ocurrencia de múltiples deslizamientos (MORLE, Multiple Occurrence of Regional Landslide Event).

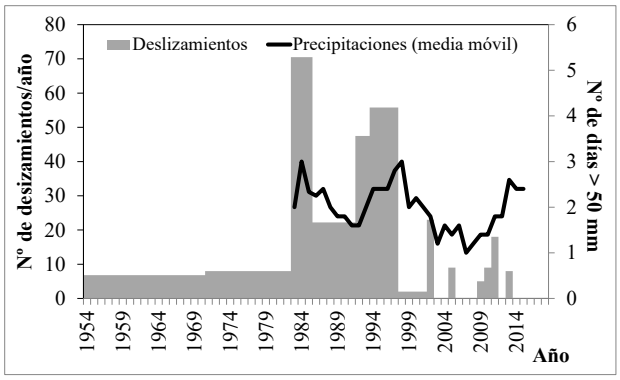


FIGURA 2. *Frecuencia de deslizamientos y tendencia observada en la precipitación, representada por el nº días/año con precipitación superior a 50 mm, desde los años 80 (media móvil, periodo de 5).*

Además de estos seis eventos extremos hay otros periodos en los que solo se han producido unos pocos deslizamientos, principalmente de menor tamaño y cuya fecha de ocurrencia precisa se desconoce. Finalmente, hay intervalos temporales en los que no se han identificado movimientos (Fig. 3). Se han considerado siempre los episodios más intensos, para distintas duraciones de precipitación, con el objeto de identificar esas condiciones extraordinarias que desencadenan los deslizamientos múltiples.

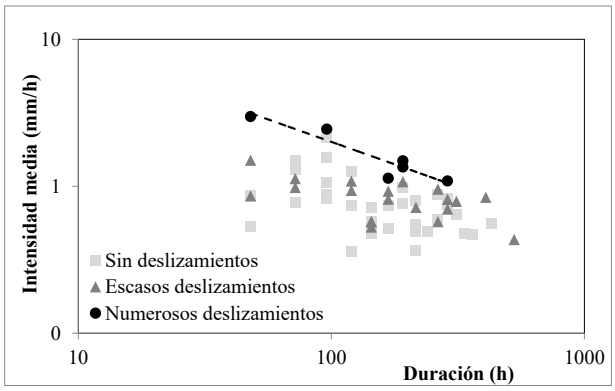


FIGURA 3. *Relación intensidad/duración de las lluvias para los episodios identificados.*

Los resultados han puesto de manifiesto que los seis grandes eventos se han producido asociados a valores de precipitación máxima diaria superiores a 60 mm y más de 150 mm de precipitación acumulada. Otro umbral que distingue a estos seis eventos es el derivado de la relación intensidad-duración de precipitación (Fig. 3) y, aunque es prematuro establecer una relación cuantitativa debido al reducido número de episodios, sí que parece evidente que las condiciones meteorológicas desencadenantes muestran unas características diferenciadas. De hecho, un rasgo asociado a estos episodios es que la precipitación antecedente no parece haber jugado un papel importante, poniendo de relieve que la intensidad es más determinante que la duración, como suele ser habitual en deslizamientos superficiales. Todos los eventos descritos se han producido en verano y otoño, correspondiendo a situaciones de lluvias muy intensas de corta duración para el contexto climático de la zona.

Sin embargo, existen una serie de factores que incrementan la incertidumbre y hacen difícil el establecimiento de correlaciones lluvia-deslizamiento más concluyentes:

- Las condiciones de las laderas previas al inicio del evento de precipitaciones son, en gran medida, desconocidas. Esto incluye las características de los materiales que conforman las laderas, los cuales condicionan su sensibilidad frente al agua infiltrada.
- Gran variabilidad espacial en los datos pluviométricos registrados en las estaciones del entorno, con diferencias de hasta 180 mm en la precipitación acumulada y de más de 100 mm en la diaria. En la figura 4 se muestra, para dos de los eventos MORLE identificados (agosto de 1983 y noviembre de 2011), la distribución de la precipitación máxima en 24 horas en las estaciones para las cuales se dispone de registros. Se observa, además, que esta distribución espacial muestra un patrón diferente para cada evento.

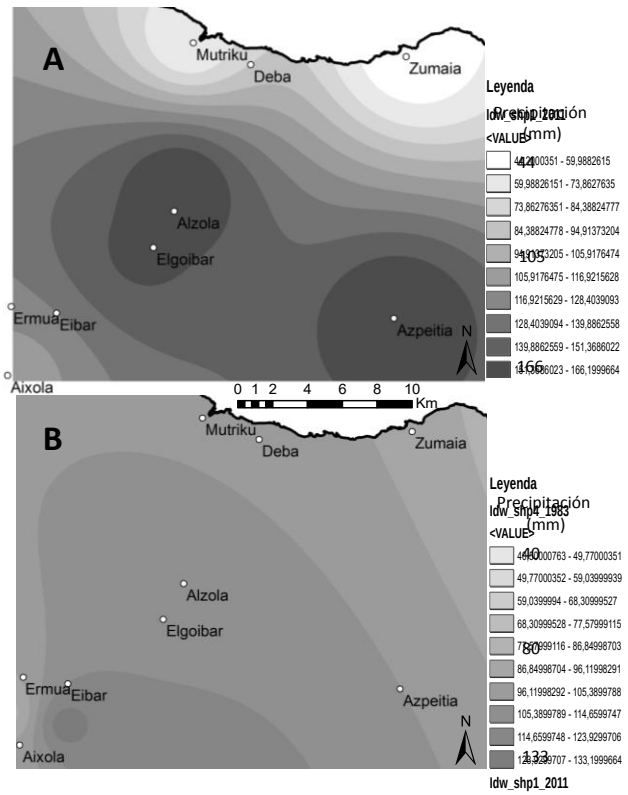


FIGURA 4. *Modelos de dispersión de precipitación máxima en 24 h. (A) noviembre de 2011 y (B) agosto de 1983.*

- En la mayor parte de los casos, se desconoce la fecha de ocurrencia de los deslizamientos. Incluso cuando se conoce, no se puede precisar el momento concreto. Tampoco, en el caso de la precipitación, se dispone de registros horarios para todo el periodo analizado ni para todas las estaciones. La combinación de ambos aspectos hace difícil determinar el valor de precipitación desencadenante del movimiento. En la figura 5, se observa uno de los pocos eventos registrados en los que se conoce la fecha de ocurrencia. El momento de rotura de la ladera se inició antes de finalizar el episodio lluvioso considerado, comportamiento que se repite en todos los eventos conocidos. Esto pone de manifiesto que algunos de los umbrales de precipitación descritos, obtenidos considerando todo el evento de precipitación, pueden variar sensiblemente al tener en cuenta este detalle. En concreto sería lógico esperar un aumento significativo del umbral intensidad-duración (Fig. 3).

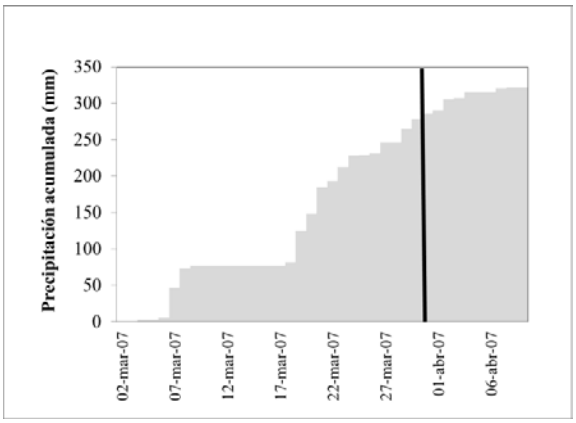


FIGURA 5. *Precipitación acumulada correspondiente al episodio del 2 de marzo al 6 de abril de 2007. La línea gruesa indica el día de inicio del movimiento.*

Por último, existen otros factores desencadenantes, especialmente la actividad humana (Bruschi et al., 2013), que pueden actuar simultáneamente, disminuyendo los umbrales de precipitación responsables de las roturas y/o reactivaciones.

CONCLUSIONES

La existencia de ortofotografías y anaglifos digitales, de acceso libre (Gobierno Vasco), ha permitido elaborar un inventario cartográfico de deslizamientos de 20 intervalos temporales que abarca desde los años 50 del siglo pasado hasta la actualidad y con periodicidad anual para los últimos 15 años.

Se ha constatado una disminución de la actividad de deslizamientos desde la década de los 90 del XX. Así mismo, existe una razonable correlación entre actividad de deslizamientos y número de eventos tormentosos, que muestra la misma tendencia de descenso.

Se han identificado seis eventos de ocurrencia múltiple de deslizamientos y caracterizado sus condiciones pluviométricas (cantidad, duración e intensidad). Los datos disponibles solo permiten definir un umbral orientativo ($I = 33{,}3*D^{-0{,}6}$; siendo I, intensidad en mm/h y D, duración en h) sobre las condiciones de precipitación que dan lugar a dichos periodos de gran inestabilidad. Un tratamiento de los datos mediante técnicas automáticas y una aproximación de tipo probabilístico, podría reducir las limitaciones descritas.

Tanto la frecuencia de deslizamientos observada, como los umbrales orientativos obtenidos, permitirán proponer escenarios de peligrosidad más realistas.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el MINECO (Plan Estatal de Investigación Científica, Técnica e Innovación 2013-16, proyecto ESPERIDES, CGL2013-46425-P).

REFERENCIAS

Berti, M., Martina, M.L.V., Franceschini, S., Pignone, S., Simoni, A. y Pizziolo, M. (2012): Probabilistic rainfall thresholds for landslide occurrence using a Bayesian approach. *Journal of Geophysical Research*, 117, F04006.

Bonachea, J., Remondo, J., Díaz de Terán, J.R., González-Díez, A. y Cendrero, A. (2009): Landslide risk models for decision making. *Risk Analysis*, 29: 1629-1643.

Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Gómez-Arozamena, J., Rivas, V., Barbieri, M., Capocchi, S., Soldati, M. y Cendrero, A. (2013): Land Management Versus Natural Factors in Land Instability: Some Examples in Northern Spain. *Environmental Management*, 52:398-416.

Caine, N. (1980): The Rainfall Intensity: Duration Control of Shallow Landslides and Debris Flows. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 62 (1-2): 23-27.

Corominas, J. y Moya, J. (2008): A review of assessing landslide frequency for hazard zoning purposes. *Engineering Geology*, 102: 193-213.

Crozier, M. (2005): Multiple occurrence regional landslide events in New Zealand: hazard management issues. *Landslides*, 2: 247-256.

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. y Stark, C.P. (2008): The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides*, 5: 3-17.

Remondo, J., Soto, J., González-Díez, A., Díaz de Terán, J.R. y Cendrero. A. (2005): Human impact on geomorphic processes and hazards in mountain areas in northern Spain. *Geomorphology*, 66: 69-84.

Remondo, J., Bonachea, J. y Cendrero, A. (2008): Quantitative landslide risk assessment and mapping on the basis of recent occurrences. *Geomorphology*, 94: 496-507.

Análisis de estabilidad de los potenciales deslizamientos rocosos en el acantilado de El Rincón (Autovía GC-2, Gran Canaria)

Stability analysis of potential rock slides in El Rincón cliff (GC-2 motorway, Gran Canaria)

M. J. Rodríguez-Peces[1] y J. Yepes[2]

1 Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. martinjr@geo.ucm.es
2 Dpto. de Ingeniería Civil, IOCAG, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35017 Las Palmas.

Resumen: En este trabajo se han identificado los deslizamientos que se pueden desarrollar en el acantilado de El Rincón (Gran Canaria) y sus repercusiones sobre la Autovía GC-2, en la base del acantilado. El análisis de estabilidad realizado para las condiciones actuales indica que la ladera es estable. El análisis a largo plazo considera el macizo rocoso saturado en agua y define la existencia de dos bloques que son más susceptibles de experimentar deslizamiento: uno a media ladera y otro en coronación. El bloque situado a media ladera estaría favorecido por una rotura a través de la Formación Detrítica de Las Palmas, mientras que el deslizamiento del bloque situado en coronación tendría un carácter más superficial y estaría favorecido por la rotura de los piroclastos del Grupo Post-Roque Nublo. El deslizamiento del bloque de coronación parece más probable ya que sólo requiere la saturación de los piroclastos y está favorecido por la reducción de la resistencia asociada a la progresiva apertura de la grieta subvertical.

Palabras clave: Autovía, Deslizamiento, Gran Canaria, Ladera, Macizo rocoso.

Abstract: *In this work we have found landslides that may be developed in El Rincon cliff (Gran Canaria) and its impact on the GC-2 highway, at the base of the cliff. The stability analysis performed for the current conditions indicates that the slope is stable. The long-term analysis considers the water-saturated rock mass and defines the presence of two rocky blocks that are most likely to experience sliding, one along the mid-slope and another in the head. The mid-slope landslide would be favoured by failure through the Formación Detrítica de Las Palmas, while the landslide located on the head of slope would have a more superficial character and would be favoured by the failure through the pyroclastics of the Post-Roque Nublo Group. The landslide of the block of the head seems more likely since it only requires the saturation of the pyroclasts and is favoured by the reduction of strength related to the progressive opening of the subvertical cracks.*

Key words: *Gran Canaria, Highway, Landslide, Rock mass, Slope.*

INTRODUCCIÓN

En este trabajo se analizan los potenciales deslizamientos rocosos que se pueden desarrollar en el acantilado de El Rincón (Gran Canaria, Islas Canarias) y las posibles repercusiones de estas inestabilidades sobre la Autovía GC-2, localizada en la base del acantilado (Fig. 1). El estudio tiene su relevancia ya que la GC-2 es la principal vía de acceso a Las Palmas de Gran Canaria por el norte de la isla. Previamente a la construcción de la GC-2, la carretera antigua estaba encajada entre el pie del acantilado y el mar. En 1944, durante la construcción del antiguo vial, se produjo un gran deslizamiento en el pie de la ladera que afectó al trazado. En 1985, durante las obras de ampliación de la GC-2, se procedió a la extracción del pie de monte de la base del acantilado. Como consecuencia de esta actuación, aparecieron algunas grietas en la coronación y en la ladera del acantilado. La longitud de las grietas creció de modo alarmante hasta superar el centenar de metros. Estas grietas fueron controladas en dos periodos para medir la evolución de su apertura: de 1986 a 1991 (Fariña, 1991) y de 2001 a 2012 (Cabrera, 2013). Los resultados obtenidos indican que la mayoría de las grietas han aumentado su extensión superficial y profundidad en unas decenas de metros y que han experimentado un ensanchamiento métrico. A pesar de que estas grietas son activas, no se ha producido inestabilidad alguna hasta el momento. Sin embargo, el hecho de que el movimiento continúe activo es indicativo de que la ladera no está en equilibrio, por lo que es conveniente estudiar su comportamiento a largo plazo. Si se produjese un deslizamiento a favor de estas grietas, la GC-2 se vería afectada en gran medida, provocando su bloqueo inmediato.

Teniendo en cuenta esta información, se ha evaluado la estabilidad del acantilado de El Rincón, considerando dos factores que pueden contribuir a su desestabilización: reducción de los parámetros resistentes por meteorización y aumento de la presión intersticial por saturación de agua. Este estudio de estabilidad permitirá proponer medidas preventivas o correctoras que eviten la interrupción de la GC-2.

METODOLOGÍA

A partir del perfil topográfico, así como la información geológica y geomorfológica disponible, se ha realizado un modelo geológico-geotécnico del acantilado de El Rincón. Se han considerado varios bloques potencialmente inestables definidos por la intersección de las grietas de tracción observadas con los diferentes planos de estratificación, a los que se atribuye el carácter de potenciales superficies de rotura. La caracterización geotécnica de los materiales presentes en la ladera ha sido establecida a partir de las propiedades geotécnicas publicadas para diferentes litotipos volcánicos de las Islas Canarias (González de Vallejo et al., 2008; Rodríguez-Losada et al., 2009; Serrano et al., 2007; Rodríguez-Peces et al., 2013). La estabilidad se ha calculado mediante el programa Slide, que emplea diferentes métodos de equilibrio límite. Para este análisis se han empleado dos criterios de rotura: el de Mohr-Coulomb, para los materiales tipo suelo; y el de Hoek-Brown generalizado, para el caso de materiales rocosos. Además, se ha realizado un análisis de sensibilidad considerando diferentes casos, en función de los valores de las propiedades geotécnicas (valor medio, máximo y mínimo) y el grado de saturación de los materiales (parcial o total).

EL ACANTILADO DE EL RINCÓN

El acantilado de El Rincón presenta un desnivel de unos 180 m desde la cota de la GC-2 hasta la coronación (Fig. 1). En la parte inferior de la ladera aparecen materiales miocenos del Grupo Fataga, relacionado con la primera etapa volcánica subaérea de Gran Canaria con 8,6 a 13,3 Ma de antigüedad (McDougall y Schmincke, 1976). En la base del acantilado aparecen unas lavas fonolíticas, que constituyen una rasa marina sobre la cual está construida la autovía. Por encima se observa una capa de ignimbritas fonolíticas no soldadas, de unos 10 m de espesor. A techo de las mismas se dispone un paquete de tobas e ignimbritas fonolíticas soldadas, de unos 25 m de potencia. Sobre estos materiales, y a media ladera, aflora un depósito sedimentario de abanico aluvial (conglomerados y arenas de cantos fonolíticos) perteneciente al Miembro Inferior de la Formación Detrítica de Las Palmas (Gabaldón et al., 1989), que se desarrolló durante un extenso periodo erosivo (8,6-5,6 Ma). Esta formación presenta intercalada una capa de ignimbritas fonolíticas no soldadas con un espesor de unos 5 m. Sobre la Formación Detrítica de Las Palmas se apoya una secuencia de unos 45 m de espesor de coladas lávicas de composición basáltica y estructura escoriácea, pertenecientes al Grupo Roque Nublo (Pérez Torrado et al., 1995), de edad Plioceno (5,6-2,9 Ma). En el tercio superior del acantilado se observan lavas basaníticas de unos 20 m de espesor pertenecientes al Grupo Post-Roque Nublo, cuya antigüedad oscila entre 2,9 y 1,5 Ma (Gillou et al., 2004). Coronando el acantilado se encuentran unos depósitos piroclásticos (lapillis, escorias y bombas) con un espesor de hasta 30 m, que están relacionados con un cono del Grupo Post-Roque Nublo. Estos depósitos se encuentran bastante meteorizados y formando un suelo en los 20 m más superficiales de la unidad.

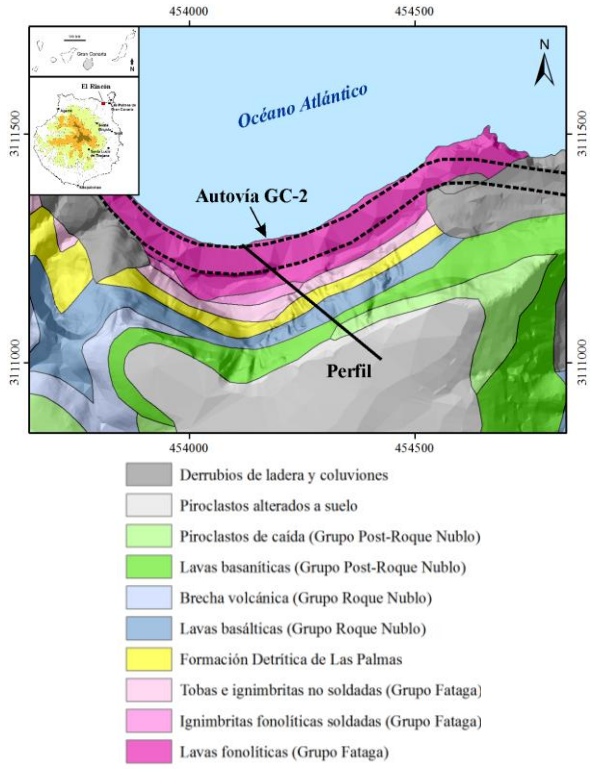


FIGURA 1. *Mapa litológico del acantilado de El Rincón (Gran Canaria). Se indica la traza de la autovía GC-2 (línea discontinua) y el perfil geotécnico (cf. figuras 2 y 3).*

Desde un punto de vista estructural, las principales discontinuidades que se pueden observar en este macizo rocoso están relacionadas, por una parte, con los contactos subhorizontales entre los diferentes materiales y, por otra, con la fracturación subvertical que presentan. Con respecto a los contactos entre capas, se ha observado la existencia de un nivel arcilloso en el contacto entre la toba fonolítica y la ignimbrita fonolítica infrayacente (Fariña, 1991). Este nivel presenta un espesor centimétrico, consistencia blanda y unas estrías de movimiento que indican la existencia de un desplazamiento relativo entre las tobas y las ignimbritas. Estas observaciones sugieren que los contactos entre litologías con diferente competencia constituyen potenciales superficies de rotura basal, sobre todo si presentan alteraciones arcillosas, que favorecen el deslizamiento planar del macizo rocoso suprayacente. Con respecto a las discontinuidades subverticales, las fracturas presentan una orientación subparalela al acantilado y un buzamiento de 80º (Fariña, 1991; Cabrera, 2013). Estas discontinuidades parecen afectar a todas las formaciones, situándose a diferentes alturas a lo largo de la ladera. Destacan las grietas que aparecieron en la coronación y a media

ladera durante la construcción de la GC-2 (1984-1991). Estas grietas siguen activas en la actualidad.

ANÁLISIS DE ESTABILIDAD

La combinación de las superficies basales de rotura con las fracturas subverticales observadas ha permitido definir bloques rocosos potencialmente inestables. Las dimensiones de estos bloques superan el millón de metros cúbicos, por lo que su deslizamiento provocaría el bloqueo inmediato de la GC-2. En primer lugar, se han analizado las posibles inestabilidades generadas por la intersección de una grieta subvertical abierta, situada a media ladera, con los contactos litológicos. Los factores de seguridad (FS) obtenidos para estas superficies de rotura son estables (FS>2), si se considera el terreno seco. El análisis de sensibilidad de los parámetros realizado indica que el único factor que contribuye a reducir el FS es la presencia de agua en el terreno. Así, para que el bloque definido por una rotura basal situada a muro de la Formación Detrítica de Las Palmas resulte inestable (FS<1), es necesario considerar la saturación completa de la Formación Detrítica de Las Palmas y la saturación parcial (41 %) de la capa de toba fonolítica intercalada dentro de esta formación. Para estas condiciones, la probabilidad de rotura es del 55 % (Fig. 2a). Por otra parte, para que se produzca la inestabilidad de mayor volumen, definido por la grieta subvertical y el contacto entre las lavas y las tobas fonolíticas no soldadas (Fig. 2b), es necesaria la saturación completa de las lavas fonolíticas, de las tobas no soldadas y de las ignimbritas soldadas. Para estas condiciones, la probabilidad de rotura es del 53 %.

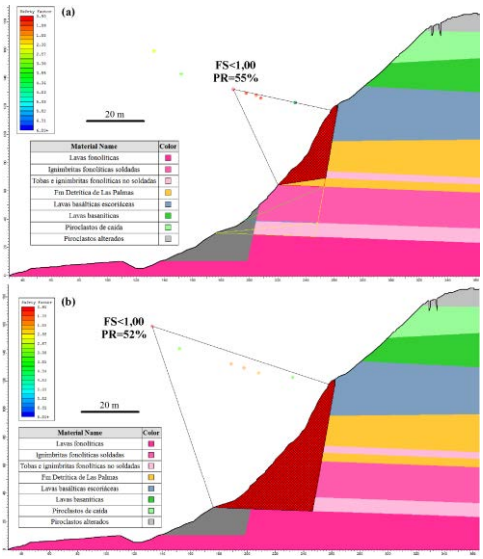


FIGURA 2. *Análisis de estabilidad frente al deslizamiento del acantilado de El Rincón. Se han considerado las superficies de rotura generadas por la grieta subvertical, situada a media ladera y los diferentes contactos litológicos. (a) Bloque de menor tamaño. (b) Bloque de mayor tamaño. FS: Factor de seguridad. PR: Probabilidad de rotura.*

En segundo lugar, se han analizado las posibles inestabilidades generadas por la intersección de una grieta subvertical abierta localizada en la coronación de la ladera, con los diferentes contactos litológicos. Los factores de seguridad obtenidos para estas superficies de rotura son estables (FS>2), si se considera el terreno seco. El bloque que presenta el valor más bajo (FS=2,3) corresponde a una rotura superficial a través de los materiales piroclásticos del Grupo Post-Roque Nublo (Fig. 3a). El estudio de sensibilidad de los parámetros indica que la probabilidad de rotura a favor de esta superficie es significativa (52 %) con una reducción de la resistencia a la compresión simple de los piroclastos hasta alcanzar unos valores inferiores a 185 kPa. Sin embargo, la probabilidad de que los piroclastos presenten estos valores tan bajos de resistencia es muy limitada (3 %). En este sentido, es más factible que la rotura se produzca por la presencia de agua en el terreno, como en el caso anterior. Así, el bloque es inestable, con una probabilidad de rotura de 52 %, cuando la saturación de los piroclastos es de un 65 %. Por otra parte, el bloque de mayor volumen definido por la grieta subvertical de cabecera y el contacto entre las lavas y tobas fonolíticas no soldadas (Fig. 3b), resulta inestable (con una probabilidad de rotura de 52 %) si las lavas fonolíticas, las tobas no soldadas, las ignimbritas soldadas y la Formación Detrítica de Las Palmas se encuentran saturadas de agua al 100 %.

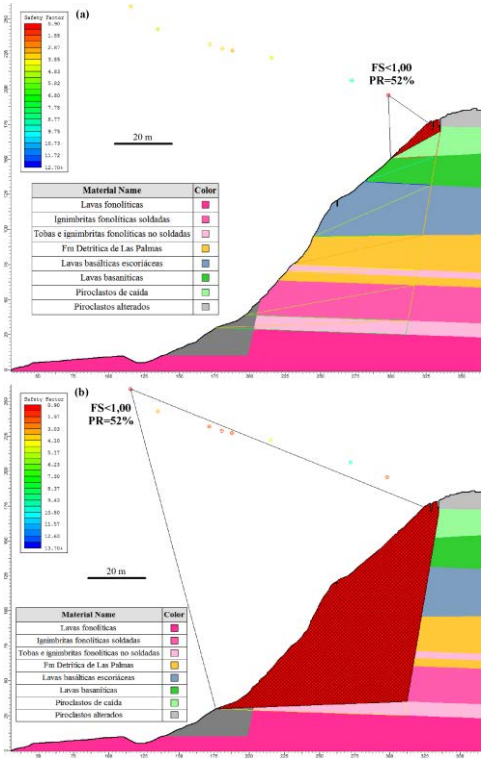


FIGURA 3. *Análisis de estabilidad del acantilado de El Rincón. Se han considerado las superficies de rotura generadas por la grieta subvertical, situada en cabecera y los diferentes contactos litológicos. (a) Bloque de menor tamaño. (b) Bloque de mayor tamaño. FS: Factor de seguridad. PR: Probabilidad de rotura.*

El análisis realizado muestra que los casos con mayor probabilidad de rotura corresponden a los bloques de menor volumen: el primer bloque estaría definido por la intersección de la grieta subvertical, situada a media ladera, con la base de la Formación Detrítica de Las Palmas (Fig. 2a); el segundo bloque estaría definido por la intersección de la grieta subvertical, situada en la zona de coronación, con un plano de rotura superficial que afectaría a los piroclastos del Grupo Post-Roque Nublo (Fig. 3a). De los dos casos expuestos, parece más verosímil que se produzca primero el deslizamiento del bloque situado en la zona de coronación, puesto que resulta más factible que los piroclastos alcancen la saturación parcial a que la Formación Detrítica de Las Palmas alcance la saturación completa. Además, el deslizamiento del bloque situado en la zona de coronación se encuentra favorecido por la progresiva apertura que presenta la grieta subvertical (Cabrera Fuentes, 2013) y por la paulatina pérdida de resistencia que experimentan los piroclastos como consecuencia de este movimiento lento.

CONCLUSIONES

El acantilado de El Rincón se puede considerar estable frente a la ocurrencia de deslizamientos, considerando las condiciones secas de la ladera. Esto es congruente con el hecho de que la ladera no presenta surgencias de agua en la actualidad y que el nivel freático se encuentra deprimido por debajo de los bloques potencialmente inestables. Sin embargo, se ha observado que sería posible el deslizamiento de dos bloques de gran tamaño si la ladera se llegase a saturar de agua. Estas condiciones requieren un clima más húmedo que el actual, en el que se registrasen periodos con abundantes precipitaciones. Los bloques inestables estarían situados a media ladera y en la zona de coronación. El deslizamiento del bloque situado a media ladera estaría favorecido por la rotura a través de la Formación Detrítica de Las Palmas. El deslizamiento del bloque situado en la coronación tendría un carácter más superficial y estaría favorecido por la rotura de los piroclastos del Grupo Post-Roque Nublo. En un primer análisis, parece más probable el deslizamiento del bloque situado en la coronación, puesto que es más factible alcanzar la saturación de los piroclastos en comparación a la Formación Detrítica de Las Palmas. Por otra parte, la individuación del bloque superior se encuentra favorecida por el progresivo agrietamiento que experimenta la zona de coronación.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los grupos de investigación Geología Aplicada y Regional de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria y Tectónica Activa, Paleosismicidad y Riesgos asociados, GR35/10-A-910368 de la Universidad Complutense de Madrid.

REFERENCIAS

Cabrera Fuentes, C. (2013): *Análisis cartográfico de los riesgos asociados a los desprendimientos de la ladera del Rincón*. Proyecto Fin de Carrera. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 67 p.

Fariña, P. (1991): *Informe para ACNOR UTE. Acceso a Las Palmas de Gran Canaria por el norte. Tramo Alcaravaneras-El Rincón-Enlace de Arucas (C-810). Estudio de estabilidad del acantilado (pk 3+500 a 4+000)*. Dames & Moore Iberia S.A. Las Palmas de Gran Canaria, 46 p.

Gabaldón, V.; Cabrera, M.C. y Cueto, L.A. (1989): Formación Detrítica de Las Palmas. Sus facies y evolución sedimentológica. *European Science Foundation Meeting on Canarian Volcanism*, 210-215.

Guillou, H., Pérez Torrado, F.J., Hansen Machín, A.R., Carracedo, J.C. y Gimeno, D. (2004): The Plio-Quaternary evolution of Gran Canaria based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135: 221-246.

González de Vallejo, L.I., Hijazo, T. y Ferrer, M. (2008): Engineering Geological Properties of the Volcanic Rocks and Soils of the Canary Islands. *Soils and Rocks*, 31: 3-13.

McDougall, I. y Schmincke, H.U. (1976): Geochronology of Gran Canaria (Canary Islands): age of shield building volcanism and other magmatic phases. *Bulletin of Volcanology*, 40: 57-77.

Pérez-Torrado, F.J., Carracedo, J.C. y Mangas, J. (1995): Geochronology and stratigraphy of the Roque Nublo Cycle, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of the Geological Society*, 152: 807-818.

Rodríguez-Losada, J.A., Hernández-Gutiérrez, L.E., Olalla, C., Perucho, A., Serrano, A. y Eff-Darwich, A. (2009): Geomechanical parameters of intact rocks and rock masses from the Canary Islands: Implications on their flank stability. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182: 67-75.

Rodríguez-Peces, M.J., Yepes Temiño, J. y Martín-Nicolau, E. (2013): Geotechnical features of the volcanic rocks related to the Arteara rock avalanche in Gran Canaria (Canary Islands, Spain). En: *Landslide Science and Practice. Volume 3: Spatial Analysis and Modelling* (Margottini, C.; Canuti, P. y Sassa, K., eds.), Springer, 111-117.

Serrano, A., Olalla, C., Perucho, A., Hernández-Gutiérrez, L.E. (2007): Strength and deformability of low density pyroclasts. En: *Volcanic Rocks* (Nunes J.C. y Malheiro, M.M., eds.). Taylor & Francis Group. London, 35-43.

Indicadores geomorfológicos de tsunamis históricos en las costas rocosas de Baleares

Geomorphological indicators of historical tsunamis in the rocky shores of the Balearic Islands

F.X. Roig-Munar[1], J.M. Vilaplana[2], A. Rodríguez-Perea[3], J. A. Martín-Prieto[1]y B. Gelabert[4]

1 QU4TRE, consultoria ambiental / AXIAL, geología i medi ambient. Carritxaret 18.6, es Migjorn Gran, Menorca 07749 Xiscoroig@gmail.com
2 Dpto. de Geodinámica y Geofísica, Grupo RISKNAT, Universitat de Barcelona. Martí i Franquès, s/n 08028 Barcelona nue.vilaplana@ub.edu
3 Dpto. de Geografía, 4 Dpto. de Biología, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca. Carretera de Valldemossa, km 7,5

Resumen: Este trabajo sintetiza los resultados del análisis geológico, geomorfológico y morfométrico de 50 áreas de estudio, repartidas entre las islas de Menorca, Mallorca, Ibiza y Formentera, donde aparecen grandes bloques sobre terrazas litorales. Se sitúan sobre las amplias plataformas que conforman algunas costas rocosas de las Islas Baleares y a distancias mayores a los 50 m del borde del acantilado, a alturas incluso superiores a los 15 m y a kilómetros de distancia de cualquier otro escarpe tierra adentro. Se presentan a veces como cordones de grandes bloques imbricados y otras como agrupaciones o bloques individuales, y su peso oscila entre 0.5 y 300 toneladas. La localización de estas áreas, mayoritariamente en el sur de las islas, coincide con las zonas de mayor riesgo por tsunami identificadas a partir de modelos numéricos. Tanto la datación de los bloques, su dirección de imbricación, así como el cálculo de las alturas de ola necesarias para su emplazamiento, indican su transporte a partir de tsunamis generados en el norte de África.

Palabras clave: bloques, costa rocosa, indicadores, Islas Baleares, tsunamis.

Abstract: *This paper summarizes the results of geological, geomorphological and morphometric analysis of 50 study areas spread between the islands of Menorca, Mallorca, Ibiza and Formentera, where large blocks appears on top of marine terraces. At distances greater than 50 m from the edge of the cliff, heights even higher than 15 m and kilometers away from any other inland escarpment, there has been registered the presence of large imbricated blocks (between 0.5 and 300 tonnes) located on broad platforms that conform some rocky shores of the Balearic Islands. The location of these areas, mostly in the southeast of the islands, coincides with the higher tsunami risk areas identified from digital models. Both the dating of the blocks, its direction of imbrication and the calculated wave heights necessary for placement, indicate transport from tsunamis generated in North Africa.*

Key words: *Balearic islands, blocks, geoindicators, rocky coast, tsunamis.*

INTRODUCCIÓN

El registro sedimentario de los tsunamis generados en el norte de África ha podido reconocerse en las costas rocosas de las Islas Baleares. Se trata de bloques de orden métrico, que arrancados del borde del acantilado, son transportados tierra adentro. Se encuentran mayoritariamente sobre terrazas rocosas litorales del SE de las Islas, frecuentemente situadas por encima del nivel de oleaje máximo registrado y sin que existan relieves que puedan explicar su emplazamiento por caídas gravitacionales. Ocasionalmente, bloques sobre acantilados bajos o en rampas, han sido retrabajados por el oleaje.

MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

La sismicidad histórica e instrumental indica que el N de Argelia está expuesto a peligros y riesgos sísmicos relevantes. El 10 de octubre de 1980 tuvo lugar el terremoto de Asnam, con una magnitud de 7,3 Mw. El último evento sísmico registrado fue el de Zemmouri del 21 de mayo de 2003, con una magnitud de 6.9 Mw. Este terremoto fue generado por una falla inversa, dando lugar a una deformación significativa del fondo marino, responsable del tsunami que se observó en Argelia y España, y llegó a las costas de Francia e Italia. Las olas máximas registradas fueron de 2 m en las islas Baleares, con daños materiales en algunos puertos de Menorca, Mallorca e Ibiza. Las simulaciones de este tsunami fueron realizadas por varios autores (Hébert y Alasset, 2003; Alasset et al., 2006).

Álvarez et al. (2011) modelizó los posibles tsunamis generados por fuentes cercanas a las Islas Baleares, con el objetivo de identificar las áreas donde el riesgo e impacto de los tsunamis es mayor. En la región mediterránea los tsunamis generados por los terremotos se espera que presenten longitudes de onda entre 5 y 20 km, mientras que las máximas profundidades de agua son del orden de 3 km. Álvarez et al. (2011) generó un mapa de nueve fuentes tsunamíticas con características similares a las

responsables de los terremotos de al-Asnam, 1980 y Boummerdes-Zemmouri, 2003. Estas fuentes representan fallas inversas con bajo ángulo de buzamiento hacia el S y SE, que son capaces de generar terremotos de intensidad 7.3 Mw. Estas fallas delimitan el N del cinturón de deformación de los materiales del Atlas del Norte de África empujando sobre la cuenca argelino-balear. El tsunami generado por estas fuentes llega en 30 minutos a Formentera, que es la más cercana de las Islas Baleares a la costa de Argelia, y el tiempo de llegada hasta a Menorca, la isla más lejana, es de aproximadamente 45 minutos (Roger y Hebert, 2008).

La presencia de bloques en las costas rocosas de Baleares ha sido tratada por Bartel y Kelletat (2003), Kellet et al. (2005) y por Schefers y Kelletat (2003) en algunas áreas de Mallorca, relacionando bloques sobre plataformas con procesos mixtos de oleaje y tsunamis y estableciendo ecuaciones simples para discernir los bloques desplazados por unos fenómenos de otros. Posteriormente entre el 2013 y el 2016 se fueron analizando los bloques de la costa Sur de Menorca, del levante de Mallorca y del resto del litoral de las Baleares, aplicando diferentes ecuaciones para distinguir entre los bloques asociados a las tormentas y los bloques de tsunamis, y la relación de estos últimos con trayectorias de tsunamis provenientes del Norte de África (Roig-Munar, 2016).

METODOLOGÍA Y RESULTADOS

En este trabajo se han analizado 4.010 bloques en 50 áreas de estudio de las islas Baleares (Figura 1). Se han medido sus dimensiones, altura a la que se encuentran y distancia del borde del acantilado. Se ha considerado su disposición (orientación, imbricación, etc.) y el contexto geomorfológico en el que se encuentran. Para valorar la energía necesaria para arrancar y transportar cada bloque se ha utilizado el *Transport Figure* (FT) basándonos en la ecuación de Scheffers y Keletat (2003) (Figura 2). La ecuación del TF se basa en un producto que tiene en cuenta la altura del bloque sobre el nivel del mar, su distancia de la cornisa del acantilado y su peso. En este trabajo se ha estimado un TF>1000 como valor indicativo de tsunami; cuatro veces por encima del considerado por los autores anteriores. Además, en 13 de las áreas inventariadas, los bloques se encuentran sobre acantilados por encima del nivel del oleaje máximo registrado (Cañellas, 2001).

En algunos casos, la discriminación entre bloques transportados por tsunamis o por tormentas plantea dificultades (Kellet, 2008; Barbano et al., 2010) Aunque en numerosos puntos del Mediterráneo muchos bloques de tamaño métrico han sido interpretados como restos de los tsunamis acontecidos en los últimos siglos (Pignatelli et al., 2009).

El 8,23% de los bloques se encuentran en áreas por encima de la máxima altura de oleaje registrado y presentan TF>1000. Estos depósitos han de considerarse claramente producto de tsunamis. Otro 24,7% de los bloques se encuentran en zonas mixtas, con TF>1000 pero con alturas de acantilado accesibles a los temporales, en ellas además de la acción de los tsunamis, encontramos evidencias del oleaje que, en algunos casos, ha retocado los bloques. En el resto de las áreas su atribución genética ha de establecerse por la confluencia de criterios diversos.

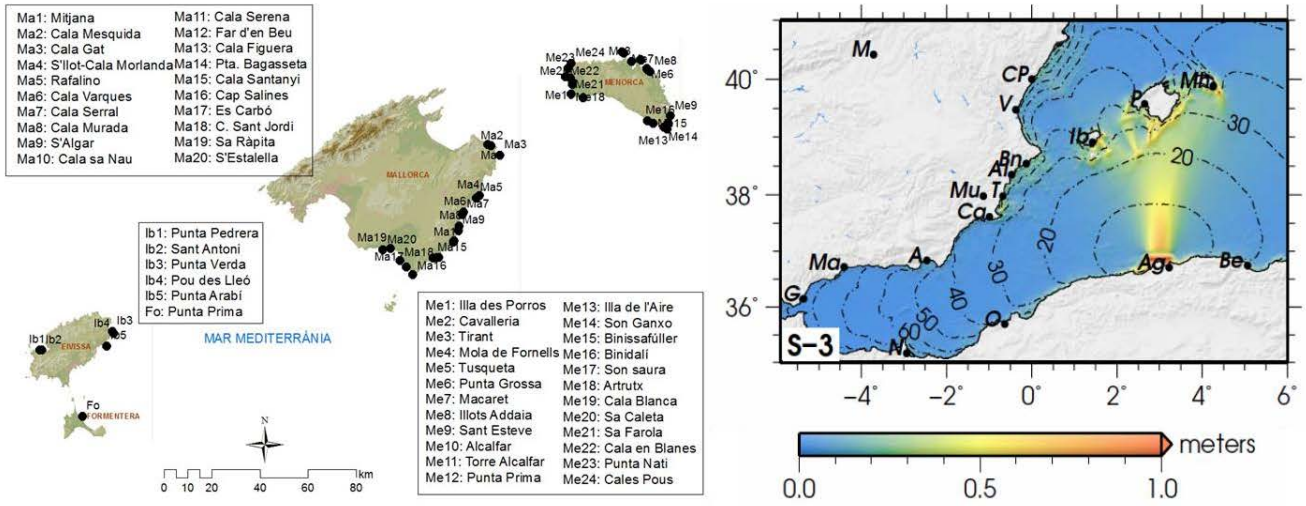


FIGURA 1. *Ubicación de las áreas de estudio y simulación del alcance y de los isotiempos de un tsunami a partir de la fuente S-3 de Álvarez et al. (2011)*

Además del TF, se han aplicado diversas ecuaciones para establecer el flujo de agua necesario para arrancar y/o desplazar cada bloque. De la formulación de Engel y May (2012) resulta que, los

bloques de TF>1000, con columnas de agua entre 6 y 15 m s.n.m. corresponden a tsunamis y los situados entre 16 y 23 m s.n.m. corresponden a temporales. Dado que los bloques no registran un único tsunami o temporal, puede estimarse un valor para el tsunami más intenso, aquél que al impactar sobre el acantilado inunda por encima de 15 m, donde los eventos anteriores y de menor magnitud tienen muy pocas posibilidades de quedar registrados ya que son retrabajados.

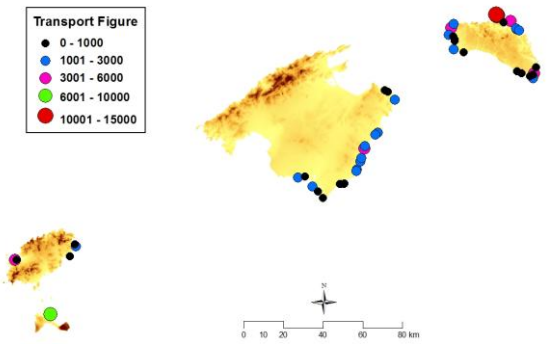
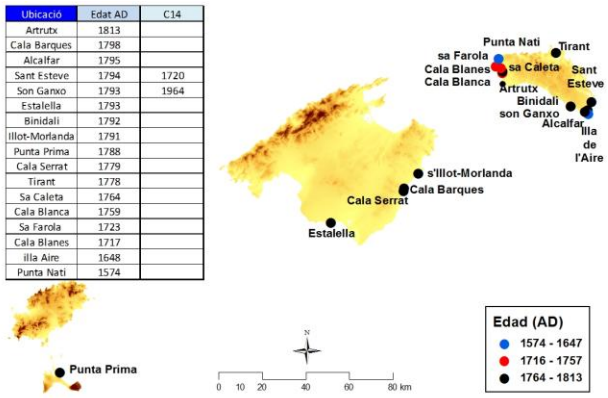


FIGURA 2.*Valores del Transport Figure en las áreas estudiadas*

Cinco de los bloques analizados presentan fauna marina. Son bloques arrancados de la zona sumergida y depositados sobre el acantilado. El bloque de Sant Esteve (SE de Menorca) se encuentra a unos 19 m de la línea de costa y 1 m s.n.m, con un peso de 43,15 T se ha datado por ^{14}C en el 1720AD. Otro bloque en Son Ganxo corresponde a un fragmento de muesca litoral (*wave-cut notch)* y la datación por ^{14}C le atribuye una edad de 1964AD.

Para saber la edad de sedimentación de los bloques se han realizado dataciones mediante la tasa de disolución cárstica de *gnammas* (*panholes or solution pans*) postdeposicionales, estimada en 0,3 mm/a (Emery, 1946; Gómez-Pujol et al., 2002). Se han datado varios bloques (entre 4 y 30) en 17 localidades. Se trata de bloques situados en la zona de spray que muestran edades promedio entre 1574 y 1813 AD, aunque 13 de las 17 dataciones realizadas se sitúan alrededor del año 1790AD (Figura 3).



Ubicació	Edat AD	C14
Artrutx	1813	
Cala Barques	1798	
Alcalfar	1795	
Sant Esteve	1794	1720
Son Ganxo	1793	1964
Estalella	1793	
Binidali	1792	
Illot-Morlanda	1791	
Punta Prima	1788	
Cala Serrat	1779	
Tirant	1778	
Sa Caleta	1764	
Cala Blanca	1759	
Sa Farola	1723	
Cala Blanes	1717	
illa Aire	1648	
Punta Nati	1574	

FIGURA 3. Situación y edades de las localidades datadas por *cocons*

En la localidad de St. Esteve (Menorca) se pudo datar un organismo incrustante de un bloque con ^{14}C, dando una edad más joven de 1720AD. Si la comparamos con las edades obtenidas en la misma localidad a partir de la disolución de las *gnammas* (Figura 3), observamos unos resultados coherentes. Asismismo la correlación de las dataciones de bloques con datos de registros documentales de terremotos y tsunamis asociados (Fontseré, 1918; Martínez-Solares, 2001; Silva y Rodríguez, 2014) dan consistencia al conjunto de la cronología.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se propone un modelo evolutivo de acantilados de entre 7 y 8 m de altura afectados por tsunamis diferenciando varios episodios (Figura 5):

• Episodio A: el acantilado se presenta con paredes verticales desde la cornisa al nivel del mar, configurándose como una plataforma tabular ligeramente inclinada hacia el mar.

• Episodio B: un primer tsunami sobre la costa da como resultado el arranque de bloques de la cornisa de los acantilados, a favor de la fracturación, condicionados por juntas. Este primer evento da lugar a la creación de un primer cordón imbricado asociado a la cornisa como área fuente (Figura 4).

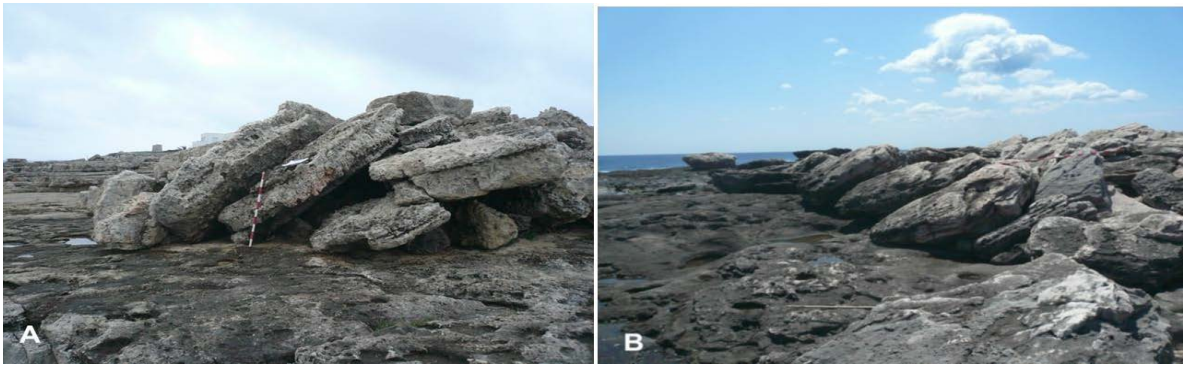


FIGURA 4. A) Bloques imbricados en Alcaufar (SE de Menorca); B) Cordón de bloques imbricados en Sant Esteve (SE de Menorca)

• Episodio C: un nuevo tsunami sobre la misma costa da lugar al arranque de un nuevo estrato y el desplazamiento de bloques subaéreos, ya existentes, hacia el interior. El resultado de este episodio es la creación de diferentes campos de denudación o áreas fuente asociadas a los bloques trasladados. Sobre éstos bloques y las plataformas de denudación se empiezan a dar procesos de disolución kársticas (*gnammas*), así como a removilizaciones de pequeños fragmentos de bloques o de sedimento.

• Episodio D: un nuevo evento afecta la costa dando lugar a la creación de dos cordones imbricados en la zona más cercana a la cornisa. A medida que los eventos se dan sobre la costa rocosa ésta pierde altura en su contacto de la cornisa con el mar. En este episodio se observan vuelcos y/o presencia de bloques subredondeados que podrían estar asociados a grandes tormentas, las cuales sólo se manifiestan como bloques aislados sin estructuras bien definidas.

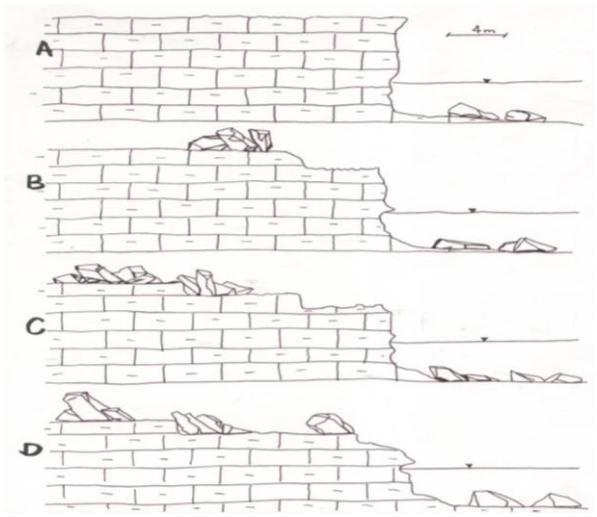


FIGURA 5. Propuesta del modelo evolutivo de una costa rocosa sometida a diferentes episodios de tsunami.

De acuerdo con los resultados obtenidos con los diferentes métodos de datación utilizados, nos movemos en edades entre 1574 y 1813. En Menorca se han detectado cinco eventos situados entre 1600 y 1750, mientras que en Mallorca se encuentran entre 1750 y 1850. El hecho de no haber encontrado bloques datables anteriores al s. XVI puede atribuirse tanto a causas naturales como antrópicas, tales como:

1. Los tsunamis más recientes de mayor magnitud retrabajan los depósitos anteriores y son los que finalmente se han datado.
2.- El grado de antropización reciente de la costa balear, focalizada en el uso turístico ha dado lugar a la desaparición o alteración de numerosos restos de bloques.

En definitiva, los grandes bloques que se encuentran sobre las terrazas litorales del SE de las Baleares, lejos que cualquier escarpe, provienen de los flujos producidos por tsunamis generados por la actividad sísmica en el N de Argelia. Tanto su situación sobre acantilados de altura superior al nivel del oleaje máximo registrado, como su tamaño, su orientación, su imbricación o su distancia al cantil de los acantilados explican dicho origen. Además, la concordancia entre las dataciones efectuadas y los eventos históricos registrados confirman tal interpretación.

Probablemente corresponden al último evento tsunamítico de grandes proporciones registrado en las Islas Baleares, coetáneo con el de Lisboa y recogido en crónicas históricas, aunque también registran eventos menores posteriores y en algunos casos, el retrabajamiento posterior por temporales de grandes magnitudes y más recientes.

AGRADECIMIENTOS

Esta presentación se ha realizado gracias al apoyo financiero del Proyecto CHARMA (MINECO, Ref.: CGL2013-40828-R).

REFERENCIAS

Álvarez-Gómez, J. A., Aniel-Quiroga, I.., González, M., Otero 2011. The impact of tsunamis on the Island of Majorca induced by North Algerian seismic sources. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19:367-383. Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources. Natural Hazards and Earth System Sciences, 11, 227-240

Cañelles, B., 2010. Long-term extreme wave height events in the Balearic Sea: characterization,variability and prediction. Tesis doctoral, Universitat de les Illes Balears 71 pp.

Emery, K. O. 1946. Marine solution basins. Journal of Geology, 54: 209-228.

Engel, M. y May, S. M. 2012. Bonaire's boulder fields revisited: Evidence for Holocene tsunami impact on the Lee-ward Antilles. *Quaternary Science Reviews*, 54, 126-141.

Pignatelli, C., Sanso, P. y Mastronuzzi, G. 2009. Evaluation of tsunami flooding using geomorphologic evidence. *Marine Geology*, 260, 6-18.

Roig-Munar, F. X. 2016. Blocs de tempesta i tsunami a les costes rocoses de les Illes Balears. Anàlisi geomorfològica i morfomètrica. *Tesi doctoral*. Departament de Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona. 410 pp.

Roger, J. y Hébert, H. 2008. The 1856 Djiielli (Algeria) earthquake and tsunami source parameters and implications for tsunami hazard in the Balearic Islands. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 721-731.

Schefers, A. y Kelletat, D. 2003. Sedimentologic and geomorphic tsunami imprints worldwide - a review. *Earth-Science Review*, 63, 83-92.

Uso del ángulo de vuelco en la predicción temporal de desprendimientos de rocas

Use of toppling angle to rockfall temporal prediction

M. J. Royán[1], J. M. Vilaplana[1] y A. Abellán[2]

1 Grupo RISKNAT. Dpt. Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. C/Martí i Franquès S/N 08028 Barcelona. m.royan@ub.edu
2 Risk analysis group, Institut des sciences de la Terre (ISTE), Faculté des Géosciences et de l'Environnement, Université de Lausanne, Géopolis, 1015, Lausanne, Switzerland.

Resumen: El 3 de diciembre de 2013 ocurrió en el área de estudio piloto del escarpe de Puigcercós (Lleida, Catalunya) el mayor desprendimiento de todos los que se habían detectado desde el inicio del monitoreo LiDAR que se lleva a cabo desde noviembre de 2007. Dicho desprendimiento, de 1093 m^3 de volumen, se caracterizó por la caída conjunta de cuatro áreas afectadas por roturas del tipo vuelco. En el presente trabajo se evalúa el uso de la evolución de los ángulos de dichos vuelcos para la predicción temporal de los desprendimientos de rocas afectados por este tipo de rotura. Así, se ha podido estimar un intervalo de días en los que el desprendimiento era más probable para tres de las cuatro áreas desprendidas, y que coinciden con el día del desprendimiento. Además se concluye, que en este tipo de movimientos, el uso de los datos de ángulos son más fiables para la predicción temporal que los datos de desplazamientos superficiales.

Palabras clave: LiDAR, monitoreo, desprendimientos de rocas, predicción, vuelco.

Abstract: *On December 3, 2013 occurred the biggest rockfall ever recorded in the pilot study area of Puigcercós scarp (Lleida, Catalonia) since the start of LiDAR monitoring on November 2007. This event, with a volume of 1093 m^3, was characterized by a combined fall of four areas affected by toppling failure mechanism. In this work the use of the evolution of toppling angles to temporal prediction of toppling failures is evaluated. Thus, a correct interval of most probably days for rockfall occurrence in three of the four detached areas have been estimated. In conclusion, the use of toppling angle data in this kind of failures are more reliable to temporal prediction that the superficial displacement data.*

Key words: *LiDAR, monitoring, rockfalls, prediction, toppling.*

INTRODUCCIÓN

La predicción de los desprendimientos de rocas, y de los movimientos de masa en general, es uno de los retos presentes más importantes dentro de los estudios sobre riesgos geológicos. La predicción, tanto espacial como temporal, de los desprendimientos de rocas es posible gracias a la rotura progresiva de las masas rocosas inestables. Esta rotura progresiva produce desplazamientos superficiales que pueden ser detectados y monitoreados (Zvelebill y Moser, 2001; Crosta y Agliardi, 2003; Rose y Hungr, 2007; Abellán et al. 2010). La predicción espacial de los desprendimientos, es decir, la predicción del lugar donde tendrá lugar un evento futuro es ya un hecho en la actualidad (Oppikofer et al. 2009; Abellán et al. 2010; Royán et al. 2014; Kromer et al. 2015). Sin embargo, una predicción temporal exacta de los desprendimientos es compleja y requiere de una serie temporal de datos mucho más larga y completa. Un método muy utilizado en la bibliografía para estimar el momento de ocurrencia de los desprendimientos es el del inverso de la velocidad (1/v) propuesto por Fukuzono (1985). Dicho método está basado en la evolución exponencial de los desplazamientos superficiales de las zonas inestables, y relaciona la velocidad de aumento de este desplazamiento con el tiempo de caída.

La aparición de sensores remotos terrestres, como GBInSAR o LiDAR Terrestre, han permitido el monitoreo superficial de las masas rocosas inestables de una manera más segura, hecho que ha posibilitado la obtención de largas series temporales con una precisión suficiente. En este sentido, el área de estudio piloto de Puigcercós (Abellán et al. 2010; Royán et al. 2014 y 2015) (figura 1a) intensamente monitoreada y analizada desde el año 2007 hasta la actualidad con un instrumento LiDAR Terrestre, se ha mostrado como un área de estudio idónea para la creación de metodologías de predicción espacial y temporal basadas en este tipo de datos. Dicho escarpe se caracteriza por una alta frecuencia de desprendimientos (una media de 450 desprendimientos al año) con magnitudes comprendidas entre $1 \cdot 10^{-3}$ y $1 \cdot 10^{3}$ m^3 (Royán 2015; Blanch et al., en este volumen). Con menor frecuencia ocurren desprendimientos de masas rocosas que

pueden llegar a superar los 1000 m^3 de volumen desprendido (Royán et al. 2015). Estos grandes movimientos se caracterizan por una rotura progresiva del tipo vuelco que en algunos casos ha llegado a alcanzar 50 cm de desplazamiento acumulado (Royán et al. 2015). El 3 de diciembre de 2013 ocurrió el mayor desprendimiento de todos los acontecidos durante todo el periodo de monitoreo del escarpe. Este evento, detectado mediante un sistema continuo de monitoreo fotográfico, ha sido analizado recientemente en Royán et al. (2015) y estuvo compuesto por la caída conjunta de 4 áreas inestables (detectadas a partir de desplazamientos precursores) (figura 1b, c y d) caracterizadas por roturas tipo vuelco, y por un volumen desprendido de 1093 m^3. El objetivo de este trabajo será evaluar el uso de la evolución del ángulo de vuelco de dichas áreas inestables para la predicción temporal de su desprendimiento.

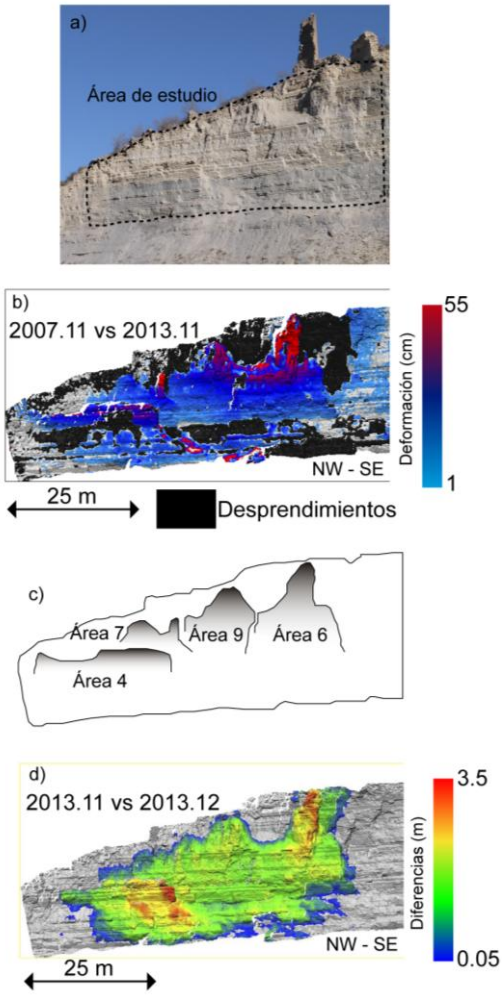


FIGURA 1. *a) Área de estudio del escarpe de Puigcercós. b) Deformación acumulada detectada en el área de estudio entre noviembre de 2007 y noviembre de 2013, periodo previo al desprendimiento de diciembre de 2013. En negro se observan los desprendimientos acumulados hasta noviembre de 2013. c) Esquema de las 4 áreas deformadas que se observan en b y nombradas según Royán et al. (2014). d) Diferencias entre las nubes de puntos de noviembre y diciembre de 2013 donde se observa el desprendimiento ocurrido el 3 de Diciembre.*

METODOLOGÍA

La metodología empleada en este trabajo está basada en la comparación multitemporal de nubes de puntos LiDAR. Para ello se posee de una serie de datos LiDAR del escarpe de Puigcercós constituida por 22 nubes de puntos adquiridas entre noviembre de 2007 y diciembre de 2013 que hacen un total de 2217 días de monitoreo. Una vez alineadas y comparadas las distintas nubes de puntos respecto a la de referencia (noviembre 2007) se pueden reconocer los cambios acumulados ocurridos en el escarpe, bien desprendimientos de rocas o bien desplazamientos precursores (figura 1b). Este estudio se centra en las 4 grandes masas rocosas que se estaban desplazando y que dieron lugar al gran evento del 3 de diciembre de 2013 (figura 1b y c). Las áreas serán nombradas siguiendo el criterio utilizado en Royán et al. (2014). Así, una vez reconocidas estas 4 áreas en todas las nubes de puntos de la serie temporal gracias a los valores de desplazamiento, se realiza el siguiente proceso basado en el expuesto por Oppikofer et al. (2009): a) selección de la parte de las nubes de puntos correspondiente solo a las áreas deformadas por separado; b) alineación de éstas áreas para obtener la matriz de roto-traslación. Dicha matriz reconstruye tanto el valor de rotación del bloque desplazado como la traslación que ha sufrido éste. Este paso se ha realizado 3 veces con configuraciones diferentes para la alineación con el fin de valorar la incertidumbre de los valores de grado de vuelco. c) Aplicación de las ecuaciones descritas por Oppikofer et al. (2009) para el cálculo de los grados de rotación desde un plano vertical de los bloques. Los pasos a) y b) han sido realizados con el software Polyworks, mientras que el paso c) ha sido programado en lenguaje Matlab. La metodología expuesta se realiza para cada una de las 4 áreas inestables y en toda la serie de datos.

Una vez obtenido un ángulo de vuelco acumulado entre cada adquisición y la de referencia, puede ser observada la evolución de estos a lo largo del tiempo. Con el fin de valorar la capacidad de predecir temporalmente los desprendimientos de éstos ángulos y realizar una estimación del momento de caída de las distintas áreas ha sido aplicado en método 1/v (Fukuzono, 1985) con los valores de velocidad de los ángulos de vuelco.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la figura 2 se representa la evolución de los grados de vuelco respecto al tiempo. En ella se puede observar el patrón de evolución exponencial que representa las fases secundaria y terciaria de los *creeps* de rotura de las áreas inestables. La incertidumbre de estos valores es mayor en el área 4 y además en esta área es más difícil reconocer el patrón exponencial de la evolución del vuelco. Este patrón de evolución concuerda con el observado en la evolución de valores de desplazamiento (Royán et al. 2014 y 2015). Este

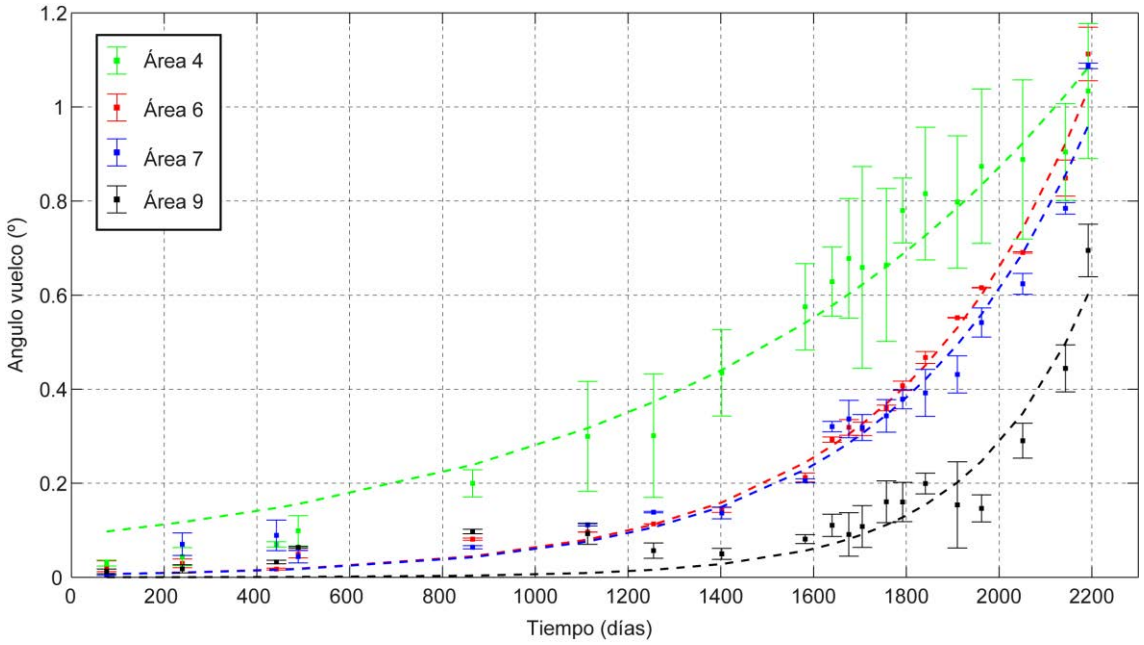


FIGURA 2. *Diagrama de la evolución del ángulo de vuelco respecto al tiempo para las 4 áreas inestables analizadas.*

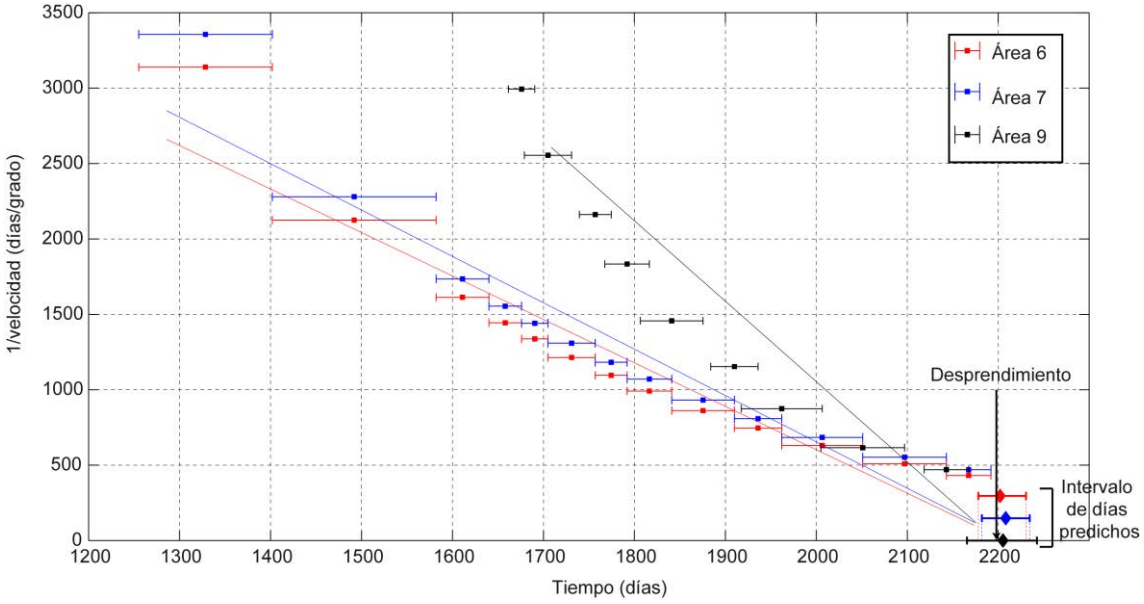


FIGURA 3. *Diagrama del análisis 1/v para la estimación de los días más probables de ocurrencia del desprendimiento para las áreas 6, 7 y 9.*

resultado era esperable ya que los desplazamientos superficiales son producto directo del aumento de los ángulos de vuelco.

En tres de las cuatro áreas (áreas 4, 6 y 7) el ángulo acumulado previo a la caída fue similar (~1.1º). Este resultado puede tener especial relevancia en el futuro ya que se puede considerar como un valor umbral de alerta para todas las áreas inestables. A diferencia que los valores de desplazamiento, que dependen de la altura del bloque y son característicos de cada una de las áreas, los ángulos son comunes en todas ellas lo que aumenta la precisión en la comparación del estado de inestabilidad de cada una de las áreas. Además, en el caso de los datos LiDAR, existía la incertidumbre de la posición en la que se eligen los valores de deformación para observar su evolución respecto al tiempo y realizar estimaciones de la predicción temporal. En el caso del uso de los ángulos de vuelco, estos son únicos para cada una de las áreas lo cual aumenta también la precisión respecto a las medidas de los valores de desplazamiento.

En la figura 3 se ha realizado el análisis 1/v con los valores de velocidad angular de los vuelcos. Éste análisis ha sido realizado solo con la parte de la serie de datos correspondiente a la fase terciaria de la evolución de la inestabilidad, en concordancia con Fukuzono (1985), y para las áreas 6, 7 y 9 por ser aquellas en las que más claramente era reconocible ésta tercera fase. Hay que mencionar, que debido a la baja resolución temporal de los datos LiDAR (105 días de

media entre adquisiciones de datos) la estimación del momento de la caída no puede ser diaria, si no que indicará un intervalo de tiempo en el cual el desprendimiento es más probable. Los intervalos de días predichos por el análisis realizado son entre los días 2178 y 2230 para el área 6, entre los días 2182 y 2234 para el área 7, y entre los días 2164 y 2243 para el área 9. El día exacto del desprendimiento (obtenido mediante el sistema de monitoreo fotográfico descrito en Royán et al. 2015) fue el 2198, así que los resultados muestran la correcta predicción temporal de éste en las tres áreas analizadas.

CONCLUSIONES

El hecho de que el ángulo de vuelco sea único para cada área inestable caracterizada por roturas de este tipo, lo hace más preciso e idóneo que los valores de desplazamientos superficiales en los monitoreo con instrumentos LiDAR Terrestre, ya que pueden perder precisión debido a artefactos en las nubes de puntos, como la vegetación, y a su alta variabilidad. La metodología aquí expuesta se presenta como prometedora para la predicción temporal de los desprendimientos de rocas, aunque actualmente el día exacto de la caída no haya podido ser predicho. Con este fin, el aumento de la resolución temporal de los datos LiDAR se presenta como algo fundamental en el futuro.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo presentado aquí se ha financiado gracias al proyecto CHARMA (referencia CGL2013-40828-R) del Ministerio de Economía y Competitividad.

REFERENCIAS

Abellán, A., Calvet, J., Vilaplana, J. M., Blanchard, J. (2010): Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring, Geomorphology, 119, 162–171.

Blanch, X., Royán, M.J., Guinau, M. (en este volumen): Análisis de la evolución de desprendimientos a partir de datos LiDAR en el escarpe de Puigcercós (Pallars Jussà – Cataluña).

Crosta, G. B., Agliardi, F. (2003): Failure forecast for large rock slides by surface displacement measurements, Can. Geotech. J., 40(1), 176–191.

Fukuzono, T. (1985): A new method for predicting the failure time of a slope, in IVth International Conference and Field Workshop on Landslides, Tokyo.

Kromer, R. A., Hutchinson, D. J., Lato, M. J., Gauthier, D., Edwards, T. (2015): Identifying Rock Slope Failure Precursors Using LiDAR for Transportation Corridor Hazard Management, Eng. Geol., 195, 93–103.

Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Blikra, L., Derron, M., Metzger, R. (2009): Characterization and monitoring of the Aknes rockslide using terrestrial laser scanning, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 9, 1003–1019.

Rose, N. D., Hungr, O. (2007): Forecasting potential rock slope failure in open pit mines using the inverse-velocity method, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 44, 308–320.

Royán, M. J., Abellán, A., Jaboyedoff, M., Vilaplana, J. M., Calvet, J. (2014): Spatio-temporal analysis of rockfall pre-failure deformation using Terrestrial LiDAR, Landslides, 11, 697–709.

Royán, M. J., Abellán, A., Vilaplana, J. M. (2015): Progressive failure leading to the 3 December 2013 rockfall at Puigcercós scarp (Catalonia, Spain), Landslides, 12, 585–595.

Royán, M.J. (2015): Caracterización y predicción de desprendimientos de rocas mediante LiDAR Terrestre, Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, Noviembre 2015.

Zvelebill, J., Moser, M. (2001): Monitoring based time-prediction of rock falls: Three casehistories, Phys. Chem. Earth, Part B Hydrol. Ocean. Atmos., 26(2), 159–167.

Estudio geotécnico de un deslizamiento que ha afectado a la línea de FF.CC. convencional Castejón- Bilbao, en las proximidades de Alfaro (La Rioja)

Geotechnical study of a landslide that has affected the Conventional Railtrack Castejón-Bilbao near Alfaro (La Rioja)

L. Serrano[1] y M. Bermejo[2]

1. Jefatura de Área de Laboratorio. Subdirección de Control de Materiales. ADIF. C/ Agustín de Foxá s/n. Est. de Chamartín, 2ª planta 28036-Madrid. lserrano@adif.es. Ingeniero Geólogo. Ingeniero T. Obras Públicas. Geólogo.

2. C/ Paredes de Nava. Nº 24- 3ºA. Madrid 28017. manolobirhan@gmail.com. Geólogo. Ingeniero Geólogo. Consultor freelance.

Resumen: En el presente artículo se expone el estudio geológico-geotécnico realizado en un deslizamiento que afectó al tramo de la línea de ferrocarril Castejón - Bilbao, entre los PP.KK. 4+290 al 4+470, próximo a la localidad de Alfaro (La Rioja). Este estudio fue realizado a partir de enero de 2015 y dirigido por ADIF.

El tramo de línea estudiado está ubicado en un desmonte a media ladera, con el río Alhama situado al pie. El desmonte está excavado en materiales de la Formación Alfaro (Terciario. Mioceno. Aquitaniense - Vindoboniense), constituida litológicamente por lutitas con niveles de areniscas. Bajo ella aparecen materiales de la Formación Lerín (Terciario. Oligoceno. Chattiense - Aquitaniense inferior), compuesta por arcillas con niveles de yeso, calizas y areniscas.

El interés de este artículo radica en el análisis de los factores condicionantes y desencadenantes del deslizamiento, que se inició en octubre de 2010, fecha en la que se detectan los primeros movimientos en la vía, así como en los resultados obtenidos en la campaña geológico-geotécnica realizada en 2015, las medidas de estabilización ejecutadas en base a los análisis de estabilidad realizados y la descripción del mecanismo de rotura propuesto para el deslizamiento.

Palabras clave: infraestructura, geotecnia, deslizamiento, estabilidad, taludes.

Abstract: *This article shows the geological and geotechnical study of a landslide that affected a section of the conventional railtrack Castejón-Bilbao, between PP.KK. 4+290 to 4+470, near the town of Alfaro, in La Rioja. This research was carried out in 2015 and was managed by ADIF. The section of the studied railtrack is located in a cut, along a mid-slope, with the river Alhama at the foot. The trench is excavated in materials of Alfaro Unit (Tertiary Period. Miocene. Aquitanian - Vindobonensis), lithologically constituted by lutites with sandstone beds. Beneath it appear materials of Lerín Unit (Tertiary Period. Oligocene Epoch. Chattian - Lower Aquitanian), composed of clays with gypsum beds, limestones and sandstones. The interest of this article is to analyze the determinants and triggers of the landslide, that started in October 2010, when the first movements were detected on the railtrack, as well as the results of the geological and geotechnical campaign carried out in 2015 and the stabilization measures implemented, based on the stability analysis carried out and the description of the proposed failure mechanism for the landslide.*

Key words: *infrastructure, geotechnics, landslide, stability, slopes*

.

INTRODUCCIÓN

En el presente artículo se presenta el estudio geotécnico del deslizamiento que afecta al tramo entre los PP.KK. 4+290 y 4+470 de la línea de ferrocarril Castejón – Bilbao, que fue realizado entre diciembre de 2014 y abril de 2015.

El tramo de línea de FF.CC. estudiado es una trinchera en media ladera cuya geometría original se muestra en la figura 2, con el río Alhama en su pie. El desmonte se ha excavado en materiales de la denominada Formación Alfaro (Terciario. Mioceno. Aquitaniense – Vindoboniense), compuesta por lutitas con niveles de areniscas. El terraplén, se compone de materiales extraídos del desmonte y posteriormente compactados. La coronación del talud izquierdo presenta depósitos de terraza holocenos, compuestos por gravas, arenas y limos y vertidos antrópicos. Sobre ella se ha construido una nave industrial de una empresa de geotermia.

Problemática existente: Entre los PP.KK. 4+290 y 4+469 de la línea de FF.CC. Castejón de Ebro–Bilbao, se ha producido un deslizamiento que ha originado problemas en la plataforma ferroviaria, tales como desnivelaciones y defectos de alineación acusados. Debido a la magnitud del deslizamiento hay riesgo de que se produzca un corte de la línea de FF.CC., por lo que se realiza una campaña geotécnica, para conocer su geometría, profundidad, velocidad, y determinar las medidas más eficaces para su estabilización.

ENCUADRE GEOLÓGICO REGIONAL

La zona de estudio se sitúa en el sector oriental de la Cuenca Terciaria del Ebro, y se caracteriza por la presencia de depósitos continentales terciarios

formados por yesos y arcillas, y en menor proporción areniscas y calizas.

Desde el punto de vista tectónico, tanto estos materiales como los cuaternarios están afectados por un sistema de pliegues de dirección ONO–ESE, de origen halocinético, dando deformaciones características en la zona. El área de estudio se sitúa en el flanco SO del Anticlinal de Arguedas de dirección NO–SE, presentando un núcleo yesífero diapírico muy replegado. Hacia el Este, debido a la desaparición progresiva de los yesos, el anticlinal también desaparece en una terminación periclinal.

ESTRATIGRAFÍA

La zona de estudio abarca litologías de edades comprendidas entre el Terciario y el Cuaternario. Los materiales mesozoicos aparecen al sur, dentro del flanco SO del anticlinal de Arguedas, presentando litologías de edades entre el Oligoceno Superior (Chatiense) y el Mioceno (Vindoboniense). Todos ellos están cubiertos por depósitos de materiales cuaternarios de distinta génesis (figura 1). A continuación se describen los materiales terciarios y cuaternarios continentales implicados en el deslizamiento.

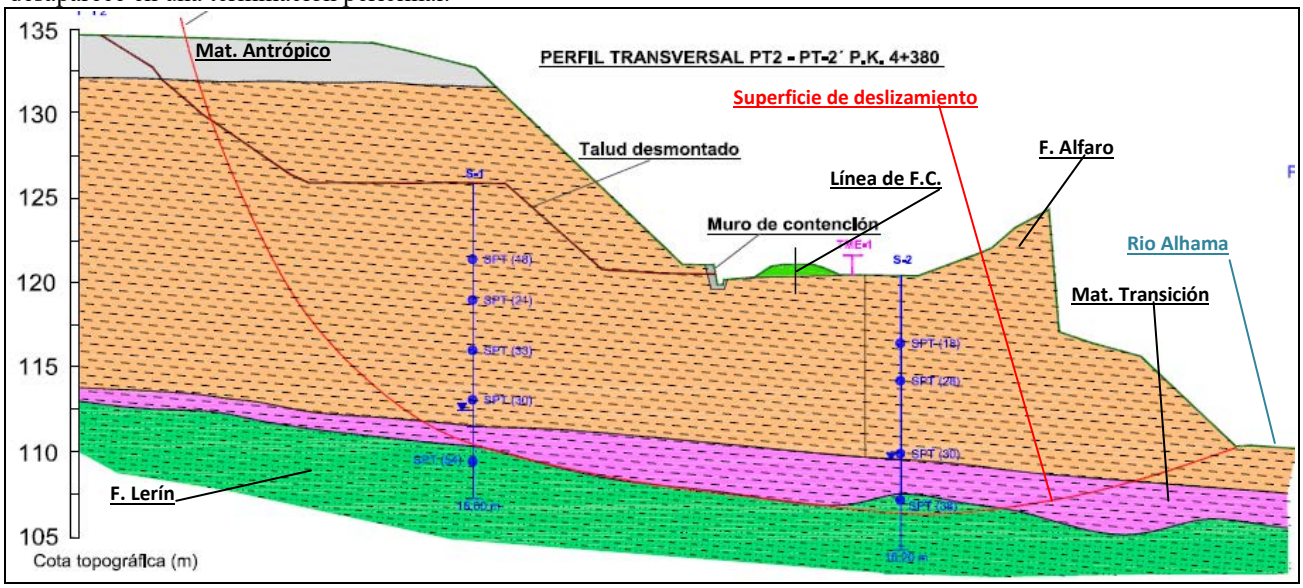


FIGURA 2. Perfil geológico en el PP.KK. 4+380. Autores: Serrano L. & Bermejo M.

Formación Lerín. Oligoceno. Chattiense – Aquitaniense inferior. Se considera básicamente yesífera, con tramos arcillosos, entre los cuales se producen continuos cambios de facies. Los tramos yesíferos se disponen en capas milimétricas o centimétricas con juntas arcillosas o limosas. Aparecen capas de color blanco y aspecto sacaroideo y en ocasiones niveles de halita.

Formación Alfaro. Mioceno. Aquitaniense Superior – Vindoboniense. Se caracteriza por su color rojizo y predominancia de limos y arcillas con intercalaciones de niveles de areniscas y microconglomerados ocasionales. Situada sobre la Formación Lerín, es en la que se ha desarrollado el deslizamiento estudiado.

Materiales de transición. Formación Alfaro – Formación Lerín. Mioceno. Se les ha atribuido, propiedades mixtas entre las formaciones anteriores. Es sobre esta unidad donde se localiza la superficie de deslizamiento en ambos sondeos (figura 3).

Cuaternario. Bien representado en el área de estudio. El río Ebro y sus afluentes principales, Arga y Alhama, han desarrollado un sistema de terrazas antiguas y una llanura aluvial bien desarrollada. De más antiguo a más moderno aparecen en la zona de estudio los siguientes depósitos cuaternarios: depósitos de glacis del Pleistoceno, nivel de terraza alta del Pleistoceno, nivel de terraza baja del Holoceno, depósitos aluviales actuales y sedimentos antrópicos, ambos del Holoceno.

HIDROGEOLOGÍA

La **hidrología** de la zona está condicionada por el cauce del río Alhama, que discurre por la base del terraplén con trazado meandriforme. Su acción erosiva ha originado el desplome de un muro de contención y otros elementos de protección de la línea, así como el desprendimiento reciente de tierras entre los PP.KK. 4+320 y 4+445, en la parte posterior del talud derecho de la traza. Transversal al río Alhama, el deslizamiento está delimitado por los cauces de los barrancos del Putete (PP.KK. 4+290) y del Cementerio (PP.KK. 4+470), que desaguan al mismo por la derecha, y que han sido colmatados durante décadas por vertidos antrópicos, realizándose su acondicionamiento posterior por la Confederación Hidrográfica del Ebro.

En relación a la **hidrogeología**, no existen en la zona acuíferos de interés, excepto los depósitos de llanura de inundación aluvial de los ríos Alhama y Ebro. Los materiales terciarios suelen presentar muy baja permeabilidad, sobre todo los niveles arcillosos de la Formación Alfaro, aunque los niveles de

composición más limosa y detrítica de arenisca presentan mayor permeabilidad. El nivel de base impermeable lo constituyen los materiales de la Formación Lerín, que pueden presentar mayor permeabilidad en los metros superficiales en su transición con la Formación Alfaro.

Uno de los aspectos que mayor influencia han tenido en la génesis del deslizamiento, son los barrancos del Putete y del Cementerio, obstruidos por vertidos antrópicos, cuyo deficiente drenaje superficial, a pesar de las obras de acondicionamiento realizadas en sus cauces, ha hecho que las aguas de escorrentía se dirijan a la explanada de la cabecera del deslizamiento, donde se infiltran en el terreno pasando al régimen subterráneo. Allí se incorporan a los materiales terciarios de la formación Alfaro, bastante impermeables, pero con niveles de composición limo–arenosa y niveles de areniscas de mayor permeabilidad, que posibilitan su saturación.

INVESTIGACIÓN REALIZADA

El estudio requirió hacer una serie de investigaciones geotécnicas, cuya situación se observa en la figura 3, que se describen a continuación:

Prospección geofísica. Ejecución de cinco perfiles de tomografía eléctrica. Las resistividades entre 20 y 500 Ω x m (v*alores bajos y medios),* asimilables a rellenos antrópicos (unidad VA) y a terreno movilizado de la formación Alfaro (unidad FA) (< cohesión y > porosidad). Los de menor resistividad corresponden a facies de mayor contenido en material fino y humedad (arcillas saturadas). En profundidad se asocian a niveles de areniscas o de la formación Lerín (Unidad LE). Con resistividad entre 5 y 40 Ω x m (*Valores muy bajos),* se asocian a materiales arcillosos de humedad elevada de la formación Alfaro (unidad FA), dentro de los cuales, los de menor resistividad (5 a 10 Ω x m) corresponden a facies saturadas .

Calicatas mecánicas. Se excavaron dos calicatas en cabecera del talud. Sobre la formación Alfaro apareció un vertido antrópico de composición heterogénea y de 1,80 a 2,0 m de espesor.

Sondeos: Se perforaron dos sondeos geotécnicos (S-1 de 18,60 m y S-2 de 16,20 m de profundidad), y se instaló en ellos tubería inclinométrica.

Instrumentación. En ambos inclinómetros se tomaron tres lecturas (entre enero y abril de 2015), indicaron un movimiento perpendicular a la línea férrea a una profundidad 15,5 m en el S-1 y de 14,0 m en el S-2. Las velocidades de desplazamiento obtenidas fueron respectivamente de 0,18 mm/día (65,7 mm / año) y de 0,29 mm/día (107,8 mm / año).

Ensayos de laboratorio. Han permitido caracterizar geotécnicamente las formaciones litológicas.

Formación Alfaro: se clasifica como CL (en ocasiones SC y GC, según USCS). Densidad seca media de 1,82 gr/cm^{3,} la densidad natural de 2,18 gr/cm^3. Humedad natural media de 18,39%. Resistencia a compresión simple R.C.S= 3,33 kg/cm^2. Golpeo del N_{30SPT} = 26–27. Del corte directo CD (con consolidación y drenaje) se obtiene una cohesión efectiva c´= 0,18 kg/cm^2 y un ángulo de rozamiento interno efectivo Φ´= 22º-23º.

Formación Lerín: se clasifica como CL. Densidad seca media es 1,71 gr/cm^3 y la densidad natural 2,09 gr/cm^3. Humedad natural media es del 20,45%. Resistencia a compresión simple R.C.S= 2,12 kg/cm^2. Golpeo del N_{30SPT}= 51. Ensayo de corte directo CD (con consolidación y drenaje), cohesión efectiva c´= 0,26 kg/cm^2, ángulo de rozamiento interno efectivo Φ´= 26º-27º.

ÁNALISIS DE ESTABILIDAD

Se han realizado análisis de estabilidad de la ladera con el programa Slide (v.05 y v.06), en dos perfiles tipo situados en los PP.KK. 4+380 y PP.KK. 4+450. Para establecer las propiedades de las formaciones implicadas se hizo un análisis retrospectivo (*back analysis*) hasta alcanzar la condición de equilibrio límite FS= 1. Los resultados de estos análisis figuran en la tabla 1.

PERFIL	TIPO DE ANÁLISIS	FS	PROF. TIPO ROTURA	PARAM. GEOTEC.
4+380	SITUACIÓN INICIAL (Equilibrio límite. *Back Analysis*)	1,00	14 – 15 m Circular – translacional	**VA:** ρ_s =1,65 g/cm^3 ρ_{ap} =1,90 g/cm^3 c = 0,10 kp/cm^2 / ϕ = 25º **FA:** ρ_s =1,8 g/cm^3 ρ_{ap} =2,18 g/cm^3 c = 0,1 kp/cm^2 / ϕ = 22º **FT:** ρ_s =1,7 g/cm^3 ρ_{ap}=2,0 g/cm^3 c = 0,09 kp/cm^2 / ϕ = 11º **FL:** ρ_s =1,7 g/cm^3 ρ_{ap}=2,0 g/cm^3 c = 0,25 kp/cm^2 / ϕ = 24º
	SITUACIÓN INICIAL (Equilibrio límite)	1,00	15,00 Circular	
	LADERA DESMONTADA (Solución 1)	1,14	14 – 15 m Circular – translacional	
	ESCOLLERA AL PIE DEL TALUD (Solución 2)	1,24	14 – 15 m Circular – translacional	
4+450	SITUACIÓN INICIAL (Equilibrio límite)	1,00	11 – 12 m Circular	**VA:** ρ_s =1,65g/cm^3 ρ_{ap}=1,8 c = 0,1 kp/cm^2 / ϕ =32º. **TE:** ρ_s = 1,65 g/cm^3 ρ_{ap}=1,8 g/cm^3 c=0,1kp/cm^2 / ϕ = 32º **ES:** ρ_s = 2,0 g/cm^3 ρ_{ap}=2,1g/cm^3 c = 0,15kp/cm^2 / ϕ = 45º. **FA:** ρ_s =1,8 g/cm^3 ρ_{ap}= 2,18g/cm^3 c=0,10 kp/cm^2 ϕ = 18º **F.T:** ρ_s =1,7 g/cm^3 ρ_{ap}= 2,0 c = 0,15 kp/cm^2 ϕ = 20º **F.L.:** ρ_s = 1,7 g/cm^3 ρ_{ap}= 2,00 g/cm^3 c = 0,25 kp/cm^2 / ϕ = 24º
	LADERA DESMONTADA (Solución 1)	1,34	11 – 12 m Circular	
	ESCOLLERA AL PIE DEL TALUD (Solución 2)	1,46	11 – 12 m Circular	

TABLA 1. Factores de seguridad obtenidos para distintos supuestos. VA: Vertido antrópico. FA: Formación Alfaro. FL: Formación Lerin. FT: Formación transición. TE: Terraplén. ES: Escollera

Como resultado de estos análisis se propuso ejecutar en torno al perfil del PP.KK. 4+380 una solución consistente en movimiento de tierras junto con retaluzado y un muro de escollera en el pie. En dicha solución se obtuvo un FS= 1,243, que se considera suficiente en el medio y largo plazo para la estabilización definitiva de la ladera (figura 2).

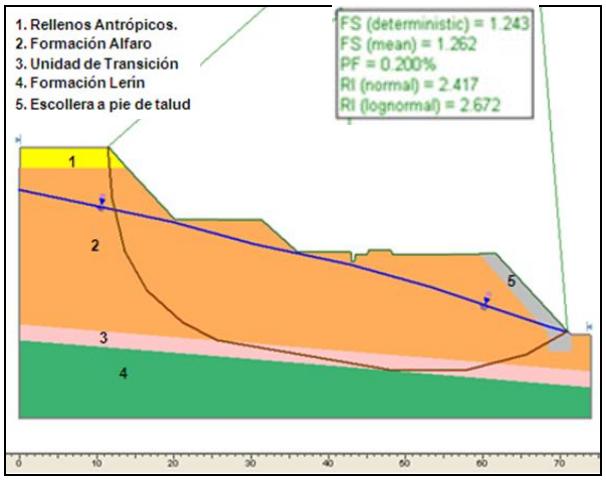


FIGURA 2. Análisis de estabilidad realizado en el PP.KK. 4+380, tras el movimiento de tierras recomendado y la escollera al pie del terraplén. F.S. = 1,243. Autores: Serrano L. & Bermejo M.

DESCRIPCIÓN GEOMÉTRICA DE LA ROTURA

El deslizamiento se supone circular-translacional en el PP.KK. 4+380, pero no se descarta una geometría circular en otras zonas de la masa movilizada. Se desarrolla en la Formación Alfaro, afectando también al material de transición entre las formaciones Alfaro y Lerín. El fenómeno provoca descompresión en los materiales limítrofes a la zona afectada favoreciendo el desarrollo de nuevos procesos de inestabilidad en los laterales y la cabecera. El espesor máximo de material movilizado es de unos 14 - 15 m bajo la vía y presenta un escarpe en cabecera bien diferenciado. El volumen de material movilizado se estima en 170.625 m^3.

FACTORES CONDICIONANTES Y DESENCADENANTES DE LA INESTABILIDAD

Los factores con mayor influencia en el proceso de inestabilidad estudiado se describen a continuación:

Factores antrópicos. La modificación por causas antrópicas de las condiciones hidrogeológicas naturales del terreno se considera un factor condicionante, al que han contribuido los vertidos en los barrancos del Putete y del Cementerio y las inyecciones realizadas por la empresa de geotermia en cabecera del deslizamiento.

Condiciones geomorfológicas. La ladera natural que limita el cauce del río Alhama presenta inclinación elevada (entre 50º y vertical) y la acción erosiva de éste en la zona del meandro condiciona su estabilidad en el pie del deslizamiento.

Características geotécnicas. Las formaciones Alfaro, Transición y Lerín, se consideran en general con comportamiento isótropo. Sin embargo, constituyen un factor condicionante al ser suelos susceptibles de generar roturas de tipo circular, o circular–translacional en el caso de existir un plano de discontinuidad que controle el movimiento en una parte del deslizamiento en profundidad. Dentro de la formación Alfaro hay niveles de arcillas con arenas y gravas que pueden actuar como niveles de debilidad. La existencia de un nivel de transición con características geomecánicas inferiores a las de la formación Alfaro (según los sondeos) puede representar ese potencial plano de deslizamiento en profundidad. Las capas margosas de la formación Lerín, considerado el sustrato estable buzando unos 5º hacia el NE, podrían ser el límite inferior del deslizamiento y el contacto con el plano de componente translacional. Los niveles más superficiales de esta formación, en contacto con la formación de transición, pueden verse afectados también por el deslizamiento.

Influencia del agua y la climatología. Se consideran factores desencadenantes del deslizamiento. El nivel freático, en las lecturas realizadas, se sitúa a unos 10,0 m de profundidad bajo la plataforma ferroviaria y a 11,0 m en la coronación del desmonte por el lado izquierdo. Este nivel se encuentra influenciado por las crecidas del río Alhama. En períodos de intensa precipitación, debido a la permeabilidad de los materiales, existe un flujo subterráneo transversal al desmonte en dirección hacia el río Alhama. En estos períodos se puede producir una saturación parcial del terreno y un aumento de la presión intersticial en los niveles arcillosos, que produce un aumento de peso y una reducción de sus propiedades resistentes frente a los esfuerzos cortantes (disminución de tensiones efectivas), favoreciendo la inestabilidad. Las grietas de tracción en cabecera del deslizamiento y las bermas existentes favorecen la infiltración de agua de lluvia, y su flujo a lo largo de la superficie de deslizamiento reduce su resistencia al corte.

REFERENCIAS

Beroiz Pi C; y Sole Sedó J; Del Valle Lersundi, J; Ramírez del Pozo, J; (1975*). Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 244 (Alfaro*). IGME, Madrid.

J. A. Vera. (2004) *Geología de España* S.G.E. (Sociedad Geológica de España) e I.G.M.E. (Instituto Geológico y Minero de España).

Ministerio de Fomento (2009). *Guía de Cimentaciones en Obras de Carretera*. . Serie Monografías. 2009.

Ministerio de Fomento (2007). *Guía para el Proyecto y Ejecución de Muros de Escollera en Obras de Carretera*. Serie Normativas.

Geochronology of the Sencelles fault scarp and its relationships with the AD 1851 Mallorca Earthquake (Baleares Islands, Spain)

Geocronología del escarpe de Falla de Sencelles y su relación con el Terremoto de Mallorca de 1851 AD, (Islas Baleares, España)

P.G. Silva[1], E. Roquero[2], T. Bardají[3], R. Pérez-López[4], M.A. Rodríguez-Pascua[4], J.L. Giner[5] and M.A. Perucha [4]

1 Dpto. Geología. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad Salamanca. 05003-Ávila. España; pgsilva@usal.es
2 Dpto. Edafología. E.T.S.I. Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, España. elvira.roquero@upm.es
3 U.D. Geología. Universidad de Alcalá. 28871-Alcalá de Henares (Madrid), España. teresa.bardaji@uah.es
4 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). C/ Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid. España; ma.rodriguez@igme.es , r.perez@igme.es
5 Dpto. Geología. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Cantoblanco. Tres Cantos. Madrid. España; jorge.giner@uam.es

Resumen: La Falla de Sencelles constituye el accidente tectónico distensivo más importante de la Isla de Mallorca asociado tentativamente al terremoto de Palma de 1851 AD (VII EMS). Su terminación SE (Segmento de Sta Eugenia) presenta un escarpe de falla en roca de un máximo de 3,15 m de altura. Los últimos 840 m del escarpe presentan un notable bandeado horizontal con hasta cinco bandas diferencialmente colonizadas por líquenes y meteorizadas. Se realiza un análisis liquenométrico basado en la medida de 125 talos de *Aspicilia calcarea* y *Aspicilia radiosa* en lápidas y monumentos funerarios fechados de los cementerios de Sta. Eugenia y Sta. María del Camí obteniéndose las curvas de crecimiento de líquenes (LGR) para la zona. Su aplicación a la muestra de líquenes de las diferentes bandas del escarpe de falla en roca indica que la banda inferior (10-13 cm) está relacionada con nivelaciones del terreno realizadas en la zona a mediados del siglo XX (c. 1956 – 1953). La segunda banda (23-47 cm) se relaciona con el Terremoto de Palma (1851 AD) ya que la aplicación de los LGR para indican fechas de exposición de 1853± 18 AD (*A. radiosa*) y 1855± 59 AD (*A. calcarea*). Los desplazamientos observados pueden relacionarse con rupturas secundarias.

Palabras clave: Falla de Sencelles, liquenometría, Terremoto de Palma 1851 AD, Mallorca, España.

Abstract: *The Sencelles fault constitutes the main extensional structure of the Mallorca Island tentatively linked to the AD 1851 Palma earthquake (VII EMS.) The SE termination of the fault (Sta. Eugenia Segment) is featured by a linear bedrock fault scarp of a maximum of 3.15 m height. The last 840 m of this rocky scarp display a significant horizontal banding, with up to five bands differentially weathered and colonized by lichens. The lichenometric analysis is based on the measurement of 125 specimens of "Aspicilia calcarea"* and "*Aspicilia radiosa" in tombstones and funerary monuments (with inscribed dates) of the cemeteries of Sta. Eugenia and Sta. María del Camí, to obtain the lichen growth rates (LGR) for the zone. The application of the resulting LGR on the banded fault scarp indicates that the basal ribbon (10-13 cm) responds to ground leveling works developed in the zone during the middle 20th century (c. 1956-1953). The second fault ribbon (23-47 cm) can be related to the AD 1851 Palma Earthquake, since LGR results here in exposure dates of 1853±18 AD (A.radiosa) and 1855±59AD (A. calcarea). The associated displacements cannot be interpreted as surface faulting, but as secondary or sympathetic ground ruptures (secondary earthquake effects).*

Key words: *Sencelles fault, lichenometry, AD 1851 Palma Earthquake, Mallorca, Spain.*

INTRODUCTION

The NE-SW Sencelles fault constitutes the main extensional structure of the Mallorca Island. It has been active from the last c. 19 Ma, with a maximum accumulated throw of 750 m constituting the southern border of the Cenozoic Inca basin (Fig. 1; Benedicto et al., 1993). Geologic and geomorphologic evidence prove its activity from Late Pliocene to Pleistocene times with a mean throw of c. 100 m for the last c. 3.0 Ma (Silva et al., 2001). Following these last authors this fault (7 km length) has a segmented nature with two main segments in its SW sector: The Sencelles segment and the Sta. Eugenia segment (Fig. 1). The last segment displays a length of c. 2.8 km between Puig Son Seguí and Sta. Eugenia and has been tentatively identified as the suspect seismic source of the AD 1851 (VII EMS) Palma Earthquake (Silva et al., 2001).

The SW termination of the Sencelles Fault is featured by a NE-SW bedrock fault scarp c. 2.8 km long and 3.15 m (maximum) high facing to the NNW (Fig. 1). The scarp is developed on Plio-Pleistocene strongly cemented calcarenites of the St. Jordi fm. (Benedicto et al., 1993). In this zone scarp height diminishes from 3.15 m in the East to its eventual die-out near the cemetery of Sta. Eugenia. Fault trenching analyses in

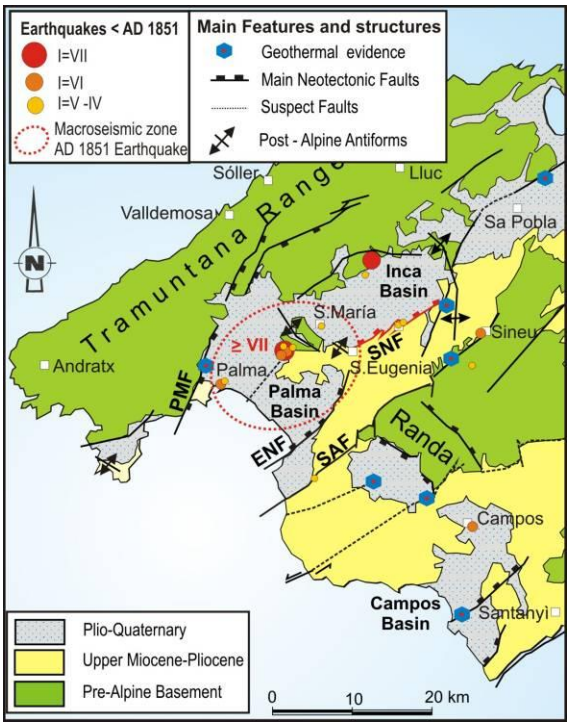


FIGURA 1. *Major geological and seismotectonic features of western zone of Mallorca Island, showing the main neotectonic faults. PMF: Palma Fault; ENF: Cap Enderrocat Fault; SNF: Sencelles Fault; SAF: Sineu-Algaida Fault..*

this zone identified an upper post-AD1851 earthquake colluvial wedge. This level comprised large blocks of adjacent stone fences built-up over the bedrock fault scarp burying artificial fillings containing post c. AD 1950 car-oil cans of "Ertoil" (Silva et al., 2005). Lichenometric analyses presented in this study intend to unravel the geochronology of the bedrock fault scarp and its potential relationships with the AD 1851 earthquake affecting the zone.

LICHENOMETRIC ANALYSIS OF THE FALUT-SCARP.

The Sta. Eugenia fault scarp shows evidence of recent reactivation, featured by the development of differentially weathered ribbons (Fig. 2) along the eastern c. 840 m of this fault segment. In fact, these different weathered ribbons are characterized by the colonization of different lichen species and different lichen sizes, which clearly decreases from the top to the base of the scarp free-face. This fault plane banding can be assumed to be produced during recent recurrent displacements of the fault (Silva et al., 2001), which is a typical feature in similar fault-scarps on calcareous materials (Wallace, 1984; Stewart and Hancock, 1989). What is common in these cases is the generation of a coseismic thin reddish pedogenic veneer staining the lower ribbon of the activated fault plane. Recurrent fault displacements generate differentially weathered fault ribbons punctuated by different lichen colonies (in size and specie), recording the maximum slip of the intervening events.

A detailed study of the fault scarp identifies five main ribbons differentially colonized by lichens (Fig.3). Two sites for lichenometric analyses were selected c. 400 m west to the fault-trench site performed by Silva et al. (2005). Fig. 3 shows a synthetic cross-section illustrating the main features in site 2, where the free-face of the scarp is 2.45 m in height. The performed analysis considered the calcareous lichen species *Aspicilia calcarea (L.)* and *Aspicilia (Lobolotalia) radiosa (Hoffm.)*, commonly used in lichenometric analyses in SE Spain (i.e. Pérez-López et al., 2012). However specimens of the orange crusty lichen *Xanthoria Calcicola (Hellb.)* and large colonies of black crusty lichens (unidentified) are present in the upper ribbons of the fault scarp (Fig. 3). The analysis involved the measurement of the *"tallus"* of 42 individual specimens over the three lower ribbons (the youngest ones), since in the two upper ones these species appeared assembled in dense lobulated colonies no suitable for lichenometric measurements (Fig. 2).

LICHEN GROWTH RATES (LGR).

In order to obtain the annual growth rate of the lichen species, common procedures to take measurements of the *tallus* diameter on rocky surfaces of know age were developed. For this purpose we selected the cemeteries of Sta. Eugenia (on the fault trace) and Sta. Maria del Camí (6 km ENE to the measured rocky scarp). Measurements were made in both vertical and horizontal tombstone surfaces, as well as in funerary monuments with inscribed date (or year) of death. Orientation data on the tombstone surfaces where taken in order to check the relative "weight" of sunlight exposure in the resulting lichen growth rates (LGR). In total, 125 data on lichen size were collected for individual *A. calcarea* (104) and *A. radiosa* (21) specimens at both cemeteries for a time period comprised from AD 1850 to 1992 (c. 140 years) in the range of the elapsed time since the last strong earthquake in the zone (AD 1851 Palma Event).

FIGURA 2. *Sencelles fault scarp near Sta. Eugenia displaying the different ribbons of lichens discussed in text.*

The performed analyses for the two lichen species indicate a strong sensitivity of LGRs to vertical/ horizontal position, orientation and location. In spite of their proximity (c. 6 km), results from the cemeteries of Sta. Maria (NE) and Sta. Eugenia (SW) are clearly decoupled (Fig. 3). This must be mainly due to the relevant N-S rainfall gradient in the Island triggered by the orographic effect of the Tramuntana range. Mean annual rainfall rates in Sta. Maria (c. 535 mm/yr) are higher than in Sta. Eugenia (c. 430 mm/yr).

LGR curves (and functions) were obtained by plotting the lichen diameter against the age of the tomb and then extrapolating the resulting curve to obtain mean ages of the different ribbons banding the bedrock fault scarp. For this approach we plotted the two-three largest specimens of each analyzed tomb for horizontal and vertical data-sets in both cemeteries. The analyses indicate that all datasets fit well ($R^2 \geq 0.85$) to lineal regression lines. The results shows that the highest LGR corresponds to *A. Calcarea* in horizontal surfaces facing to the ENE with 0.84±0.08 mm/yr in Sta. María, whilst in vertical surfaces mean LGR resulted in 0.49±0.02 mm/yr (Fig. 3). In Sta. Eugenia, the same specie shows smaller mean LGR of 0.31±0.04 mm/yr in horizontal surfaces and of **0.23±0.06 mm/yr** for vertical ones. The results for *A. Calcarea* clearly indicate that the lichen populations to be considered to establish reliable LGR functions for the vertical fault scarp are the vertical ones. Measurements of *A. radiosa* in vertical surfaces were only taken in Sta. Eugenia (onto the fault scarp), resulting in mean LGR of **0.14±0.02 mm/yr** (Fig.3). The outstanding differences of LGR between both cemeteries, point to the use of the Sta. Eugenia datasets to compute the ages of the differentially weathered fault ribbons.

DISCUSSION: CHRONOLOGY OF THE SCARP

Using mean LGR for vertical datasets of *A. Calcarea* indicate that the lichen population of the basal fault scarp ribbon (1) is dated in AD 1953 ± 9 years, the second ribbon (2) in AD 1855 ± 59 years and the upper third ribbon (3) in AD 1712 ± 24 years. Data from mean LGR of *A. radiosa* result in comparable predicted ages of AD 1958 ± 10 for the first ribbon (1); AD 1853± 18.2 years for the second ribbon (2); and of AD 1744± 57 years for the third one (3).

The first basal ribbon (15-13 cm wide) dated in the middle 20th Century can be linked to artificial excavations and ground levelling works in the area as observed in the fault-trench excavated in the zone (Silva et al., 2005). The upper levels of this trench displayed old artificial excavations buried by anthropic fillings containing oil-car cans of "Ertoil", a trade-mark mark introduced in Spain in the 1950`s decade. The second ribbon (23 – 47 cm wide) throw mean ages (AD 1853 – 1855), congruent with the AD 1851 Palma Earthquake and can be catalogued as a probable ground failure triggered by the earthquake. In this sense, Puyó (1851) reported the occurrence of "generic" ground failure cases in the macroseismic area (Sa Cabaneta, to Sta. Eugenia) during the main earthquake (VII EMS) and the stronger aftershock (VI EMS) causing the collapse of the St. Marçal Church at Sa Cabaneta (Silva et al., 2001). Since the maximum width of the ribbon is 47 cm over a length of c. 840 m, this can not be considered surface-faulting, but some kind of secondary or sympathetic rupture along the fault trace. This, in addition, could be subject of ground-levelling works after the earthquake, since the largest lichen specimens (51 to 45 mm in diameter) are found in the upper 10-15 cm of the ribbon. This can be considered the maximum displacement occurred during the earthquake. On the other hand, some of the oldest funerary monuments in Sta. Eugenia shows clear evidences of earthquake damage, such as the small mausoleum of *"Juan Castell y Los Suyos"*, dated in AD 1853, but very probably built soon before the AD 1851 Earthquake. Dropped keystone, penetrative fractures and broken dipping corners feature the main entrance of the mausoleum.

The third ribbon (58-55 cm wide) offers a mean age bracketed in AD 1712 and 1744, which can be related to a previous event. However this ribbon presents a rugged fault plane largely colonized by black lichen colonies overlapped by the orange lichen *X. Calcicola* and large colonies of *A. Calcarea* of amoeboid geometry in its upper c. 30 cm, where larger lichen specimens were measured. Therefore, the maximum predicted ages are related to the upper portion of this third ribbon and may represent the youngest age for an ancient earthquake in the zone. In fact, the predicted ages fairly match with the first period of relevant

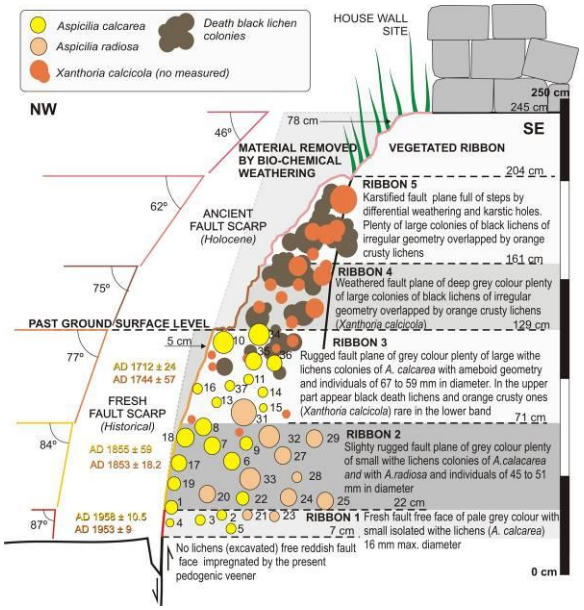


FIGURA 3. *Schematic cross-section of the Sencelles bedrock fault scarp in Site 2. Measured Lichen species are plotted attending to their position in the fault plane. Lichen ribbons, mean angles of the fault plane bands, theoretical width of removed materials and mean computed ages for the three lower ribbons are displayed.*

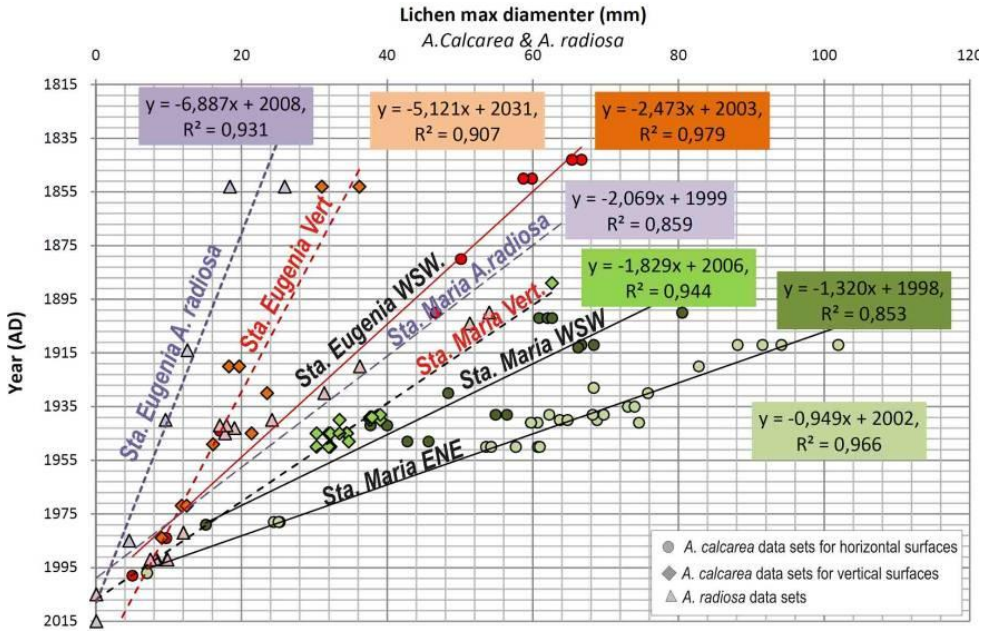


FIGURA 4. *Plot of Lichen growth rates (LGR) and resulting LGR regression lines (linear functions) for different lichen datasets measured in the cemeteries of Sta. Eugenia and Sta. Maria del Camí.*

seismic activity recorded in the island (AD 1721-1764). This period includes a VII EMS event c. 15 km away from the analysed fault scarp (AD 1721 Selva Earthquake) but also others V-IV EMS events around Sencelles and Sta. María del Camí (Fig. 1). On the other hand this ribbon finishes in a sharp centimetric shoulder which can be interpreted as the marker of an ancient ground surface. The two last ribbons featuring the upper c. 150 cm of the fault scarp display evident signals of differential weathering and karstificacion (Fig. 2). These, may represent more ancient Holocene earthquakes, but presumably within the range of the last 1,000 -3,000 years. Preliminary lichen observations on prehistoric Talayots (AC 1,000 – 1,500) in the island indicate that these display similar lichen assemblages and populations to those observed in the upper ribbons of the ancient fault scarp.

CONCLUSIONS

The Sencelles bedrock fault scarp is differentially weathered, displaying five different ribbons diversely colonized by lichens. The fault scarp is vertically segmented displaying a basal fresh fault-plane (three first ribbons) and an upper deeply weathered and karstified one, probably related to ancient Holocene events (Fig. 3). Lichenometric analyses developed on the basal fresh fault-plane suggest and historical age, younger than c. AD 1700. Within this historical scarp, the second ribbon (23-47 cm wide) can be reasonably linked to the AD 1851 Palma earthquake. This reactivation of the fault plane can be interpreted as a secondary earthquake effect (secondary or sympathetic rupture) according to the established size of the earthquake (VII EMS).

ACKNOWLEDGMENTS

Supported by CGL2012-37281-C02.01, CGL2015-67169-P (USAL), CGL2015-69919-R (UAH) y CATESI-07 (IGME). Una contribución del Grupo de trabajo QTECT-AEQUA.

REFERENCES

Benedicto, A., Ramos, E., Casas, A. Sabat, E. and Barón, A. (1993): Evolución tecto-sedimentaria de la cubeta neógena de Inca (Mallorca). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 167-176.

Pérez-López, R., Martín-González, F., Martínez-Díaz, J.J. and Rodríguez-Pascua, M.A. (2012): Datación mediante liquenometría de los desprendimientos rocosos asociados a la sismicidad histórica en Lorca (Murcia, SE España). *Boletín Geológico y Minero*, 123 (4): 473-485.

Pujó, M. (1851): Le tremblement de terre du 15 mai 1851 de l'ile de Mayorque. *Comp. Rend. Acad. Sci. Paris,* 2: p.23

Silva. P.G., González Hernández, F.M., Goy, J.L., Zazo C. and Carrasco, P. (2001): Paleoseismicity and historical seismicity in the Mallorca Island (Baleares, Spain): A preliminary approach. *Acta Geológica Hispánica, 36:* 245-266.

Silva. P.G., Goy, J.L., Zazo C., Giménez , J., Fornós, J., Cabero A., Bardají T., Mateos, R., Hillaire-Marcel, C. and Bassam, G. (2005): Mallorca Island: Geomorphological evolution and neotectonics. *Field-trip Guide Book (A7). 6th Int. Conference on Geomorphology*, IAG-SEG, Zaragoza. 54pp.

Stewart, I. and Hancock, P.L. (1991): What is a fault scarp?. *Episodes,* 13 (4): 256-263.

Wallace, R.E. (1984): Fault scarps formed during the earthquake of October 2, 1951, in Pleasant Valley, Nevada, and some tectonic implications. *USGS. Professional Papers,* 1274-A: 33pp.

Un inventario espacio-temporal de inestabilidades de ladera para el Principado de Asturias (NO de España): BAPA

A spatio-temporal landslide inventory for the Principality of Asturias (NW of Spain): BAPA

P. Valenzuela[1], M. J. Domínguez-Cuesta[1], M. A. Mora García[2] y M. Jiménez-Sánchez[1].

1 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C. Jesús Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo, España. pvalenzuela@geol.uniovi.es, mjdominguez@geol.uniovi.es, mjimenez@geol.uniovi.es.
2 Agencia Estatal de Meteorología, Delegación Territorial en Asturias. Av. Cristo de las Cadenas 108, 33071, Oviedo, España. mmoray@aemet.es.

Resumen: Las inestabilidades de ladera son un fenómeno muy extendido en el Principado de Asturias, causando importantes pérdidas económicas y, en ocasiones, daños personales. Su estudio a escala regional resulta, por tanto, de gran interés. En este trabajo se presenta la Base de datos de *Argayos* del Principado de Asturias (BAPA), un inventario que recopila datos de inestabilidades de ladera a partir de archivos de prensa de periódicos regionales y de informes facilitados por ciudadanos e instituciones a través de una App para Android y una página web (www.geol.uniovi.es/BAPA) creadas con esa finalidad. Actualmente, el inventario cubre el periodo 1980-2015, registrando 2073 inestabilidades de ladera diferentes. El uso de servidores cartográficos gratuitos, combinado con las descripciones espaciales e imágenes procedentes de las noticias de prensa, ha permitido determinar la localización exacta para el 59% de los registros de inestabilidades. El 51% de los registros incluyen una fecha exacta, lo que demuestra la utilidad de la prensa como fuente de información temporal. La base de datos contiene además información sobre las fuentes, tipo y características de las inestabilidades, factores desencadenantes, daños generados y causados. El 10% de los registros almacenados en la BAPA han sido validados mediante trabajo de campo.

Palabras clave: inestabilidades de ladera, base de datos, lluvias, Asturias, Cordillera Cantábrica.

Abstract: *Landslides are very common and widespread phenomena in the Principality of Asturias, causing significant economic losses and, sometimes, human victims. For this reason, its study at the regional scale results of great interest. This work presents the Principality of Asturias Landslide Database (BAPA), an inventory which records data about landslides from local newspaper and reports sent by citizens and institutions through a BAPA App and a BAPA website (http://geol.uniovi.es/BAPA) developed for this purpose. At present, dataset covers the period 1980-2015, recording 2073 individual landslide events. The use of free cartographic servers, combined with the spatial descriptions and pictures contained in the press archives, makes it possible to determine the exact location in 59% of the records. 51% of the records provided accurate date, showing the usefulness of press archives as temporal data source. Database also include information about, the sources, landslide type and characteristics, triggering factors, damages and costs. 10% of the records were validated through field work.*

Key words: *landslides, database, rainfall, Asturias, Cantabrian Range.*

INTRODUCCIÓN

Las inestabilidades de ladera son la tercera causa de riesgo geomorfológico en España, siendo las lluvias su principal factor desencadenante (Corominas, 2005). Actualmente, se están realizando importantes esfuerzos dirigidos a elaborar o completar bases de datos de inestabilidades de ladera, que constituyen una herramienta básica y eficaz para mejorar la predicción de dichos eventos y minimizar su impacto. Así, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) está desarrollando una base de datos de inestabilidades a escala nacional a través del proyecto MOVES (Díez-Herrero et al., 2014). Además, existen otras bases de datos a nivel regional, como la de la vertiente sur de Sierra Nevada (Jiménez-Perálvarez et al., 2011), la *Base de dades d'esllavissades de Catalunya*-LLISCAT (Marco i Planells, 2007) o los inventarios desarrollados en áreas del País Vasco (Díaz et al., 2012; Remondo, 2005). Sin embargo, son escasos los inventarios sistemáticos en la Cordillera Cantábrica (Marquínez et al., 2003; Domínguez-Cuesta et al., 1999) que, junto con los Pirineos y las Cordilleras Béticas, se incluye entre las áreas más afectadas (Bonachea et al., 2014).

En este trabajo se presenta la BAPA: Base de datos de *Argayos* del Principado de Asturias, un nuevo inventario de inestabilidades de ladera desarrollado en el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. El término *argayo* se utiliza en la Cornisa Cantábrica para referirse, de modo genérico, a dicho fenómeno. El objetivo fundamental de este inventario es obtener información espacio-temporal suficiente y fiable para que permita profundizar en la relación entre

inestabilidades de ladera y lluvias, ya tratada en algunos trabajos previos (Domínguez-Cuesta et al., 1999; Domínguez-Cuesta et al., 2012).

CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOGRÁFICO

El sustrato rocoso de Asturias está formado por materiales paleozoicos (con predominio de afloramientos calcáreos al E y silíceos al O), cubiertos parcialmente por materiales mesozoico-terciarios discordantes. El relieve, muy accidentado, se caracteriza por presentar una red fluvial con un fuerte encajamiento y un trazado predominantemente S-N, una intensa dinámica de laderas, desarrollo de sistemas kársticos, morfologías glaciares en altitudes superiores a los 900 m y terrazas de abrasión marina en la costa. La distribución de las lluvias en Asturias está fundamentalmente relacionada con los principales rasgos geográficos (cordilleras y valles). Debido a la proximidad del mar y la dirección de los vientos predominantes, las masas de aire húmedo son interceptadas por las montañas, generando un importante efecto orográfico que modula la distribución de las precipitaciones a nivel regional. La estación meteorológica de la AEMET de Oviedo, representativa del área de estudio, registra temperaturas y lluvias medias anuales de 13,3ºC y 960 mm respectivamente.

METODOLOGÍA

Selección de las fuentes de información

La principal fuente de información utilizada en este trabajo ha sido la hemeroteca de *La Nueva España*, periódico regional de Asturias. La revisión sistemática del archivo digital se ha realizado mediante la búsqueda de palabras clave: *argayo*, *corrimiento*, *derrumbe*, *deslizamiento*, *desprendimiento*, *grieta*, *hundimiento*, *ladera*, *socavón*, *movimiento* y *avalancha*. El resto de medios de información regionales (periódicos, radio, televisión) han servido para completar o comprobar la información en casos de especial interés. Además, se han revisado nuevamente las noticias en papel recopiladas previamente por Domínguez-Cuesta et al. (1999) para el período 1980-1995. Para complementar la información de prensa y evitar el sesgo que presentan las noticias periodísticas, se ha recurrido a fuentes de datos alternativas, como la colaboración ciudadana o la consulta a diferentes instituciones regionales y nacionales. En este sentido, se ha creado una página web y una App para Android del proyecto BAPA (www.geol.uniovi.es/BAPA) que facilita dicha labor.

Estructura de la base de datos

La BAPA ha sido creada en Microsoft Access. El inventario cuenta con 100 campos de información, agrupados en 10 bloques: (i) números de registro, (ii) datos de las fuentes de información, (iii) datos temporales, (iv) datos espaciales, (v) tipo y rasgos de la inestabilidad, (vi) información sobre factores desencadenantes, (vii), infraestructuras afectadas, (viii) información sobre daños y costes, (ix) fiabilidad y (x) validación mediante trabajo de campo. El inventario incluye además fotografías y archivos en formato PDF.

Procesado y validación de los datos

La información recopilada ha sido procesada como paso previo a su registro en la base de datos. Ello incluye la georreferenciación de todos los eventos de inestabilidad mediante servidores cartográficos: *Google Maps*, *Google Street View* e *Iberpix*. Posteriormente, se ha llevado a cabo una validación mediante trabajo de campo. La fiabilidad de los datos espaciales y temporales ha sido valorada mediante una escala numérica, siendo 1 la máxima fiabilidad, 2 la intermedia y 3 la más baja.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Actualmente, la BAPA cuenta con 2352 registros; el 88% provienen de la revisión de 7600 noticias de prensa y el 12% restante de 341 informes enviados por ciudadanos e instituciones a través de la página web y la App BAPA. Se han podido identificar 2073 inestabilidades diferentes (Figura 1) que, en un 99%, pertenecen al periodo 1980-2015. El proceso inicial de georreferenciación ha permitido asignar nivel 1 de fiabilidad espacial al 59% de los registros, nivel 2 al 24% y nivel 3 al 17%. Más del 10% de los mismos (223) ha sido visitado in situ durante el proceso de validación. El trabajo de campo ha demostrado la validez del nivel de fiabilidad asignado inicialmente para el 83% de los casos. El procesado de los datos temporales ha dado como resultado un 51% de registros con fiabilidad de nivel 1, 22% con nivel 2 y 27% con nivel 3. El trabajo de campo no ha permitido llevar a cabo la validación temporal, ya que los informes proporcionados por los habitantes de la zona suelen ser menos fiables que los archivos de prensa.

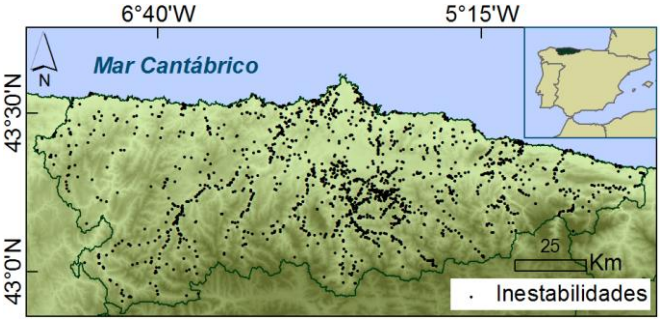


FIGURA 1. *Localización del área de estudio con los registros de inestabilidades de ladera contenidos en la BAPA.*

La documentación gráfica que acompaña a las noticias ha permitido determinar el tipo de mecanismo y/o evidencia de inestabilidad (deslizamiento, caída de rocas, flujo, grieta, subsidencia/colapso) en un 45% de los casos (Fig. 2A), el tipo de ladera (natural o talud)

en un 46% (Fig. 2B) y el tipo de material afectado (sustrato rocoso, formación superficial, sustrato y formación superficial, escombrera/relleno) en un 37%

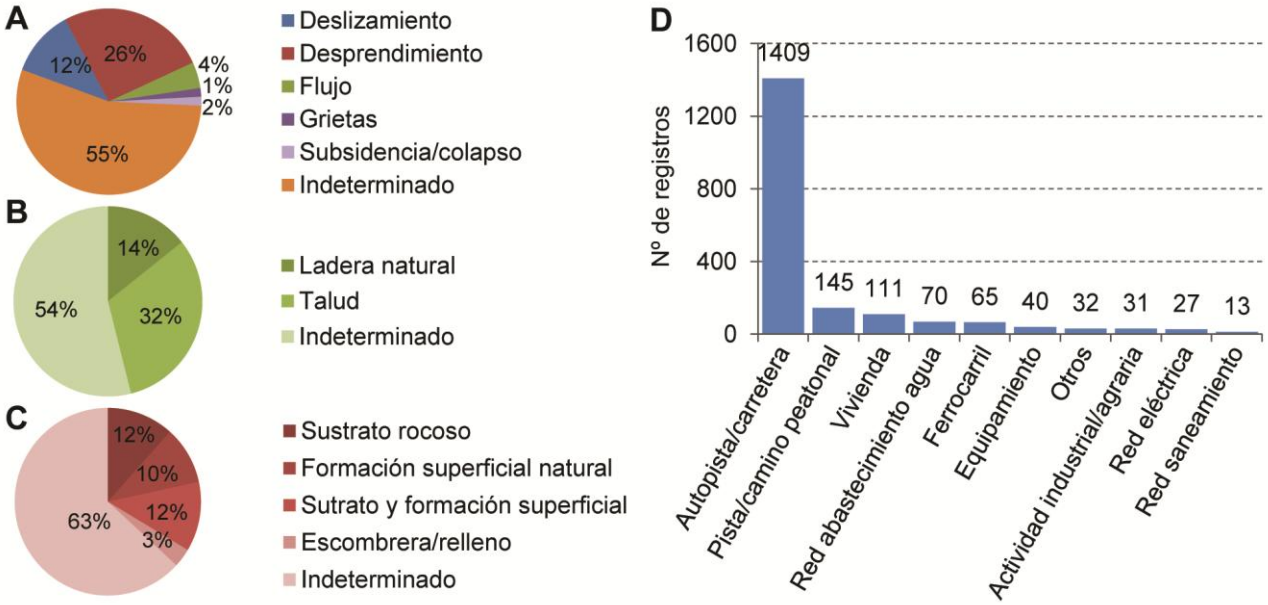


FIGURA 2. *Datos registrados en la BAPA en relación con: A. tipo de inestabilidad; B. tipo de ladera; C. material involucrado y D. infraestructuras afectadas.*

de los casos (Fig. 2C). El trabajo de campo ha validado estos resultados en el 75% de los casos. De los registros que contienen información sobre los factores desencadenantes, el 84% atribuyen su ocurrencia a factores naturales y el 16% restante a factores antrópicos. Finalmente, el 87% de las inestabilidades registradas produjeron algún tipo de daño material (98%) o personal (2%). La red de carreteras y caminos regional ha sido la más afectada, seguida por la red de ferrocarriles, las viviendas y la red de abastecimiento de agua (Fig. 2D). El coste de las reparaciones por daños causados por inestabilidades sólo se ha podido recopilar en 135 casos.

La distribución espacial de las inestabilidades registradas en la BAPA muestra una mayor concentración en la zona central de la región con respecto a las zonas periféricas. Se ha observado una coincidencia de dicha concentración con zonas de alta densidad de población y bien comunicadas. Ello se debe a que la prensa pone mayor énfasis en aquellos eventos que causan daños y costes por afectar a zonas pobladas. La utilización de información proveniente de particulares e instituciones está permitiendo mejorar la representatividad de la base de datos en las áreas periféricas de Asturias.

La BAPA contiene información espacio-temporal suficientemente fiable como para llevar a cabo una correlación entre la ocurrencia de inestabilidades de ladera y las lluvias. La distribución temporal de la base de datos muestra un incremento del número de eventos registrados desde 1980 hasta 2015. La comparación entre los registros BAPA y valores anuales medios de precipitación descartan un origen climático para dicho incremento, ya que el patrón de precipitación muestra una tendencia estable a lo largo de todo el periodo de estudio. Este aumento en el número de registros se atribuye a una creciente disponibilidad de información debido a la mayor difusión de la prensa, la aparición de Internet y uso extendido de las redes sociales.

CONCLUSIONES

La información de prensa y los informes de ciudadanos e instituciones constituyen fuentes de información adecuadas para elaborar inventarios de inestabilidades de ladera. La BAPA registra 2073 inestabilidades ocurridas en el periodo 1980-2015, poniendo especial énfasis en su localización espacio-temporal, aunque también recoge datos relativos a las fuentes de información, el tipo y características de la inestabilidad, los factores desencadenantes, las infraestructuras afectadas y los costes generados.

El proceso de georreferenciación mediante el uso de servidores cartográficos gratuitos y la validación de los datos mediante trabajo de campo ha permitido elaborar un registro espacio-temporal fiable de las inestabilidades y correlacionarlas con las precipitaciones. Para el 59% de los eventos se dispone del dato exacto de localización espacial y el 51% de ellos, presentan localización temporal precisa. Un 32% de ellos presentan exactitud tanto en la localización espacial como temporal. El gran número de datos almacenados y la fiabilidad de la información espacio-temporal ponen de manifiesto el gran potencial de esta base de datos para su utilización en el desarrollo tanto de estudios de susceptibilidad como de riesgo geológico, y especialmente en la realización de

correlaciones de estos fenómenos con factores climáticos.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por la Consejería de Empleo, Industria y Turismo del Gobierno del Principado de Asturias y los Fondos Europeos de Desarrollo Regional FEDER, en el marco del proyecto GEOCANTÁBRICA. La App BAPA ha sido financiada por la Fundación Española para la Ciencia y la Tecnología (FECYT) del Gobierno de España.

REFERENCIAS

Bonachea, J., Bruschi, V.M., Fernández-Maroto, G., Remondo, J., González-Díez, A., Díaz de Terán, J.R., Cendrero, A. (2014): Geomorphic Hazards in Spain. En: (Gutiérrez, F. y Gutiérrez, M. eds.) *Landscapes and Landforms of Spain*. Springer, Londres, 319-346.

Corominas, J. (2005): Impactos sobre los riesgos naturales de origen climático. B. Riesgos de inestabilidad de laderas. En: (Moreno, J.M. coord.) *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 549-579.

Díaz, E., Sáenz de Olazagoitia, A., Ormaetxea, O., Ibisate, A. (2012): Análisis de factores de desestabilización de laderas en dos cuencas del ámbito atlántico: Sollube-Mape (Bizkaia) y Ramaio (Álava). Cuaternario y Geomorfología, 26(1-2): 171-190.

Díez-Herrero, A., Galisteo, M., Moreno, A.L., Garzón, M.G., García López-Davalillo, J.C., Ferrer, M. (2014): The Spanish 19th Century landslide documentary database, FRT, and its digital implementation into the IGME geo-hazard database. En: (Schnabel, S., Gómez Gutiérrez, A. eds.) *Avances de la Geomorfología en España 2012-2014*, 360-363.

Domínguez-Cuesta, M.J., Francos Garrote, L., Jiménez-Sánchez, M. (2012): Movimientos de ladera asociados a las lluvias de junio de 2010 en Asturias: umbrales para su desencadenamiento. En: (González Díez, A. coord.) *Avances de la Geomorfología en España 2010-2012*, 61-64.

Dominguez-Cuesta, M.J., Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez García, A. (1999): Press archives as temporal records of landslides in the North of Spain: relationships between rainfall and instability slope events. *Geomorphology*, 30 (1-2): 125-132.

Jiménez-Perálvarez, J.D., Irigaray, C., El Hamdouni, R., Chacón, J. (2011): Landslide-susceptibility mapping in a semi-arid mountain environment: an example from the southern slopes of Sierra Nevada (Granada, Spain). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 70: 265-277.

Marco i Planells, L. (2007): *Determinació de llindars de pluja desencadenants d'esllavissades a Catalunya*. Tesina, Univ. Politècnica de Catalunya, 125 p.

Marquínez, J.L., Menéndez, R.A., Lastra, J., Fernández, E., Jiménez-Alfaro, B., Wozniak, E., Fernández, S., González, J., García, P., Álvarez, M.A., Lobo, T., Adrados, L. (2003): *Riesgos Naturales en Asturias*. Principado de Asturias, Instituto de Recursos Naturales y Ordenación del Territorio de la Universidad de Oviedo (INDURO) y KRK ediciones. 136 p.

Remondo J., Soto, J., González-Díez, A., Díaz de Terán, J.R., Cendrero, A. (2005): Human impact on geomorphic processes and hazards in mountain áreas in northern Spain. Geomorphology, 66: 69-84.

Estimación de la actividad y la peligrosidad a los movimientos de ladera en la cuenca del río Guadalbullón (Jaén) mediante técnicas fotogramétricas y LiDAR

Estimation of landslide activitity and hazard in the Guadalbullón river basin (Jaén) by means of photogrammetric and LiDAR techniques

T. Fernández[12], J.L. Pérez[12], J. Cardenal[12], C. Colomo[12], F. Moya[12], M. Sánchez-Gómez[13], J. Tovar[14] y R. Carpena[5]

1 Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra (CEACTierra), Universidad de Jaén, 23071 Jaén
2 Dpto. Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Jaén, 23071 Jaén. tfernan@ujaen.es, jlperez@ujaen.es, cmcj0002@red.ujaen.es, moya.geologo@gmail.com, jcardena@ujaen.es
3 Dpto. Geología, Universidad de Jaén, 23071 Jaén. msgomez@ujaen.es
4 Dpto. Física, Universidad de Jaén, 23071 Jaén. jtovar@ujaen.es.
5 Dpto. Ingeniería Mecánica y Minera, Universidad de Jaén, 23071 Jaén. rcarpena@ujaen.es.

Resumen: En este trabajo se presenta una metodología para la datación o la estimación de la actividad de los movimientos de ladera a partir de técnicas fotogramétricas y LiDAR, que permiten abordar el estudio de regiones extensas. Para ello es necesario orientar los vuelos fotogramétricos empleados, para a continuación obtener los modelos digitales de elevaciones y las ortofotografías; a partir de ellos se pueden obtener modelos diferenciales entre campañas, para identificar posibles zonas inestables, las cuales han de ser comprobadas mediante el análisis estereoscópico de las fotografías orientadas, o monoscópico de las ortofotografías. La frecuencia de los movimientos se puede correlacionar a su vez con la de los factores desencadenantes (lluvias). Una vez se ha estimado la actividad en determinados periodos de retorno, se puede determinar la peligrosidad de los movimientos, mediante el cálculo previo de la susceptibilidad, dividiendo la misma por el periodo de retorno. Los resultados se han testeado en un sector de la cuenca del río Guadalbullón (Jaén), con resultados satisfactorios y coincidentes con otras zonas de estudio.

Palabras clave: actividad, peligrosidad, movimientos de ladera, fotogrametría, LiDAR.

Abstract: *This paper presents a methodology for estimating the activity or dating, and therefore the frequency of landslides from photogrammetric and LiDAR techniques allowing the study of large areas. It requires to adjust the used photogrammetric flights and then to obtain digital elevation models and orthophotos; from the models, differential models between campaigns can be obtained, to identify potential unstable areas, which must be checked by the stereoscopic analysis of oriented photograms, or monoscopic analysis of orthophotos. The frequency of movements can be correlated with the triggering factor (rainfalls). Once the activity has been estimated at certain return periods, the landslide hazard can be determined, using the previous calculation of the susceptibility and dividing it by the return period. The results were tested on a section of the river Guadalbullón basin (Jaen), with satisfactory and consistent results with other areas.*

Key words: *activity, hazard, landslides, photogrammetry, LiDAR.*

INTRODUCCIÓN

En el ámbito de los mapas de riesgos a los deslizamientos se han desarrollado ampliamente las metodologías para determinar la susceptibilidad que, según Brabb (1991), se define como la probabilidad o posibilidad de que suceda un fenómeno de riesgo en una zona específica y en un futuro no determinado en función de la correlación de los factores condicionantes del proceso con la distribución de los eventos pasados.

Por su parte, las metodologías para la estimación de la peligrosidad o probabilidad espacio-temporal se han desarrollado en menor medida, sobre todo porque estos fenómenos –por su intensidad y localización- son mucho menos notorios para la mayor parte de la población, lo que hace más difícil su registro y, por lo tanto, su datación directa. La datación es una operación clave para la estimación de la frecuencia o el periodo de retorno de los movimientos de ladera, a partir de la cual se posibilita la determinación de la peligrosidad. Las metodologías desarrolladas plantean la estimación de la frecuencia directa de los movimientos o la de los factores desencadenantes de los mismos.

Los mapas de vulnerabilidad, exposición de los elementos en riesgo y los propios mapas de riesgo específico y riesgo total –siguiendo la terminología de Varnes (1984)- son todavía mucho menos frecuentes, por la dificultad propia de la estimación de la vulnerabilidad y de la valoración de los elementos en riesgo por parte de equipos multidisciplinares.

El objetivo de este trabajo es el desarrollo de una metodología para la datación o la estimación de la actividad –y, por lo tanto, de la frecuencia y el periodo de retorno- de los movimientos de ladera a partir de técnicas fotogramétricas y LiDAR. A partir del periodo de retorno de los movimientos y la susceptibilidad del terreno se podrá determinar la peligrosidad.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A pesar de tratarse de un trabajo metodológico, se ha testeado sobre una zona ya estudiada previamente (Fernández el al., 2012a) como el frente montañoso de la Cordillera Bética en las inmediaciones de Jaén. En este frente, tanto en las zonas donde se observa un límite fisiográfico neto, como en aquellas donde es más difuso, cobran una gran importancia los procesos ligados a la actividad geomorfológica, como los deslizamientos o la erosión.

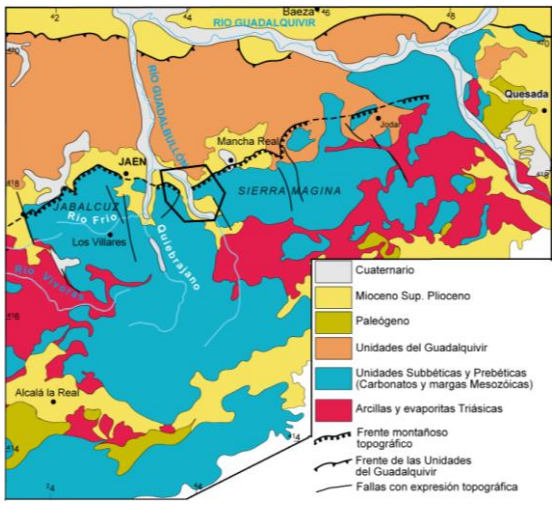


FIGURA 1. *Localización geográfica-geológica de la zona estudiada.*

El frente de Cabalgamiento Bético está formado por unidades de la Zona Externa Bética, que cabalgan sobre los sedimentos del relleno de la cuenca neógena del Guadalquivir (García Tortosa et al., 2008). Estos cabalgamientos se produjeron durante el Mioceno medio y superior y desde entonces se han considerado muy poco activos. Sin embargo, en determinadas zonas aparecen evidencias de actividad reciente en forma de fallas normales de orientación NNW-SSE, a favor de las que se instalan los valles y las cuencas intramontañosas (Sánchez-Gómez et al., 2014).

En cuanto a la litología, se han definido cuatro grandes grupos litológicos: potentes secuencias subbéticas y prebéticas de carbonatos mesozoicos; secuencias carbonatadas con intercalaciones de margas; un conjunto de materiales que rellena la depresión del Guadalquivir formado por arcillas, yesos triásicos y margas y arcillas cretácicas y miocenas; y por último, las formaciones cuaternarias de materiales detríticos sueltos y/o cementados por costras calizas (depósitos aluviales) y en algunos lugares por travertinos.

METODOLOGÍA

La metodología propuesta en este trabajo se basa en el análisis de susceptibilidad mediante SIG, por lo que las primeras fases son coincidentes con las empleadas en trabajos previos (Chacón et al., 1993): inventario de movimientos de ladera a partir de imágenes de satélite, fotografía aérea y trabajo de campo; análisis de factores determinantes, mediante correlación cruzada entre movimientos y factores (altitudes, pendiente, curvatura, litología, etc.); y modelización de la susceptibilidad, según el método de la matriz (Irigaray et al., 2007), que considera a la susceptibilidad como el porcentaje de zona ocupada por los movimientos en cada una de las posibles combinaciones de factores.

A partir de ahí, la peligrosidad se estima siguiendo el mismo procedimiento utilizado en la susceptibilidad pero empleando distintos inventarios, cada uno de ellos correspondiente a un periodo de retorno (inventarios multitemporales). Por lo tanto, es necesario datar los movimientos o al menos determinar si tienen actividad dentro de los periodos de retorno considerados.

Para los movimientos más recientes se propone una datación precisa basada en técnicas fotogramétricas y LIDAR, a partir de vuelos recientes e históricos. Se han empleado hasta el momento cinco vuelos, correspondientes a los años 1985, 1996, 2005, 2010 y 2011 cuyas características se muestran en la Tabla I. El trabajo está en desarrollo, y se pretende incorporar otros vuelos del PNOA, como los americanos históricos (décadas de 1940, 1950 y 1960) y otros más recientes (2001, 2007, 2009 y 2013). Como referencia se ha empleado un vuelo de 2010, combinado de fotogrametría y LIDAR, de mayor resolución espacial.

Vuelo	Plan/Org	Bandas	Pixel terreno	LiDAR
1984	IGN	Pan (B/N)	0,50 m	No
1996	ICA	Pan (B/N)	0,30 m	No
2005	PNOA	RGB-IR	0,45 m	No
2010	Propio	RGB-IR	0,20 m	Sí
2011	PNOA	RGB-IR	0,45 m	No

TABLA I. *Características de los vuelos utilizados*

.

La orientación del vuelo de referencia (2010) se ha realizado mediante técnicas de aerotriangulación y ajuste de bloques, incorporando puntos de apoyo medidos sobre el terreno con GPS, combinados con los datos del vuelo para la orientación directa. A partir de ahí, se ha hecho el ajuste de los datos LiDAR, utilizando para ello una serie de puntos de control y la transmisión del sistema de referencia al resto de vuelos mediante puntos de 2º orden comunes entre el vuelo a orientar y el vuelo de referencia, de acuerdo a lo hecho en trabajos previos (Fernández et al., 2011). Una vez orientados los vuelos se han obtenido los modelos digitales de superficies (MDS) con una resolución de 2,5 m, por correlación automática. La edición de dichos modelos para obtener modelos digitales del terreno (MDT) sólo se ha realizado en algunos sectores.

Finalmente se ha realizado la comparación entre los modelos para calcular los MDE diferenciales (MDT o MDS), por sustracción de MDE más antiguos de los más modernos, lo que permite identificar zonas con variaciones entre los modelos, metodología que se ha aplicado hasta ahora con mayor frecuencia para estudiar movimientos individuales (Fernández et al., 2012b) y en menor medida para regiones más amplias (Palenzuela et al., 2014). Estas diferencias se pueden deber a varias causas, entre ellas la existencia de movimientos de ladera activos, u otras como los crecimientos o decrecimientos de la vegetación, construcciones, desmontes, explanaciones y obras, etc. Para discriminar entre zonas inestables, como la que se muestra en la Figura 2, u otras causas, se pasa a una segunda fase en la que se examinan las fotografías aéreas de los vuelos orientados, mediante visualización estereoscópica, o las ortofotografías generadas, de forma monoscópica. El estudio se ha completado con el examen de ortofotografías descargadas de la Red de Información Ambiental de Andalucía (Plan PNOA y vuelos anteriores), correspondientes a los años 1956, 1997, 2001, 2007 y 2009.

Para los movimientos más antiguos, la actividad se puede estimar en términos cualitativos basándose en los indicios geomorfólogicos que presentan los movimientos: escarpes, límites laterales, grietas de tracción, pie, etc. Las observaciones se han hecho mediante fotointerpretación estereoscópica del vuelo de mayor calidad (2012) junto al más antiguo (1984).

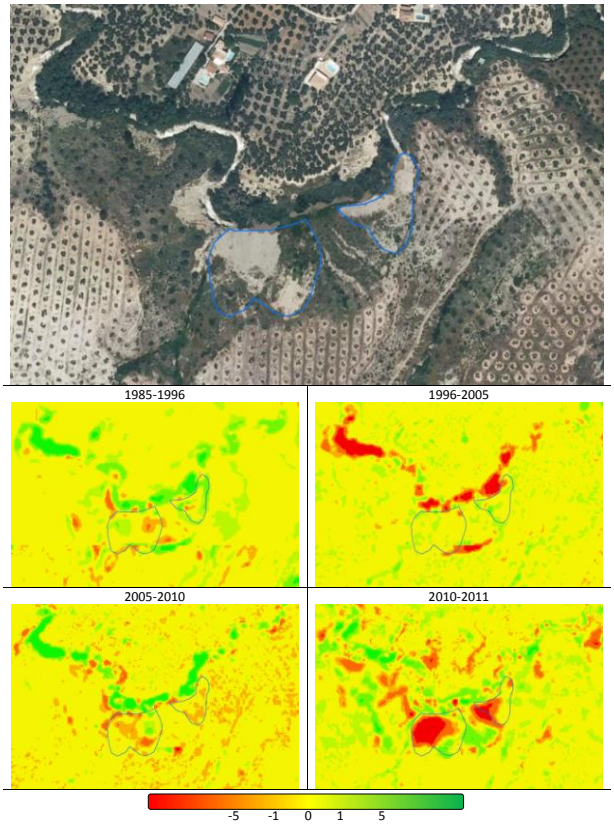


FIGURA 2. *Ortofotografía y MDE diferenciales de un sector de la zona estudio con actividad de los movimientos de ladera.*

El proceso seguido permite llegar al conocimiento de la actividad de los movimientos de ladera de la zona en una serie de periodos de retorno (Tabla II) y, por lo tanto, a la segregación del inventario general en una serie de inventarios multitemporales. A partir de estos se determina la susceptibilidad en cada uno de los periodos de retorno considerados, y la peligrosidad dividiendo la susceptibilidad por dicho periodo (Fernández et al., 2012b). Para cada punto se asume como peligrosidad final la máxima de todas las calculadas en los distintos periodos de retorno.

El estudio se ha completado analizando las series de precipitación obtenidas a partir de datos ERA-Interim. Estos datos permiten, tras un procesamiento realizado con Weather Research & Forecasting Model, modelo meteorológico de predicción numérica desarrollado por el National Center for Atmospheric Research, obtener los valores de precipitación de alta resolución en la región de estudio. Los resultados se han validado con datos de estaciones meteorológicas de la zona, obteniendo finalmente series de datos de precipitación diaria de los últimos 20 años (desde 1994) en una malla 5x5 nodos con una resolución de 10' centrada en la zona de estudio.

Actividad	Periodo	Retorno	Criterio
Activo	2010/2011	1	Análisis de MDE, vuelos y ortos
Intermitente	2001/2011	10	
Suspendido	1984/2011	25	
Dormido	1956/2011	100	Análisis geomorfológico de ortos y vuelos
Abandonado	1000/2011	1000	
Relicto	-10000/2011	10000	

TABLA II. *Actividad, periodos de retorno y criterios empleados.*

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La metodología presentada se ha aplicado a la zona piloto descrita anteriormente. Así, en la Figura 3 se muestra el inventario multitemporal, en el que se han diferenciado las seis clases de actividad de la Tabla II. Los mapas de susceptibilidad y peligrosidad se han obtenido de acuerdo a la metodología descrita para las distintas tipologías de movimientos: desprendimientos, deslizamientos y flujos (Figura 4, deslizamientos).

A partir de las series de precipitación se han hecho distintos tipos de análisis, tanto con datos mensuales como diarios, los cuales han permitido encontrar periodos lluviosos de distinta duración que exceden en un determinado porcentaje (150-250%) a los valores medios de cada uno de los periodos. Analizando las relaciones entre estos periodos y la actividad observada, se puede decir avanzar que los periodos cortos (1-2 meses) no suelen producir inestabilidad generalizada en la zona de trabajo. Se hacen necesarios periodos más largos (3 a 6 meses) con una cierta intensidad, que presentan periodos de retorno de unos 10 años, para generar una inestabilidad apreciable, lo que coincide con lo observado en trabajos previos (Fernández et al., 2012b; Jiménez et al., 2013)

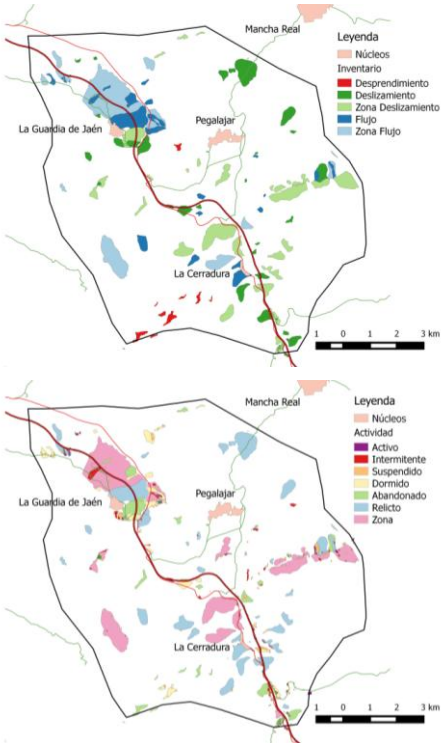


FIGURA 3. Inventario de movimientos de ladera.

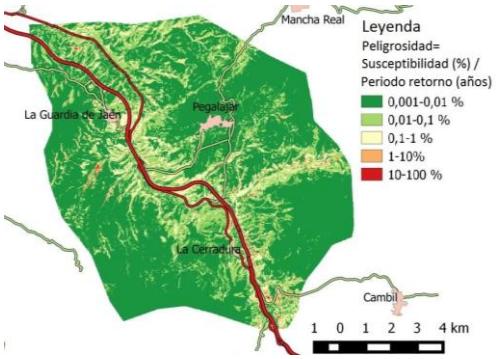


FIGURA 4. Mapa de peligrosidad a los deslizamientos.

CONCLUSIONES

Las técnicas de fotogrametría y LiDAR resultan cruciales en la elaboración de mapas de peligrosidad a los movimientos de ladera, ya que son las únicas que en la actualidad permiten abordar la estimación de la actividad o la datación, y en consecuencia la frecuencia de los movimientos en regiones relativamente amplias. Una vez determinada la actividad en distintos periodos de retorno, se puede determinar la susceptibilidad con las metodologías existentes para ello, y la peligrosidad dividiendo aquélla por el periodo de retorno.

La frecuencia de los movimientos puede ser correlacionada con la de ocurrencia de los factores desencadenantes (lluvias), para lo que resulta necesario el análisis de series de precipitación. También se están empleando métodos complementarios para estudiar fenómenos puntuales o regiones más reducidas, como el empleo de UAV (drones), LiDAR terrestre (TLS), sistemas GNSS y redes de sensores.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha financiado con los proyectos: ISTEGEO (RNM-06862, de Excelencia de la Junta de Andalucía); "Desarrollo de una metodología para la cartografía de peligrosidad a los movimientos de ladera: Aplicación a la provincia de Jaén" (Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra de la Universidad de Jaén); y "Riesgos asociados a las infraestructuras viarias de Jaén" (Diputación de Jaén).

REFERENCIAS

Brabb E. E. (1984): Innovative approaches to landslide hazard and risk mapping. In 4th Int. Symposium on Landslides, Toronto, Canada, 1, 307-323.

Chacón, J.; Irigaray, C.; Fernández, T. (1993): Methodology for large scale landslide hazard mapping in a GIS. 7th ICFL, Bratislava, 77–82.

Fernández, T.; Sánchez, M.; García, F., Pérez-Varela, F. (2012a): Cartografía de movimientos de ladera en el frente montañoso de la Cordillera Bética en el sector de Jaén. VIII Cong. Geol. España, Oviedo.

Fernández, T., Pérez J.L., Colomo, C.; Mata, E., Delgado, J., Cardenal, F.J., Irigaray, C.; Chacón, J. (2012b): Methodology for landslide susceptibility and hazard mapping using GIS and SDI. 8th Gi4DM, Enschede, The Netherlands, Lecture Notes in Geoinformation and Cartography, 185-198.

García-Tortosa, F. J., Sanz de Galdeano, C., Sánchez-Gómez, M. y Alfaro, P. (2008): Tectónica reciente en el frente de Cabalgamiento Bético. Las deformaciones de Jimena y Bedmar (Jaén). Geogaceta 44: 59-62.

Irigaray, C.; Fernández, T.; El Hamdouni, R. y Chacón, J. (2007): Evaluation and validation of landslide-susceptibility maps obtained by a GIS matrix method: examples from the Betic Cordillera (Southern Spain). Natural Hazards, 41: 61–79.

Jiménez, J.D.; Irigaray, C.; El Hamdouni, R.; Fernández, T.; Palenzuela, J.A.; Costanzo, D. y Chacón, J. (2013): Peligrosidad de los movimientos de ladera en la vertiente meridional de Sierra Nevada (Granada) a partir de la estimación multi-técnica de la actividad. VIII Simp. Nac. Laderas y Taludes Inestables, Palma de Mallorca, 351-362.

Palenzuela, J.A.; Marsella, M.; Nardinocchi, C.; Pérez, J.L.; Fernández, T.; Irigaray, C. and Chacón, J. (2015): Landslide detection and inventory by integrating LiDAR data in a GIS environment. Landslides. 12 (6): 1035-1050.

Sánchez-Gómez, M., Peláez, J.A., García-Tortosa, F.J., Pérez-Valera, F., Sanz de Galdeano, C. (2014): La serie sísmica de Torreperogil (Jaén, Cuenca del Guadalquivir oriental): evidencias de deformación tectónica en el área epicentral. Rev. Soc. Geol. España 27, 301–318.

Varnes D. J. (1984): Landslide Hazard Zonation: a Review of Principles and Practice. In Commision on Landslides of IAEG, UNESCO, Paris.

La prevención de los riesgos naturales en la legislación del suelo y de protección civil

Prevention of natural hazards in land and civil protection legislation

J. Garrido[1] y J. Egea[1]

1 Dpto. de Ingeniería Civil. E.T.S. Ingenieros de Caminos Canales y Puertos. Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva s/n. 18071 Granada. jega@ugr.es, jegea@correo.ugr.es

Resumen: La especial incidencia en la ordenación territorial y urbanística de la normativa de Protección Civil, así como de los planes territoriales y especiales (inundación, sísmico, volcánico) de protección civil en los diferentes ámbitos (nacional, autonómico y local), queda puesta de manifiesto, en las Directrices Básicas de Riesgo de Inundación y de Riesgo Sísmico. En ellas se establece que los análisis de peligrosidad y de riesgo especificados en los planes especiales de protección civil serán tenidos en cuenta por los órganos competentes en el proceso de planificación del territorio y de los usos del suelo. Por otro lado, únicamente se han homologado los planes territoriales y la mayoría de los planes especiales de protección civil de ámbito autonómico, que debido a su escala no tienen relevancia en la planificación urbanística, mientras que apenas se han aprobado planes especiales de ámbito municipal. Además, la mayoría de los planeamientos urbanísticos no incluyen mapas de riesgos naturales pese a lo establecido en la ley del suelo nacional y autonómica. En este trabajo se presentan los planes aprobados, obligatorios y recomendados, que deberían ser utilizados en la planificación urbanística para la prevención de riesgos y su incidencia real en el planeamiento general.

Palabras clave: prevención, riesgos naturales, legislación, protección civil, planificación urbanística.

Abstract: *The special relevance of the spatial and urban planning in the Civil Protection legislation, and also in the territorial and special (flood, seismic and volcanic hazards) civil protection plans for the different administrative levels (national, regional and municipal) is revealed in the Flood and Seismic Hazard Basic Guidelines. These Guidelines establish that the hazard and risk analysis provided in the civil protection special plans will be taken into account for the competent authorities in the land use planning. On the other hand, all regional territorial plans and most of the regional special plans, without relevance for the urban planning, has been already approved, meanwhile a few municipal special plans have been approved. Besides, most of the master plans do not include natural hazards maps, despite of it is established in the national and regional land legislation. This paper shows the approved plans, mandatory or recommended, which should be used for the prevention of natural hazards in the urban planning.*

Key words: *prevention, natural hazards, legislation, civil protection, urban planning.*

INTRODUCCIÓN

En España, los riesgos naturales suponen unas pérdidas socioeconómicas cada vez mayores debido, principalmente, a un mal uso del territorio (Benito, 2005), por una mayor exposición de los elementos en riesgo, y al incremento de los fenómenos desencadenantes de los mismos.

Muchas de esas pérdidas han estado ligadas al incumplimiento de la normativa vigente y/o a la ausencia de planificación territorial. La legislación y la ordenación territorial y urbanística adquieren por tanto su máxima importancia como herramientas preventivas de los riesgos naturales (Olcina, 2002), principalmente, a través de los mapas de riesgos naturales (Regueiro, 2008) a incluir en la evaluación ambiental estratégica del planeamiento urbanístico. Por tanto, podría decirse que es la falta de prevención de los riesgos naturales la que provoca las pérdidas económicas (Prestininzi, 2008).

LEGISLACIÓN DEL SUELO Y DE PROTECCIÓN CIVIL

El Real Decreto Legislativos 7/2015, por el que se aprueba el texto refundido de la Ley del Suelo y Rehabilitación Urbana, establece que estarán en situación de suelo rural, preservado de su transformación mediante la urbanización, aquellos terrenos con riesgos naturales. Asimismo, establece que el informe de sostenibilidad ambiental de los planes urbanísticos deberá incluir un mapa de riesgos naturales. Dicho articulado ya fue incorporado en la normativa del suelo anterior (Real Decreto Legislativo 2/2008 y Ley 8/2007). La referencia a los riesgos naturales en la mayoría de las normativas autonómicas es similar.

Por tanto, serán las leyes del suelo, a través de la normativa de evaluación ambiental, las que permitirán la prevención de riesgos naturales a través de la planificación urbanística (Garrido et al., 2015a), cuya escala es la más adecuada para la prevención (Diez-Herrero et al., 2008). Por otro lado, la Ley 2/1985, de 21 de enero, sobre Protección Civil y las Directrices Básicas de planificación de Protección Civil ante el Riesgo de Inundación y el Riesgo Sísmico, constituyen la normativa pionera en la consideración del análisis de riesgos y de la zonificación territorial de los mismos en la ordenación del territorio.

La normativa de protección civil obliga a la realización de: planes territoriales, en los que se contemplan todos los riesgos naturales presentes en un área; planes especiales, para los riesgos de inundación, sísmico y volcánico, y planes específicos, para aquellos riesgos característicos de cada ámbito territorial. Todos estos planes se desarrollarán en tres ámbitos administrativos: Estatal, Comunidad Autónoma y Local (supramunicipal y municipal). Dichos planes incluirán mapas de riesgos, que deberán ser considerados por los instrumentos de ordenación territorial y urbanística.

Pese a que el objeto de la protección civil son las situaciones de grave riesgo y las catástrofes, los únicos peligros naturales ligados a la geodinámica y contemplados expresamente en la normativa de protección civil son: inundaciones, terremotos y peligros volcánicos. Sin embargo, mientras éstos son objeto de planes especiales, existen otros, como los movimientos de ladera, que pese a ser consideradas inicialmente en la Norma Básica de Protección Civil, finalmente no fueron incluidos en la misma (González, 1988).

Es significativo que la mayoría de los municipios españoles no incluyan mapas de riesgos naturales en sus Planes Generales de Ordenación Urbana (Garrido, 2014). Este hecho puede ser debido al coste de dichos mapas, aunque seguramente se debe a motivos políticos.

Los ayuntamientos no deberían alegar motivos económicos si se utilizaran mapas, a escala municipal, publicados previamente. La existencia de los planes de protección civil permitiría utilizar los mapas de riesgos naturales, incluidos en los mismos, para conocer los terrenos expuestos a peligros naturales.

Debido a la importancia que tienen los planes de protección civil como instrumentos para la realización de un inventario y análisis de riesgos naturales es por lo que se deben conocer los planes establecidos por la legislación estatal y autonómica. Aunque hay que indicar que no existe ninguna normativa de protección civil y/o gestión de emergencias en Asturias, Castilla-La Mancha, Extremadura, Madrid y Murcia. Tampoco en Ceuta ni en Melilla, que carecen de potestad legislativa.

En este trabajo se presentan los municipios obligados y recomendados a aprobar dichos planes, según lo establecido en la legislación autonómica de protección civil y/o emergencias y en los planes territoriales y especiales de ámbito autonómico. Además, se presentan aquellos municipios con planes aprobados.

METODOLOGÍA

De conformidad con lo dispuesto en la normativa estatal y autonómica de protección civil, los municipios tienen la obligación de aprobar planes de emergencia municipal (PEM), además de planes de actuación municipal (PAM) ante riesgos especiales o específicos.

La información relativa a los planes territoriales y especiales de ámbito municipal redactados no se encuentra centralizada en la Dirección General de Protección Civil como sucede con aquellos de ámbito autonómico. Dicha información no aparece en la mayoría de las webs autonómicas de los órganos competentes en protección civil, pese a que muchas de las normativas autonómicas establecen la publicidad y registro de dichos planes. Afortunadamente, la nueva Ley 17/2015, de 9 de julio, del Sistema Nacional de Protección Civil, establece que existirá un registro informatizado de los planes aprobados. lo que permitirá conocer fácilmente el grado de cumplimiento de la normativa.

A través de los órganos autonómicos competentes en protección civil, se ha obtenido información de los planes de emergencia municipal aprobados, siendo más complicado obtener información de los planes especiales de actuación municipal aprobados.

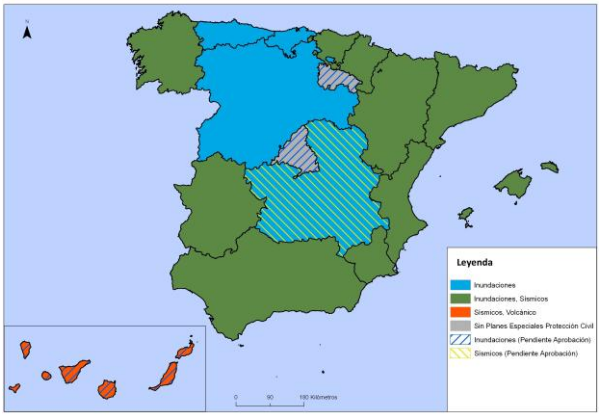


FIGURA 1. *Planes especiales de protección civil de ámbito autonómico. Elaboración propia.*

PLANES DE PROTECCIÓN CIVIL DE ÁMBITO AUTONÓMICO

Todos los planes territoriales de ámbito autonómico están homologados. Sin embargo, no todos los planes especiales de ámbito autonómico lo están. Así, faltan por aprobar los planes de protección civil ante el riesgo de inundación en Canarias, La Rioja y la Comunidad de Madrid, y ante el riesgo sísmico en Castilla-La

Mancha (Fig. 1). Desgraciadamente, por cuestiones de escala, ni los planes territoriales ni los especiales son útiles para la planificación urbanística.

PLANES DE PROTECCIÓN CIVIL DE ÁMBITO LOCAL

Los planes de emergencia municipal aprobados no suelen incluir mapas de riesgos naturales por lo que no son de interés para la planificación urbanística (Fig. 2).

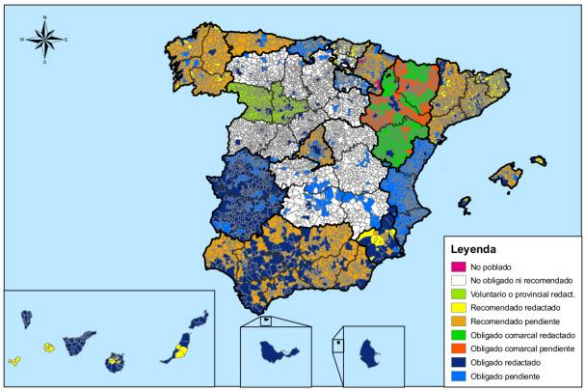


FIGURA 2. *Planes de emergencia municipal. Elaboración propia.*

De acuerdo con el Plan Especial de Protección Civil y Atención de Emergencias por riesgo volcánico en la Comunidad Autónoma de Canarias (PEVOLCA), Tenerife, La Palma y Lanzarote deben elaborar planes de actuación a nivel insular, mientras que para el resto de las islas, será el Comité Científico de evaluación y seguimiento el que determinará su inclusión en el caso de que se evidencie un incremento significativo en la actividad volcánica. Esto implicaría que el plan de actuación se realizará con posterioridad al inicio de dicha actividad, como se pone de manifiesto en el caso de la crisis de El Hierro en el 2011. Así el único plan de actuación a nivel insular aprobado es el de El Hierro, en septiembre de 2011, es decir, después de comenzada la crisis sísmica (Fig. 3).

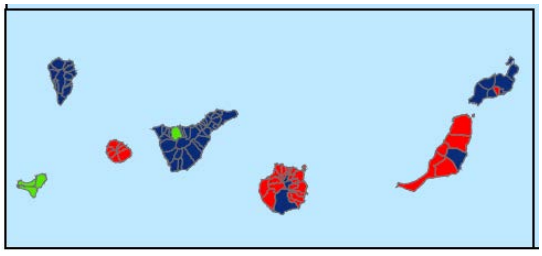


FIGURA 3. *Planes especiales ante el riesgo volcánico. Elaboración propia.*

La Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico establece que aquellos municipios en los que se prevean sismos, de intensidad igual o superior a VII para un período de retorno de 500 años, están obligados a elaborar un plan de actuación de ámbito local ante el riesgo sísmico. Sin embargo, el número de municipios que han elaborado dicho plan es testimonial (Fig. 4). Así por ejemplo Lorca elaboró su plan un año después del terremoto del 11 de mayo de 2011.

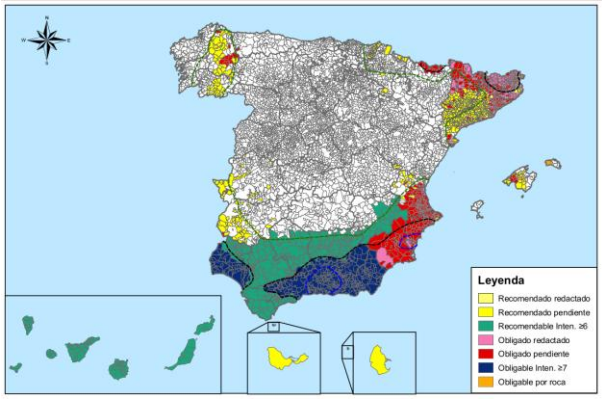


FIGURA 4. *Planes de actuación de ámbito local ante el riesgo sísmico. Elaboración propia.*

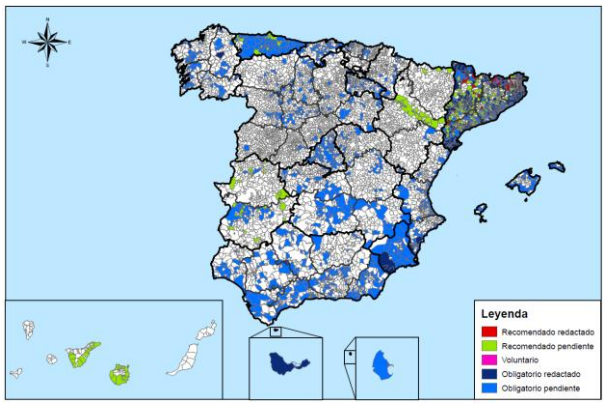


FIGURA 5. *Planes de actuación municipal ante el riesgo de inundaciones. Elaboración propia.*

Por último, los planes de actuación municipal ante el riesgo de inundación redactados son también muy escasos (Fig. 5). Sin embargo, su ausencia puede ser cubierta parcialmente por los mapas de peligrosidad y riesgo de inundación establecidos por el Real Decreto 903/2010, de 9 de julio, de evaluación y gestión de riesgos de inundación. En cada demarcación hidrográfica dichos mapas son obligatorios en aquellas zonas en las que exista un riesgo potencial de inundación significativo, de acuerdo con la evaluación preliminar del riesgo de inundación.

Por tanto, el grado de implantación de los planes de actuación municipal, obligatorios y recomendados, frente al riesgo de inundación, sísmico y volcánico es insignificante.

PLANEAMIENTO URBANÍSTICO Y PLANES DE PROTECCIÓN CIVIL DE ÁMBITO LOCAL EN LA PREVENCIÓN DE RIESGOS NATURALES

Las leyes del suelo ofrecen dos posibilidades para la prevención de los riesgos naturales en el planeamiento urbanístico a través de la protección civil: los informes emitidos por los órganos competentes en protección

civil o los planes de actuación municipal. Sin embargo, raras veces se utilizan estos mecanismos.

En la mayoría de leyes autonómicas está prevista la intervención de los órganos de protección civil en el procedimiento de elaboración del planeamiento territorial y urbanístico. Así, los informes emitidos por dichos órganos intervendrán en el planeamiento de diversas formas, pudiendo ser facultativos (Galicia y Cataluña), preceptivos donde se detecten riesgos (Cantabria) y vinculantes (Aragón, Baleares, Castilla-León, La Rioja y Navarra). Los informes serán únicamente vinculantes si se identifican graves problemas de índole geotécnica, morfológica, hidrológica o cualquier otro riesgo natural (Aragón, Baleares, La Rioja, Navarra).

Debido a los pocos planes de ámbito local aprobados, su uso en el planeamiento urbanístico es excepcional. Así, el PGOU de Burgos incluye la cartografía de riesgos naturales del PEMBUR (Plan de emergencia municipal de Burgos), el cual considera entre otros el riesgo de expansividad y el de hundimiento, proponiendo la realización de estudios geotécnicos en las zonas expuestas a los mismos. Por otro lado, es importante señalar que alrededor de un 25% de los terrenos expuestos a dichos riesgos son clasificados como suelos urbanizables o urbanos (Garrido, 2014). Sin embargo, en la mayoría de los municipios españoles se constata no solo la ausencia de mapas de riesgos naturales en su planeamiento, sino también su falta de consideración en la clasificación del suelo (Garrido et al., 2015b).

CONCLUSIONES

La mayoría de los planeamientos urbanísticos no incluyen mapas de riesgos naturales pese a lo establecido en la normativa del suelo vigente desde 2007, siendo el económico uno de los motivos de esta ausencia. La mayoría de los municipios tampoco han redactado sus planes de protección civil de ámbito local pese a lo establecido en la normativa de protección civil desde 1985.

La existencia de dichos planes municipales permitiría la utilización de los mapas de riesgos, incluidos en los mismos, en el planeamiento general, lo que posibilitaría establecer medidas correctoras y preventivas, así como evitar el crecimiento de los municipios hacia zonas expuestas a peligros naturales.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada parcialmente por la Fundación Mapfre a través del programa de Ayudas a la investigación y por el proyecto de investigación de I+D+i del Ministerio de Economía y Competitividad DER2013-47655-P, “Riesgos naturales y Derecho. Especial consideración a los riesgos ligados a la dinámica fluvial y litoral: su relación con el cambio climático”.

REFERENCIAS

Benito, G. (2005): Impactos sobre los riesgos naturales de origen climático: riesgo de crecidas fluviales. En: *Evaluación Preliminar de los Impactos en España por Efecto del Cambio Climático*. Ministerio de Medio Ambiente. 527-548 pág.

Díez-Herrero, A.; Lain, L. y Llorente, M. (2008): *Mapas de peligrosidad por avenidas e inundaciones. Guía metodológica para su elaboración*. Instituto Geológico y Minero de España. Serie Riesgos Geológicos/Geotecnica nº 1, 190 p.

Garrido, J. (2014): *Prevención de riesgos naturales y geotécnicos a través de la legislación sectorial y la ordenación territorial y urbanística. La Evaluación Ambiental Estratégica y los riesgos en la planificación urbanística española*. Tesis doctoral. Universidad de Granada, 244 p.

Garrido, J.; Arana, E.; Jiménez Soto, I. y Delgado, J. (2015a): Environmental legislation as the legal framework for mitigating natural hazards in Spain. En: *EGU General Assembly.* Geophysical Research Abstracts. Vol. 17, EGU2015-13221-2.

Garrido, J.; Grindlay, A.L.; Martino, S.; Prestininzi, A. y Scarascia Mugnozza, G. (2015b): Integrating natural hazards in Spanish and Italian land use planning. En: *Urban Geology, Sustainable Planning and Landscape Exploitation* (Lollino G., Manconi A., Guzzeti F., Culshaw M., Bobrowsky P., Luino F., eds). Springer, Heidelberg, 773-776.

González, J.L.(1998): Los riesgos geológicos y la protección civil En: *Riesgos geológicos* (F.J. Ayala-Carcedo,; J.J. Durán y T. Peinado, eds.). IGME. pág. 319-325.

Olcina, J. (2002): Riesgos naturales y ordenación territorial. En: *Riesgos naturales* (F.J. Ayala y J. Olcina, eds), p. 1235-1305. Ed. Ariel.

Prestininzi, A. (2008): Landslide risk: the cost of failed prevention. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment* 2, pág. 1-2.

Regueiro, M. (ed.) (2008): *Guía metodológica para la elaboración de cartografías de riesgos naturales en España*. Ministerio de la Vivienda e Ilustre Colegio Oficial de Geólogos. Madrid. 187 p.

Definición de fuentes sísmicas de terremotos históricos a partir de la escala de intensidades macrosísmicas ESI-07 y la modelización por SHAKEMAPS. Implicaciones en la peligrosidad sísmica

Defining the seismogenic source for historical earthquakes from the application of the ESI-07 scale combined with ShakeMap modelling. Implications in Seismic Hazard assessment

J.L. Giner-Robles[1], J. Elez[2], P.G. Silva[2], M.A. Rodríguez-Pascua[3], R. Pérez-López[3], T. Bardají[4], M.A. Perucha[3], E. Roquero[5] y E. Rodríguez-Escudero[1]

1 Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid 28049 Madrid. jorge.giner@uam.es,
2 Dpto. Geología. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad Salamanca. 05003-Ávila. España; pgsilva@usal.es
3 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). C/ Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid. España; ma.rodriguez@igme.es, r.perez@igme.es
4 U.D. Geología. Universidad de Alcalá. Alcalá de Henares (Madrid), España. teresa.bardaji@uah.es
5 Dpto. Edafología. E.T.S.I. Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, España. elvira.roquero@upm.es

Resumen: En este trabajo se han establecido los parámetros de las fuentes símicas de los terremotos históricos de Tavernes (1396) y de Estubeny (1748). A partir de las intensidades macrosísmicas ESI-07, se han realizado modelizaciones de la fuente sísmica (localización, magnitud y orientación de la fuente sísmica) construyendo diferentes mapas de valores de PGA (ShakeMaps). Se ha elegido la fuente sísmica de la modelización que mayor coherencia presentaba entre los valores de intensidad ESI-07 y los valores de PGA obtenidos, utilizando la correlación de intensidades macrosísmicas y PGAs utilizada por el USGS. Para el terremoto de Tavernes de 1396 se ha obtenido una falla normal orientada NO-SE (Mw 7,0) y para el terremoto de Estubeny una falla inversa orientada ENE-OSO (Mw 6,5). El análisis de las principales estructuras tectónicas de la zona y de las construcciones de los mecanismos focales de terremotos localizados en la zona analizada permite establecer la coherencia de los datos obtenidos con la sismotectónica de la zona.

Palabras clave: escala ESI-07, ShakeMaps, Terremoto de Tavernes (1396), Terremoto de Estubeny (1748), PGA.

Abstract: *In this work we offer the parameters of the seismogenic sources for the AD 1936 Tavernes and AD 1748 Estubeny historical events. Comparing with the spatial distribution of ESI-07Intensities, ShakeMap models in terms of PGA with different features of the seismogenic source (epicentral location, Mw, orientation of the source) have been obtained. After iteration, the chosen seismogenic source was that with the best fit between the PGA ranges of intensity used by the USGS and with ESI-intensity evaluations of the zone. For the Tavernes event results point to a NW-SE (Mw 7.0) normal fault and for the Estubeny to a reverse fault ENE-WSW oriented and Mw 6.5. Analyses of the main structures and its features as well as the reconstructions of the focal mechanisms in the study area are quite compatible with obtained data.*

Key words: *ESI-07 intensity scale, ShakeMaps, Tavernes earthquake (1396 AD), Estuveny earthquake (1748 AD), PGA.*

INTRODUCCIÓN

En España existe muy poca información sobre las fuentes simogenéticas que han producido terremotos históricos destructivos. En este trabajo se propone una metodología de análisis que permite establecer posibles fuentes sísmicas para terremotos históricos sin datos de fuente símica. La metodología se ha aplicado a los terremotos de Tavernes del 18/12/1396 y del terremoto de Estubeny del 23/03/1748, utilizado los datos de intensidad macrosísmica (Giner-Robles, 2014, 2015) ESI-07 (Michetti et al., 2007) y la construcción de ShakesMaps (Elez, 2015, 2016).

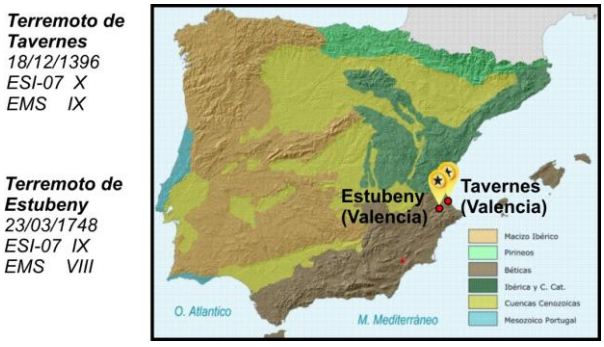


FIGURA 1. Localización de los terremotos de Tavernes de la Valldigna y de Estubeny.

INTENSIDADES MACROSÍSMICAS

Para establecer las intensidades macrosísmicas se ha utilizado la escala ESI-07 (Michetti, 2007), que permite establecer valores de intensidad a partir del análisis de los efectos geológicos y ambientales que produce el terremoto en el terreno (licuefacciones, grietas, procesos gravitacionales, etc…). Para estos terremotos hemos utilizado los datos establecidos por Giner-Robles et al. (2014) para el terremoto de Estubeny (ESI-07 Imax IX, EMS Imax VIII) y los datos definidos por Giner-Robles et al. (2015) para el terremoto de Tavernes de la Valldigna (ESI-07 Imax X, Imax EMS IX).

CONSTRUCCIÓN DE SHAKEMAPS

Para la obtención de los ShakeMaps se ha seguido la misma metodología propuesta por el USGS. Para la modelización de las aceleraciones horizontales máximas (PGAs) se han utilizado las ecuaciones de Boore et al., (1997), en las que los valores de efecto sitio (Vs30) se han obtenido mediante estimaciones empíricas (Wald y Allen, 2007). Para explicar el gran número de efectos geológicos y ambientales relacionados con estos eventos y catalogados según la escala de intensidad macrosísmica ESI-07, se han introducido dos factores de corrección, uno relacionado con la amplificación topográfica y otro con la existencia de materiales cuaternarios no consolidados (Elez et al., 2015, 2016).

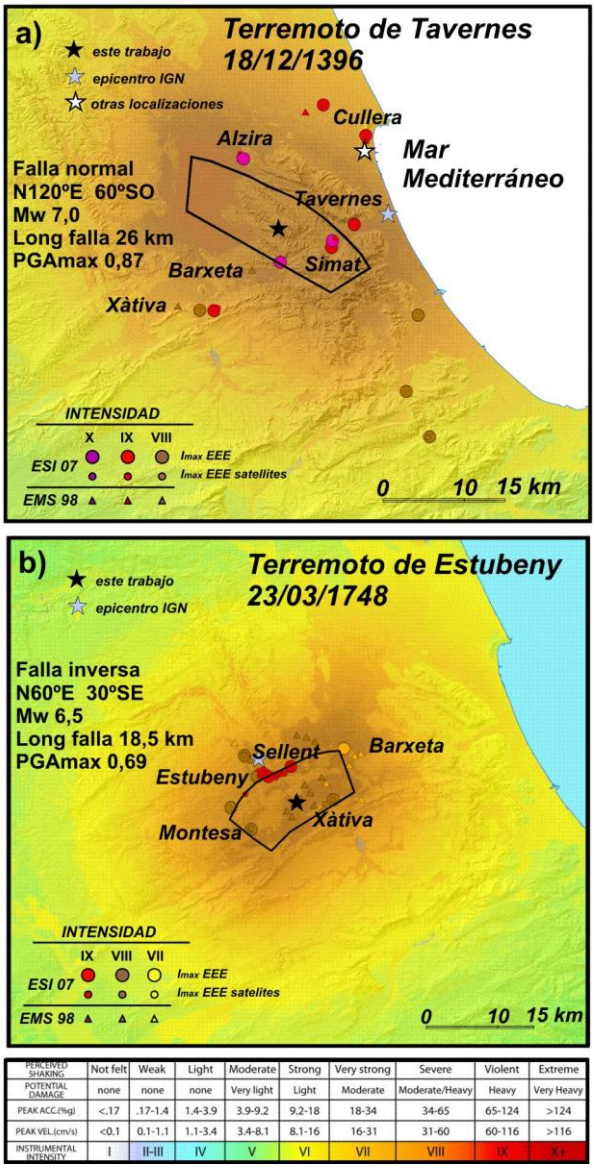
En la modelización se han integrado los datos de intensidad ESI-07 en un entorno SIG al objeto de poder comparar las diferentes modelizaciones realizadas. La topografía utilizada en la modelización ha sido el modelo digital del terreno de alta resolución (5 m/pixel) del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Para todos los mapas de PGAs derivados de la modelización se ha seguido utilizando la misma resolución.

DEFINICIÓN DE FUENTES SÍSMICAS

A partir de las distribuciones de intensidades puntuales definidas a partir de la documentación histórica (Giner-Robles et al., 2014, 2015) se han realizado diferentes modelizaciones de cada uno de los terremotos. Para ello se han realizado ShakeMaps definiendo las características de la fuente sísmica: magnitud, localización y orientación (dirección y buzamiento) y tipo de falla (inversa, normal, desagarre), obteniendo mapas de 5m/pixel de valores de PGA. Posteriormente se ha analizado la coherencia de los datos de intensidad ESI-07 con los valores de PGA obtenidos de la modelización, utilizando para ello la relación de intensidad macrosísmica y aceleración del terreno propuestas por el USGS para la construcción de los ShakeMaps.

Después de realizar modelizaciones para cada uno de los terremotos con distintos tipos, orientaciones y magnitudes de la fuente sísmica se ha elegido el modelo que optimiza los valores de intensidad ESI-07 con los valores de PGA del ShakeMap.

De esta forma, para el terremoto de Tavernes se ha definido una fuente símica de falla normal (Mw 7,0), con una orientación NO-SE y buzamiento de 60º hacia el SO (Fig.2a). El epicentro se localizaría unos 10 km al oeste del epicentro definido por el IGN, entre las poblaciones de Simat de la Valldigna, Alzira y Barxeta. Y para el terremoto de Estubeny la fuente sísmica definida es una falla inversa (Mw 6,5) según NE-SO con un buzamiento de 30º hacia el SE (Fig.2b); y con el epicentro localizado a unos 8 km al sur del definido por el IGN, entre las poblaciones de Xátiva y Estubeny.



PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%g)	<.17	.17-1.4	1.4-3.9	3.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL.(cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-16	16-31	31-60	60-116	>116
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

FIGURA 2. ShakeMaps de los dos terremotos: a) terremoto de Tavernes (23/12/1398) y b) terremoto de Estubeny (23/03/1748). Se representan los datos de intensidades ESI-07 y EMS, y la proyección del plano de falla obtenido para cada uno de los terremotos. Se representa en código de colores (5x5 m de pixel) los valores de aceleración (PGA).

CORRELACIÓN SISMOTECTÓNICA

Se ha realizado una cartografía de síntesis de las principales estructuras tectónicas a partir de la cartografía geológica a escala 1:50.000. De esta cartografía se pueden deducir dos zonas bien diferenciadas: una hacia el SO caracterizada principalmente por cabalgamientos y pliegues orientados según NE-SO y ENE-OSO, y otra situada al este y caracterizada fundamentalmente por fallas normales orientadas NNO-SSE (Fig.2).

Posteriormente se ha realizado el estudio sismotectónico de las fuentes sísmicas aplicando métodos de análisis poblacional de fallas (Método de los Diedros Rectos y Modelo de Deslizamiento (Fig. 3c y d). Para ello se ha considerado una población sintética de datos variando el cabeceo teórico de la estría de falla de cada fuente sísmica obtenida (Fig.3b), y se han determinado las orientaciones de máximo acortamiento (ey) para cada una de las poblaciones, estableciendo en el proceso un mecanismo focal sintético para para cada uno de los terremotos (Fig.3a).

Los resultados obtenidos son coherentes, tanto con la zonación sismotectónica como con los resultados obtenidos aplicando el mismo tipo de análisis a los mecanismos focales inventariados en la zona de estudio (Fig.2).

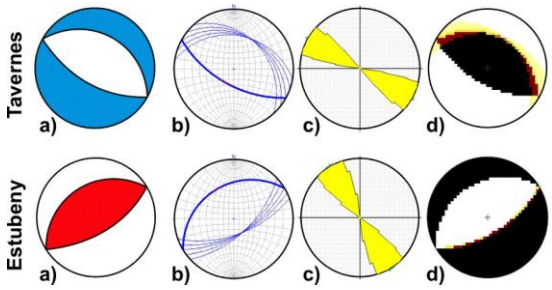


FIGURA 3. *Análisis de las fuentes sísmicas deducidas para el terremoto de Tavernes (1396) y Estubeny (1748): a) mecanismo focal sintético deducido. b) Proyección estereográfica del plano de falla y de la población sintética obtenida de las variaciones del cabeceo de la estría sobre el plano teórico de la fuente sísmica definida. Resultados del análisis de la deformación de la población de fallas sintética: c) Rosa de orientaciones de ey y d) Diedros rectos.*

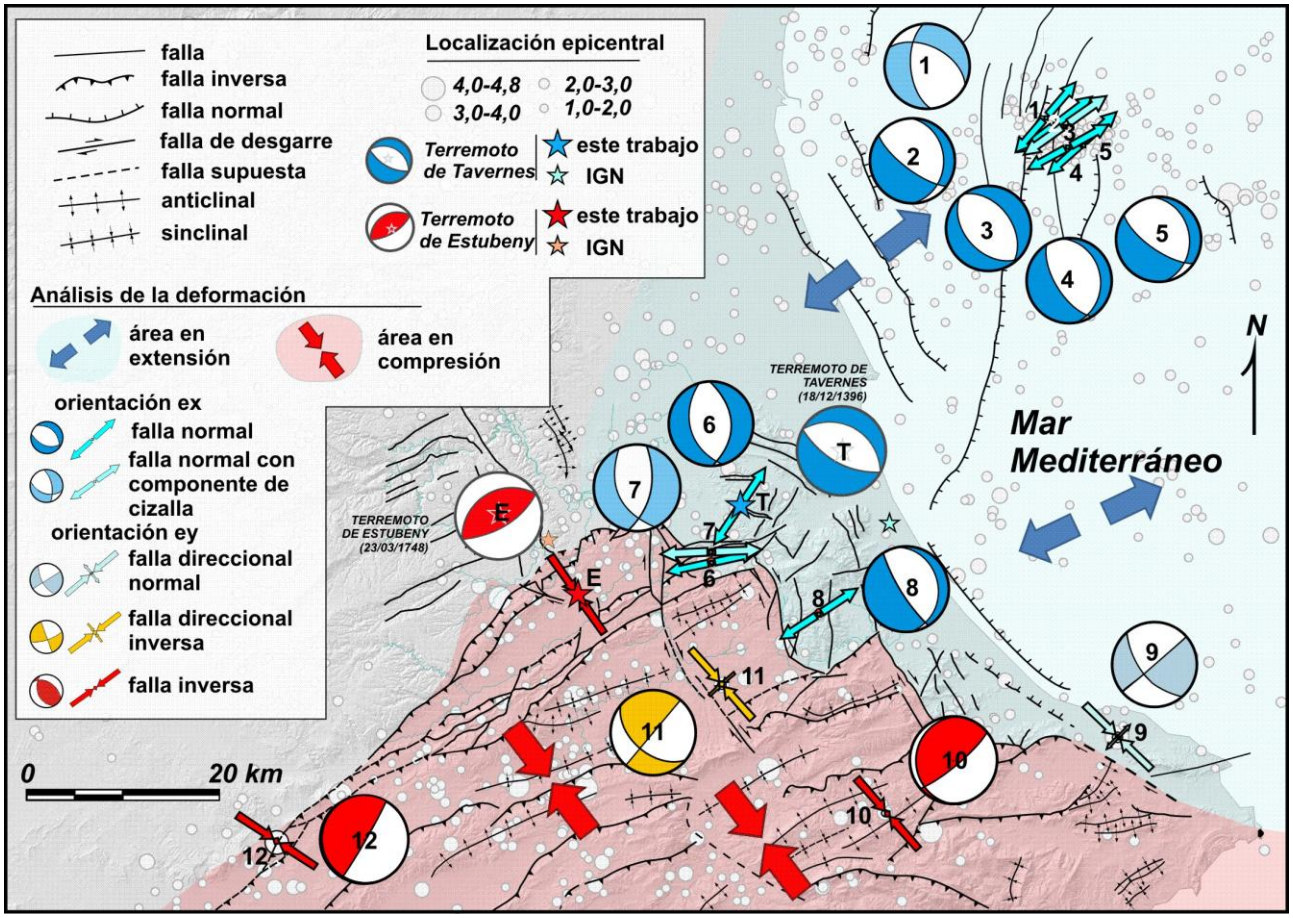


FIGURA 2. *Esquema sismotectónico del área analizada en la que se encuentran localizados los dos epicentros de los terremotos históricos considerados. Se representan el análisis de los mecanismos focales de los sismos inventariados en la zona: mecanismos focales 1, 2, 3, 4 y 5 IGN (www.ign.es), mecanismos focales 6, 7, 8 y 9 (Stich et al., 2003, 2010), mecanismos focales 10, 11 y 12 (Herraiz et al., 2000). Los mecanismos focales teóricos de los dos terremotos históricos se han construido a partir de la definición de la fuente sísmica. Se representan también las orientaciones de máximo acortamiento horizontal deducido del análisis individual de los mecanismos focales.*

En la figura 2 se puede observar como los mecanismos focales sintéticos definidos de las fuentes sísmicas elegidas son coherentes tanto en la dirección de máximo acortamiento (ey) deducida (NE-SO) en toda la zona, como en el tipo de falla caracterizada: normal en la zona extensiva, y de carácter inverso en la zona compresional situada hacia el SO.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La caracterización de las fuentes símicas de los dos terremotos históricos analizados (Tavernes y Estubeny) es coherente con los datos sismotectónicos de la zona analizada, tanto en la orientación como en el tipo de falla que las define. Los datos de magnitud obtenidos para los dos terremotos son ligeramente superiores a los deducidos por el IGN, pero coherentes con las intensidades ESI-07 definidas en el área (Giner-Robles, 2014, 2015) a partir de los efectos geológicos y ambientales descritos en la documentación histórica.

Esta metodología de utilización conjunta de la escala ESI-07 y de la construcción de ShakeMaps puede ser muy útil para la revisión de la peligrosidad símica en zonas de España en la que se hayan producido terremotos históricos destructivos.

Este tipo de análisis nos permitiría definir a partir de la integración de datos geológicos con la aplicación de la escala macrosísmica ESI-07 (Michetti et al., 2007), tanto posibles fuentes sísmicas de terremotos históricos destructivos, como mapas de escenarios sísmicos a partir de los mapas de PGA obtenidos de la construcción de los ShakeMaps.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación: CATESI-07 (IGME), CGL2012-37281-C02.01 y CGL2015-67169-P (USAL). Una contribución del Grupo de trabajo QTECT-AEQUA.

REFERENCIAS

Boore, D.M., Joyner, W. y Fumal, T. (1997): Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from Western North American earthquakes: A Summary of recent Work. *Seismological Research Letters*, 68 (1): 128-153.

Elez, J., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Roquero, E., Bardají, Huerta, P., Mártinez-Graña, A. (2015): ESI-07 ShakeMaps for Instrumental and historical events in the Betic Cordillera (SE Spain): a preliminary approach applied to seismic hazard based on geological data. En: *6th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology,19-24 April 2015, Pescina, Fucino Basin, Italy.*

Elez, J., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Rodríguez Pascua, M.A., Pérez-López, R., Roquero E., Bardají, T. y Martínez-graña, A. (2016): ESI-07 ShakeMaps for instrumental and historical earthquakes based on geological data (Betic Coordillera, SE Spain. (*en este volumen*).

Giner-Robles, J.L., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Alberola Romá, A, (2014): Geological and archaeological effects of the AD 1748 Estubeny Earthquake (SE Spain). *IBERFAULT II*., IGME, Madrid pp.149-152.

Giner-Robles, J.L., Silva, P.G., Elez, J., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Rodríguez-Escudero, E. (2015): Relationships between the ESI-07 scale and expected PGA values from the analysis of historical earthquakes (≥ VIII EMS) in East Spain: Tavernes 1396 AD and Estubeny 1748 AD earthquakes. En: *6th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology,19-24 April 2015, Pescina, Fucino Basin, Italy.*

Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Naupari, R., Giner, J., Simon, J.L., Gonzalez-Casado, J.M., Vadillo,O., Rodriguez-Pascua, M.A., Cicuendez, J.I., Casas, A., Cabanas,L., Rincon, P., Cortes, A.L., Ramirez, R. y Lucini, L. (2000): The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19, 4, 762-786.

Michetti, A.M., Esposito, E., Guerrieri, L., et al. (2007): Environmental Seismic Intensity scale – ESI 2007. Intensity Scale ESI-07 (Guerrieri, L., Vittori, E. Eds.). *Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia* 74. APAT, Rome, Italy, 41 p.p.

Stich, D.,Ammon, C. y Morales, J. (2003): Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *Journal of Geophysical Research*, 108, b3, 2148

Stich, D., Martín, R. y Morales, J. (2010): Moment tensor inversion for Iberia–Maghreb earthquakes 2005–2008. *Tectonophysics*, 483; 390-398.

Wald, D.J. y Allen, T.I. (2007): Topographic slope as a proxy for seismic site conditions and amplification. *Bull. of the Seismol. Soc. Am.*, 97; 1379-1395.

Mapas de peligrosidad por inundaciones y flujos de fangos en zonas urbanas. El caso del 25 de marzo de 2015 de Copiapó (Desierto de Atacama, Chile)

Flooding and mudflows hazard maps in urban areas. The case of 25th March of 2015 in Copiapó (Atacama Desert, Chile)

T. Izquierdo[1], M. Abad[1], E. Bernárdez[1], D. Cabezas[2], N. Calderón[2], Y. Cornejo[2], F. Fuentes[2], S. Saavedra[2], S. Soto[2] y A. Torres[2]

1 Departamento de geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama Avda. Copayapu, 485 Copiapó (Chile). tatiana.izquierdo@uda.cl, manuel.abad@uda.cl, enrique.bernardez@uda.cl
2 Alumnos del Departamento de geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama Avda. Copayapu, 485 Copiapó (Chile)

Resumen: Durante el evento hidrometeorológico extremo de marzo 2015 más de 50 mm precipitaron en el Desierto de Atacama (Chile). Las intensas lluvias causaron daños en varias ciudades de la Región de Atacama. La ciudad de Copiapó se encuentra en la confluencia entre el Río Copiapó y Quebrada Paipote, un afluente seco en condiciones climáticas normales. El proceso involucró un flujo de fango muy rápido (2,5 – 5,5 m/s) de alta densidad y viscosidad que arrastró un gran volumen de arena y lutitas y enterró la ciudad bajo una capa de 31 cm de espesor medio. Un área total de 12,2 km^2 se inundó, el 72% de la zona urbana. Se han identificado cuatro sectores en los que se superaron los 2 m de inundación, con una medida máxima de 3,8 m cerca de la confluencia de los dos cauces y una inundación media de 45 cm para toda la ciudad. El volumen de sedimento acumulado se estima aproximadamente en 2,2 millones m^3 que rellenaron casas, sótanos, alcantarillado, etc. Este evento pone de manifiesto la necesidad de elaborar mapas de peligrosidad que combinados con análisis de vulnerabilidad permitan evaluar el riesgo de inundación de la ciudad.

Palabras clave: flujo de fango, eventos climáticos extremos, inundación urbana, Copiapó, Desierto de Atacama.

Abstract: *During the extraordinary hydro-meteorological event that occurred in March 2015 more than 50 mm of rain fell in the Atacama Desert (Chile). These intense rains caused extensive damages in several cities of the Atacama Region. The city of Copiapó is located at the confluence between Copiapó River and Quebrada Paipote, a tributary dry under normal climatic conditions. This event caused a very rapid surging flow (2.5 - 5.5 m/s) that carried a large volume of sand, clay and silt transported by high density and viscosity flows that buried the city under a 31 cm mean thick layer. A total area of 12.2 km^2 was flooded, 72% of the urban area. Four sectors had flood heights >2 m with a maximum measurement of 3.8 m close to the confluence of the tributary and a mean flood height of 45 cm across the city. The estimated volume of accumulated sediment in the city is 2.2 million m^3 that infilled houses, sewerage, etc. This event highlights the need of developing accurate hazards maps that combined with vulnerability analysis makes possible to evaluate the risk of flooding in the city.*

Key words: *mudflow, rainfall extreme event, urban flood, Copiapó, Atacama Desert.*

INTRODUCCIÓN

Las inundaciones causadas por flujos de derrubios y fango constituyen un riesgo a escala global, especialmente relevante en zonas de grandes desniveles y contextos climáticos áridos. En los Andes Centrales, caracterizados por un relieve joven, una abrupta topografía y elevadas pendientes, se producen precipitaciones muy intensas que originan este tipo de flujos y que alcanzan regiones de menor altitud (Moreiras y Sepúlveda, 2013). La precipitación en la Región de Atacama (24º-27º S, Fig. 1) varía considerablemente con la topografía debido al efecto orográfico (Valdés-Pineda et al., 2014) y, aunque todo el Desierto de Atacama posee un clima hiperárido, existen algunos ríos perennes como el Río Copiapó. La precipitación media anual disminuye desde los más de 300 mm/año a 5.000 m.s.n.m. a 20 mm/año a 2.300 m.s.n.m., y a menos de 1 mm/año al nivel de mar (Houston, 2006). El Fenómeno del Niño Oscilación Sur (ENSO) se ha vinculado directamente a crecidas de ríos y riesgos de remociones en masa en esta región, aunque los procesos mediante los que las precipitaciones torrenciales desencadenan estos flujos aún no se conocen completamente (Sepúlveda et al., 2015).

Durante el evento hidro-meteorológico extremo que ocurrió entre el martes 24 y el jueves 26 en marzo 2015 un núcleo frio en altura se ubicó sobre las coordenadas 30ºS, 75ºW y a su vez, una borrasca a menor altitud atrajo aire cálido y húmedo desde el Pacífico tropical hacia el norte de Chile (Jordan et al., 2015). La precipitación asociada varió entre 10 mm de la costa y los >85 mm en zonas de alta montaña. Estas lluvias

causaron avenidas torrenciales en 17 quebradas de la Región Atacama que afectaron a 7 municipios. Los mayores daños tuvieron lugar en las ciudades de Chañaral y Copiapó (Fig. 1).

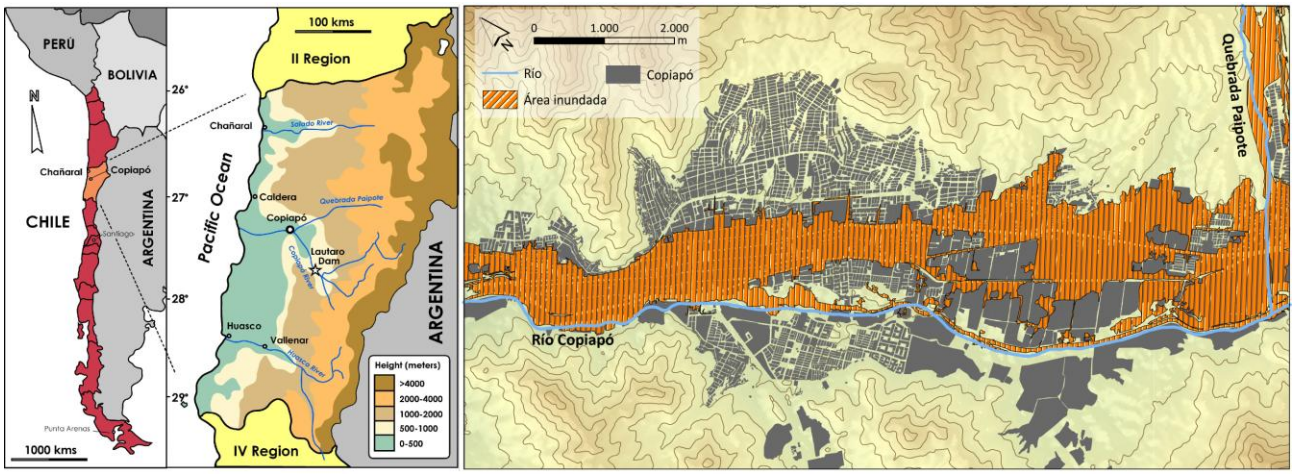


FIGURA 1. *Localización de la ciudad de Copiapó en la cuenca hidrográfica del Río Copiapó (RC), Región de Atacama y mapa de la zona inundada en el área urbana.*

La ciudad de Copiapó (~160.000 habitantes) es la capital administrativa de la Región de Atacama y se localiza en la llanura aluvial desarrollada en la confluencia de Quebrada Paipote (QP) y el Río Copiapó (RC). Debido a esta localización geomorfológica, el área de estudio experimenta frecuentemente inundaciones por flujos de fangos, como indican las inundaciones descritas en las crónicas de la ciudad durante los siglos XIX y XX, entre las que se destacan por los daños ocasionados las de 1888, 1917, 1987 y 1997 (Partarrieu y Parra, 2009).

Las principales geoformas que aparecen en este sector aisladas y elevadas en el paisaje son los abanicos aluviales y las terrazas fluviales que registran el nacimiento de la presente red de drenaje y el levantamiento de los relieves circundantes durante el Neógeno. En áreas anexas al cauce actual del río los escalones morfológicos definidos por las terrazas fluviales del RC constituyen el modelado más reciente. Sus depósitos están formados principalmente por lutitas aluvionales y areniscas eólicas, con conglomerados fluviales menos abundantes. Esta sucesión cuaternaria registra largos periodos de inactividad fluvial, acompañados por el desarrollo de mantos eólicos, que fueron interrumpidos en varias ocasiones por inundaciones y flujos en masa.

El RC presenta un régimen de caudales alimentado por lluvia y deshielo, con un caudal medio de la serie temporal 1974 – 2005 de 2,4 m^3/s. Durante los últimos 10 años el cauce del río a su paso por Copiapó ha discurrido seco debido a la captación de aguas arriba de la ciudad, principalmente para riego. Su cuenca hidrográfica (18.400 km^2) puede dividirse en 3 zonas: (1) el curso alto (7.412 km^2) formado por 3 subcuencas (Jorquera, Manflas y Pulido) que confluyen en el Embalse Lautaro (40 Hm^3); (2) el curso medio formado por dos subcuencas que se unen en la ciudad de Copiapó, RC Medio (2.943 km^2) y QP (6.689 km^2); y por último (3) el curso bajo en el que no existe ningún afluente importante (1.356 km^2) (Fig. 1). La mayor parte de la escorrentía generada en marzo de 2015 en el curso alto quedó almacenada en el Embalse Lautaro. Sin embargo, QP que se encuentra seca bajo condiciones climáticas normales se activó durante este evento y transportó un gran volumen de sedimentos y agua hasta su desembocadura, situada en el extremo SO de la ciudad de Copiapó. Para este evento Naranjo y Olea (2015) estiman un caudal punta para el RC de ~110 m^3/s antes de su confluencia con QP y de ~600 m^3/s después.

El objetivo de este trabajo es reconstruir la inundación que ocurrió en marzo de 2015 en Copiapó y entender sus causas para integrar esta información en el futuro desarrollo de mapas de peligrosidad y riesgo de la zona urbana de esta ciudad.

METODOLOGÍA

Se realizó una campaña de campo durante las semanas posteriores al aluvión, una vez que fue posible caminar por las calles de la ciudad, orientada a: (1) la reconstrucción temporal del aluvión; y (2) la medida de altura de inundación y de sedimento en distintas zonas. Se tomó información en un total de 291 puntos y se integró en un Sistema de Información Geográfica (SIG) que permitió reconstruir el movimiento del agua a través de las calles, calcular el área afectada, la altura media de inundación de agua y fango, así como el volumen aproximado de sedimento acumulado en la ciudad. Finalmente, usando videos grabados durante el momento de caudal punta ha sido posible estimar la velocidad máxima del flujo en diferentes áreas de la ciudad.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

De acuerdo con la información recopilada en terreno y el relato de vecinos, las lluvias del martes 24 no causaron ningún daño en la ciudad. La escorrentía generada en el RC fue suficiente para aumentar su caudal y que el agua comenzara a correr por el cauce después de varios años seco, llegando a la ciudad esa misma tarde. En las quebradas que rodean la ciudad prácticamente no se generó escorrentía. La lluvia del día siguiente, miércoles 25, produjo que los suelos alcanzaran su capacidad de campo y se incrementara considerablemente la precipitación neta. El aumento en la escorrentía del RC causó inundaciones en algunos puntos de la llanura aluvial aguas arriba de la ciudad. Sin embargo, la avenida no llegó a Copiapó sólo desde RC sino también desde QP por donde circulaba un enorme caudal. El arrastre de derrubios y otros materiales obstruyeron el canal bajo la carretera que une QP con RC, favoreciendo su desborde y el desvío de la mayor parte del flujo hacia la ciudad a través de las calles orientadas paralelas al río.

El proceso involucró un flujo de fango muy rápido (2,5 – 5,5 m/s) de alta densidad y viscosidad que arrastró un gran volumen de arena y lutitas. Se estima un área total inundada de 12,2 km^2 que se corresponde aproximadamente con el 72% del área urbana de Copiapó (Fig. 2a). Se han identificado cuatro sectores de la ciudad en los que la inundación superó los 2 m, con una medida máxima de altura de inundación de 3,8 m cerca de la confluencia entre QP y RC. La altura de inundación media para la ciudad es de 45 cm. El área localizada en el extremo E es en la que se define un máximo debido a la obstrucción del canal de QP. Las

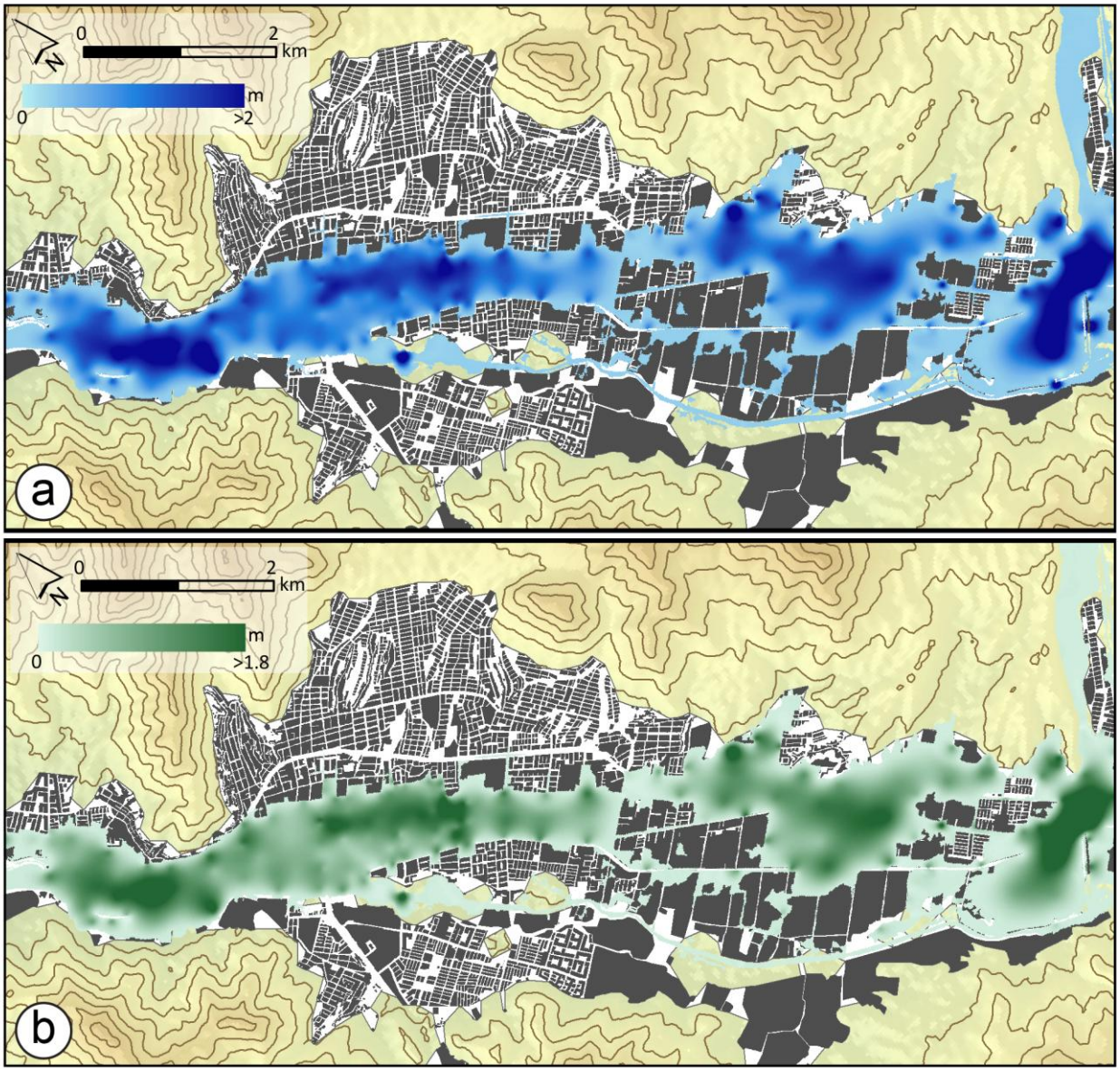


FIGURA 2. *a) Mapa de máxima altura de inundación tras el evento del 25 de marzo de 2015 en la ciudad de Copiapó; b) mapa de máxima altura de fango tras el evento del 25 de marzo de 2015 en la ciudad de Copiapó.*

dos zonas más afectadas en el centro de la ciudad se encuentran situadas a lo largo de la calle que actuó como principal vía de canalización del agua. Finalmente, la zona situada más al O con mayores alturas se corresponde con el punto de confluencia de las principales calles que canalizaban el flujo y el RC. Este área coincide con el centro histórico de la ciudad y es la única en la que el RC se desbordó generando daños ya que a lo largo del resto de la ciudad se mantuvo en su cauce (Fig. 2a).

El flujo de fango enterró la ciudad bajo una capa de espesor medio de 31 cm formado por sedimentos limosos con porcentajes variables de arenas. Las máximas alturas de fango coinciden con las máximas medidas de altura de agua ya que el sedimento se transportaba mezclado con el agua en una fase única (Fig. 2b). El volumen estimado de sedimento acumulado y depositado en la ciudad se ha calculado en 2,2 millones m^3. El material recubrió por completo las calles y rellenó las viviendas, sótanos, sistema de alcantarillado, etc. dificultando enormemente la rehabilitación de la ciudad.

Las consecuencias del evento en la Región de Atacama incluyen 31 muertos, 16 desaparecidos y 35.000 damnificados. Además, más de 2.000 casas fueron completamente destruidas y más de 1.500 sufrieron daños de diversa consideración. En Copiapó, hasta 160.000 m de alcantarillado se colmataron y más del 50% de las casas quedaron sin sistema de alcantarillado. El agua circuló por las calles de la ciudad más de 2 semanas tras las lluvias y la ciudad quedó prácticamente paralizada durante un mes, lo que generó un impacto económico superior a 44 millones €.

CONCLUSIONES

Con un periodo de retorno de aproximadamente 20-30 años las inundaciones catastróficas en esta zona del Desierto de Atacama suponen el mayor riesgo para la ciudad de Copiapó. En este contexto, la elaboración de mapas de peligrosidad ante inundaciones y flujos de fango constituyen herramientas fundamentales a la hora de identificar áreas con mayor probabilidad de inundación, puntos donde llevar a cabo medidas de mitigación-corrección, o incluso zonas seguras dónde es posible la instalación de refugios. Por otro lado, este tipo de medidas encaminadas a la ordenación y mitigación deben ser complementadas con estrategias de educación de la sociedad. La falsa sensación de seguridad, que produce el amplio periodo de retorno de estos eventos hidro-meteorológicos, y el crecimiento urbanístico descontrolado de la ciudad en los últimos 30 años representan retos adicionales que deben ser igualmente considerados

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto DIUDA 10/2014.

REFERENCIAS

Bodoque, J.M., Amérigo, M., Díez-Herrero, A., García, J.A., Cortés, B., Ballesteros-Cánovas, J.A., Olcina, J. (2016). Improvement of resilience of urban areas by integrating social perception in flash-flood risk management. *Journal of Hydrology*, in press.

Garrido, C. (1998). *Aluviones ocurridos en temporales de junio y agosto 1997*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Atacama, 104 p.

Houston, J. (2006). Variability of precipitation in the Atacama Desert: its causes and hydrological impact. *International Journal of Climatology*, 26: 2181–2198.

Houston, J., Hartley, A.J. (2003). The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology*, 23: 1453–1464.

Jordan, T., Riquelme, R., González, G., Herrera, C., Godfrey, L., Colucci, S., Gironás-León, J., Gamboa, C., Urrutia, J., Tapia, L., Centell, K., Ramos, H. (2015). Hydrological and geomorphological consequences of the extreme precipitation event of 24-26 March 2015, Chile. En: *XIV Congreso Geológico de Chile*, La Serena - Chile.

Moreiras, S.M., Sepúlveda, S.A. (2013) The high social and economic impact 2013 summer debris flow events in Central Chile and Argentina. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 54(2): 181–184.

Naranjo, J.A., Olea, P. (2015). *Efectos geológicos del evento meteorológico de Marzo de 2015: Descargas de flujos aluviales durante la tormenta del 24 al 26 de Marzo de 2015. INF-EMERGENCIANORTE-02*. SERNAGEOMIN, 19 p.

Partarrieu, U., Parra, A. (2009). *Plan de gestión para la cuenca del rio Copiapó. Estrategia nacional de gestión integradas de cuencas hidrográficas*. Dirección General de Aguas, 177 p.

Sepúlveda, S.A., Moreiras, S.M., Lara, M., Alfaro, A. (2015). Debris flow in the Andean ranges of central Chile and Argentina triggered by 2013 summer storms: characteristics and consequences. *Landslides*, 12: 115-133.

Valdés-Pineda, R., Pizarro, R., García-Chevesich, P., Valdés, J.B., Olivares, C., Vera, M., Balocchi, F., Pérez, F., Vallejos, C., Fuentes, R., Abarza, A., Helwig, B. (2014). Water governance in Chile: Availability, management and climate change. *Journal of Hydrology*, 519: 2538-2567.

Puntos y zonas susceptibles a movimientos de ladera por terremotos en la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia (CARM). Información de base para Protección Civil

Points and areas prone to earthquake-induced landslides in the CARM. Base information for Civil Protection

J. Mulas[1], J.C. García-Davalillo[2], M. Sanabria[3], J. García-Mayordomo[4], R. Aragón[5], M. J. Rodriguez-Peces[6] y J. Delgado[7].

1 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Área de Investigación en Peligrosidad y Riesgos Geológicos. Departamento de Investigación y Prospectiva Geocientífica. C/Alenza, 1 28003 Madrid. j.mulas@igme.es.
2 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Área de Investigación en Peligrosidad y Riesgos Geológicos. Departamento de Investigación y Prospectiva Geocientífica.. Unidad de Valencia. C/ Cirilo Amorós, 42 Entreplanta 46004 Valencia. jc.garcia@igme.es.
3 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Sistemas de Información Geocientífica y Bases de Datos Institucionales. m.sanabria@igme.es.
4 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Área de Investigación en Peligrosidad y Riesgos Geológicos. Departamento de Investigación y Prospectiva Geocientífica.C/ La Calera,1 28760 Tres Cantos Madrid. julian.garcia@igme.es
5 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Unidad de Murcia. Avda. Miguel de Cervantes, 45 5º A Edificio Expo Murcia 30009 – Murcia r.aragon@igme.es
6 Universidad Complutense de Madrid. Dpto. de Geodinámica, Facultad CC. Geológicas Universidad Complutense de Madrid c/ José Antonio Novais, 2 - Madrid 28040, Spain martinjr@geo.ucm.es.
7 Universidad de Alicante. Dep. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Ap. de correos, 99 03080, Alicante jose.delgado@ua.es

Resumen: Se presenta un trabajo de aplicación para la definición de posibles escenarios de catástrofe sísmica, donde deben de incorporarse los movimientos de ladera, como información de base para la última revisión del Plan Especial de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico en la Región de Murcia (SISMIMUR). Para ello se ha confeccionado un inventario adecuado y un mapa a escala 1:200.000 que contiene los puntos y zonas más susceptibles a este tipo de fenómenos inducidos por los terremotos en la CARM que pueden afectar a núcleos urbanos, infraestructuras lineales (carreteras y ferrocarriles), balsas mineras, cursos de agua y cuerpos de agua (embalses y lagos). En el análisis solo se han seleccionado los puntos definidos como desprendimientos s.l., tipología predominante en la zona de estudio y de mayores efectos de cara al escenario de la catástrofe sísmica posible. Aunque la mayoría de las infraestructuras evaluadas están alejadas de movimientos de ladera inventariados, hay núcleos de población importantes como Lorca, Águilas o Caravaca de la Cruz, entre otras, así como algunos tramos del creciente entramado urbano del litoral murciano con zonas de susceptibilidad alta. El tramo más susceptible sería el situado en la carretera RM-520, entre Archena y Abarán.

Palabras clave: movimientos ladera terremotos CARM PC

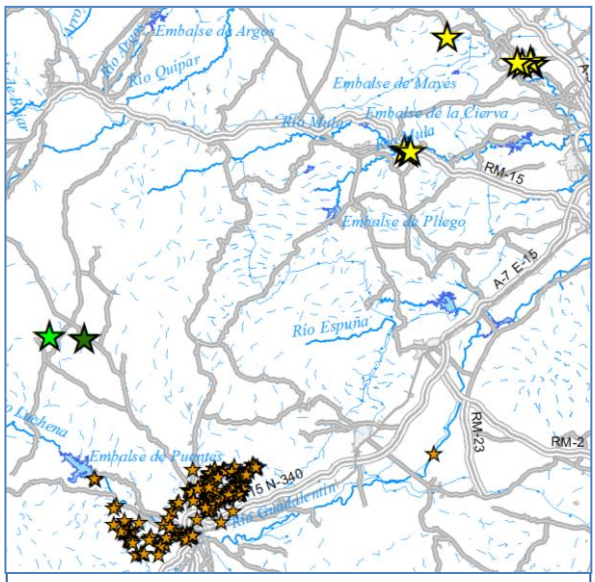
Abstract: *In this work, we present a methodology to define potential seismic scenarios including seismic-induced landslides as background information for the latest revision of the "Plan Especial de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico en la Región de Murcia (SISMIMUR)". We first made an adequate inventory and a map at 1:200,000 scale containing the points and areas more susceptible to this type of seismic-induced effects in the CARM which may affect urban areas, lifelines(roads and railways), tailing dams, waterways and bodies of water (reservoirs and lakes). For this analysis, only points defined as rockfalls s.l. have been selected, since they are the predominant type of landslide in the area and it is associated to the greatest effects regarding a potential seismic scenario. Although most of the infrastructures evaluated are far from the inventoried landslides, some areas with high susceptibility have been identified near major population centers, such as Lorca, Águilas, Caravaca de la Cruz, etc., and near of some growing urban fabric areas located along the Murcia province coast. According to this study, the most vulnerable section would be located in the RM-520 road between Archena and Abarán.*

Key words: *Earthqueakes, seismic scenarios, seismic induced landslides, provisory maps, CARM*

INTRODUCCIÓN

La acción de terremotos como agentes desencadenantes de inestabilidades en una ladera es bien conocida. En la CARM se ha venido constatando por observación y coincidencia cronológica con el evento sísmico, diversas zonas donde han tenido lugar inestabilidades durante los últimos terremotos actuales, desde Mula (1999) hasta Lorca (2011). Algunos autores como Mulas (1999), Delgado et al (2011 y

2013), Rodríguez-Peces et al (2009, 2010, 2011 y 2012) y Alfaro et al (2012a y 2012b) han señalado estos hechos. Habiéndose realizado también algunas dataciones mediante técnicas liquenométricas (Pérez-López et al (2012), que vienen a demostrar que en los nichos de materiales desprendidos, hay material procedente de terremotos antiguos de 1674 y 1755 (zonas del Cejo de los enamorados y de la Rambla de los 17 Arcos. La información recopilada en los anteriores trabajos permite reconocer que los desprendimientos constituyen la tipología de inestabilidad más frecuentemente desencadenada por los terremotos.



Desprendimientos terremoto de Mula 1999
Zona del meandro río Mula sobre margas. Carretera de referencia CM-15.
Zona del cerro de la Muela de Puebla de Mula
Zona de Puebla de Mula
Zona de Ojós

Desprendimientos terremoto de Bullas 2002
Zona del Castillico

Desprendimientos del terremoto de La Paca y Zarcilla de Ramos 2005
Zona el Castillico
Zona cerca de la población al sur de la Paca.

Desprendimientos terremoto de Lorca 2011 y antiguos
Zona laderas del Castillo (Varios)
Cejo de los enamorados. Con desprendimientos de los terremotos de 1674 y 1755
Rambla de los 17 Arcos. Con desprendimientos de los terremotos de 1674 y 1755
Sierra de la Tercia
Sierra de la Estancias

FIGURA 1. *Movimientos constatados por terremotos recientes (1999, 2002, 2005, 2011 y antiguos).(IGME 2014).*

Para una correcta gestión del riesgo sísmico, es importante caracterizar todos los aspectos involucrados en el escenario, desde la vulnerabilidad de las edificaciones a la severidad del movimiento del suelo, pero también la ocurrencia de este tipo de fenómenos inducidos, cuyas implicaciones deberán establecerse, y que muy pocas veces se han tenido en cuenta.

En la CARM, el IGME dispone de una amplia experiencia de más de 30 años trabajando en el estudio de los riesgos naturales, habiendo estudiado y cartografiado la fenomenología de los movimientos de ladera.

Desde el punto de vista de la inmediatez de su impacto por causas sísmicas, serían los desprendimientos, las avalanchas, los vuelcos y desplomes, las tipologías más claras de reconocer y asignar si los comparamos con otras como deslizamientos, flujos, coladas, etc.

METODOLOGÍA

La preparación del inventario (686 puntos) se ha hecho a partir de la información recogida en los estudios y cartografía de susceptibilidad de movimientos de ladera en la CARM (1:25000) realizados por convenios entre el IGME y la COPOT (entre 2004 y 2012), de la información de los movimientos de ladera producidos por terremotos recientes 1999 (Mula), 2002 (Bullas), 2005 (Pedanías Lorca) y 2011(Lorca), y de algunos artículos de autores que han tratado este tema en la CARM de los que se ha extraído información relevante de inestabilidades inducidas por terremotos (Fig. 1). Toda esta información está plasmada en El Mapa de Puntos y Zonas Susceptibles a Movimientos de Ladera por Terremotos para Protección Civil en la CARM, Escala 1:200.000. (IGME 2014).

El nivel de afectación como potencial daño a la población y bienes estructurales, se ha establecido según criterios de cercanía e importancia según su prioridad mayor (núcleos urbanos, infraestructuras lineales y balsas mineras) y prioridad menor (cursos de agua, cuerpos de agua: embalses y lagos).

Para tal fin, se ha realizado un análisis de proximidad entre la distribución espacial de los elementos expuestos al riesgo (Núcleos de población, Infraestructuras lineales, Cauces y Cuerpos de agua) y la distribución de las zonas afectadas por inestabilidades sismoinducidas mediante el software Arcgis 9.3. Solo se han seleccionado los puntos definidos como desprendimientos s.l., por ser los predominantes y de mayores efectos de cara al escenario de la catástrofe sísmica posible.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Del análisis espacial efectuado ha resultado una cartografía que permite identificar adecuadamente la localización de las posibles zonas donde haya elementos afectables (incluso a escala de más detalle de representación) en relación con los puntos y zonas más

proclives a ser incorporados en la definición de posibles escenarios de catástrofe sísmica (Fig. 2).

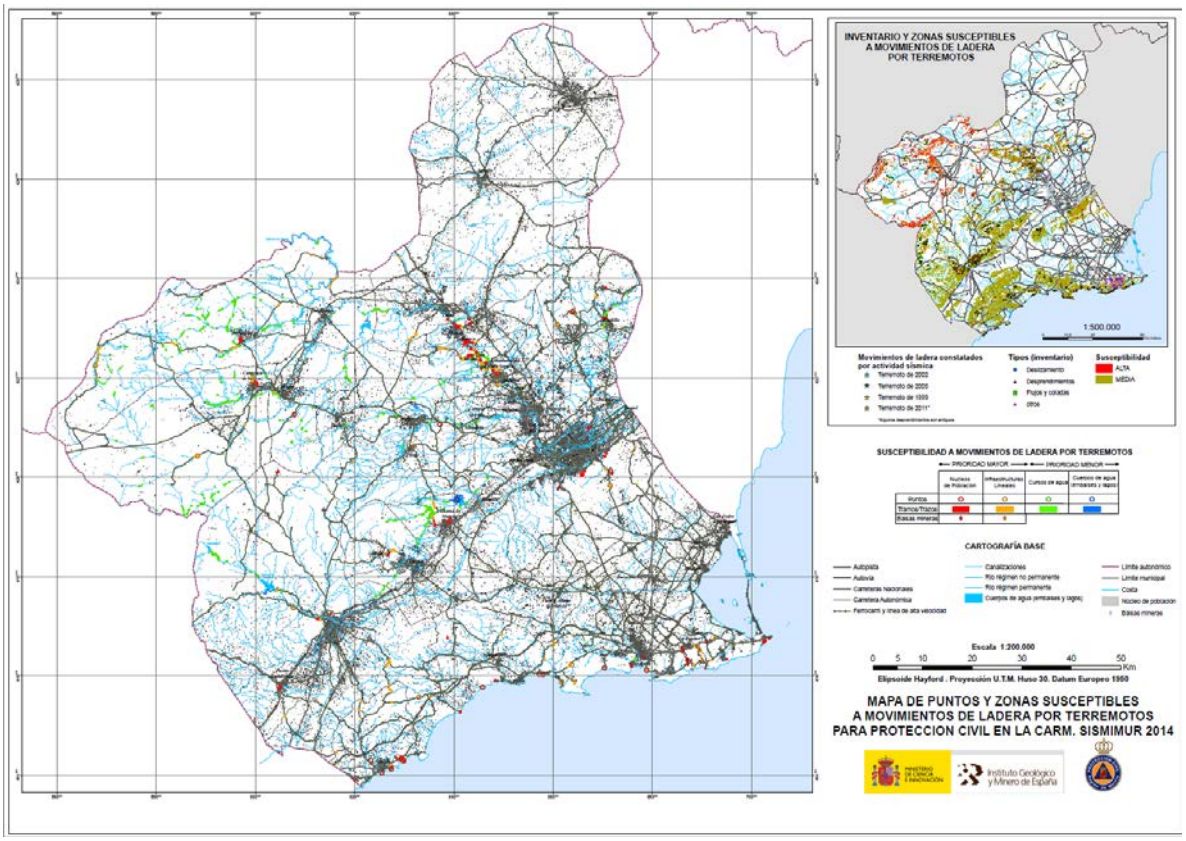


FIGURA 2. *Mapa de Puntos y Zonas Susceptibles a Movimientos de Ladera por Terremotos para Protección Civil en la CARM (reducido).(IGME 2014).*

Los movimientos de ladera inventariados para este trabajo en la CARM están por lo general alejados de las infraestructuras evaluadas, a excepción de algunos como Lorca, Águilas, Caravaca de la Cruz, Blanca, Archena, Ojós, Ulea, Ricote, Alhama de Murcia, Pliego, además de algunos tramos del creciente entramado urbano del litoral murciano.

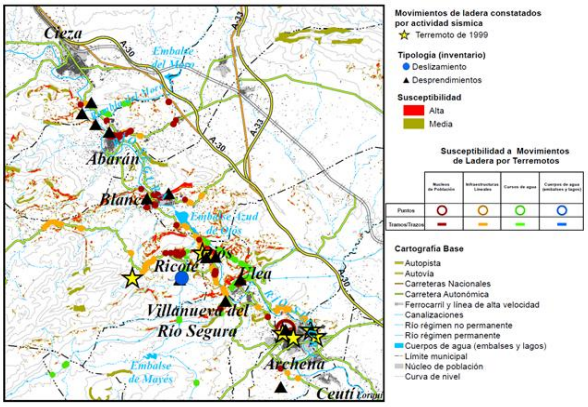


FIGURA 3. *Escenario de catástrofe sísmica más susceptible de problemas por movimientos de ladera. Tramo Archena-Abaran. (IGME 2014).*

Como zona destacable en toda la CARM, la más susceptible por su contenido puntual y de tramos en el Mapa, es la que va desde Archena a Abarán (Fig. 3), especialmente el tramo Ojós-Blanca (Carretera RM-520). En esta área se han inventariado casos históricos de movimientos (Fig 4) y las zonas susceptibles son evidentes, lo que la hace propicia de cara a un estudio de detalle.

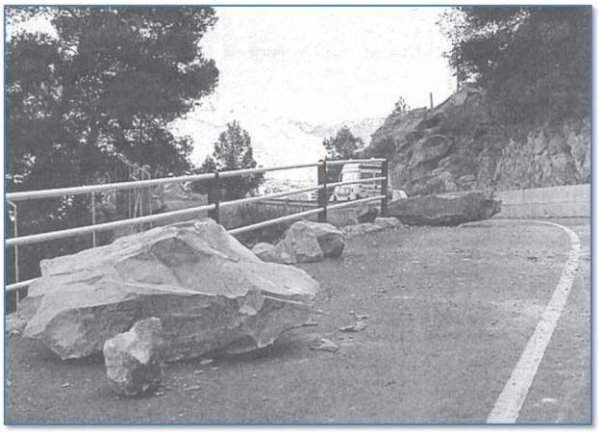


FIGURA 4. *Fotografía de los desprendimientos sobre la carretera RM-520 (km 6); producidos por el terremoto de Mula (5.2 M. 2/2/1999). Periódico La Verdad.*

AGRADECIMIENTOS

Al IGME y a la COPOT/CARM, así como a $D_{ña}$ María Fernanda Arbaizar Barrios responsable de la Subdirección General de Emergencias de la CARM por los apoyos para la realización de este trabajo.

REFERENCIAS

Alfaro, P., Azañón, J.M., Clavero, D., Delgado, J., Figueras, S., García-Mayordomo, J., García-Tortosa, F.J., Garrido, J., Hernández, L., Lenti, L., López, J.A., López-Casado, C. Macau, A. Martino, S., Mulas, J., Peláez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Santamarta, J.C., Silva, P. (2012a). Movimientos de ladera inducidos por terremotos en España: Una revisión". 7ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. San Sebastián 2012.

Alfaro, P., J. Delgado, F.J. García-Tortosa, L. Lenti, A. López, C. López-Casado and S. Martino (2012b). Widespread landslides induced by the Mw 5.1 Lorca, SE Spain, earthquake of 11 May 2011. Engineering Geology, 137-138, 40-52.

Delgado, J., J.A. Peláez, R. Tomas, F.J. García-Tortosa, P. Alfaro and C. López-Casado (2011a). Seismically-induced landslides in the Betic Cordillera (S Spain). Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 31, 1203–1211.

Delgado J.; Marques F. S.F.; Vaz T.; Alfaro P.; Azañón J. M.; Clavero D.; Figueras S.; García-Mayordomo J.; García-Tortosa F. J., Garrido J., Hernández L.;Lenti l.; López J.A.; López-Casado C.; Macau A.; Martino S.; Mulas J., Peláez J.A.;Rodríguez Peces M.J.; Santamarta J.C.; Sanz E; Silva P.; Zêzere J.L. (2013) "Movimientos de ladera inducidos por terremotos en la Península Ibérica" VIII SNTLI Palma de Mallorca.

IGME/COPOT. (2004). Estudio y cartografía de los peligros geológicos en la comarca del noroeste de la región de Murcia. Términos municipales de Moratalla, Caravaca de la Cruz, Cehegín, Bullas y Calasparra. (Inédito).

IGME/COPOT (2005). Estudio y cartografía de los peligros geológicos en la comarca del altiplano de la región de Murcia. Términos municipales de Yecla y Jumilla. (Inédito).

IGME/CIMA (2007a). Estudio y Cartografía de los Peligros Geológicos en las Comarcas del Alto y Bajo Guadalentín de la Región de Murcia. (Inédito).

IGME/CIMA (2007b). Estudio y cartografía de los peligros geológicos en las comarcas de Valle de Ricote, río Mula, oriental, Vega Alta y Vega Media de la Región de Murcia. (Inédito).

IGME/CIMA (2009). Estudio y cartografía de los peligros geológicos en los municipios de Murcia, Alcantarilla, Santomera y Beniel de la Región de Murcia. (Inédito).

IGME/COPOT (2012). Estudio y cartografía de los peligros geológicos la zona litoral de la Región de Murcia. (Inédito).

IGME (2014). Trabajos sobre Movimientos del terreno que pudieran ser desencadenados por actividad sísmica en la CARM en relación a la Protección Civil. Memoría, 43 p. y Mapa (1:200.000). Información de base del Plan SISMIMUR . (Documento inédito restringido).

Mulas, J. (1999). Inventario de inestabilidades desencadenadas por el terremoto de Mula de febrero de 1999. IGME, Madrid. 2 Mapas. Inédito.

Pérez-López, R., Martín-González, F., Martínez-Díaz, J. J. y Rodríguez-Pascua, M. A. 2012. Datación mediante liquenometría de los desprendimientos rocosos asociados a la sismicidad histórica en Lorca (Murcia, SE de España). Boletín Geológico y Minero, 123 (4): 473-485 ISSN: 0366-0176

Rodríguez-Peces, M.J., García-Mayordomo, J.and Azañón, J.M. (2009). Comparación del método de Newmark a escala regional, local y de emplazamiento: el caso del desprendimiento de la Paca (Murcia, SE España). Geogaceta, 46, 151-154.

Rodríguez-Peces, M.J., García-Mayordomo, J. and Azañón, J.M. (2009a). Comparing Newmark's method at regional, sub-regional and site scales: seismically induced La Paca rock-fall case (Murcia, SE Spain). 8IWSMRR Workshop Abstract and Short Paper CD, 8th International Workshop on Seismic Microzoning and Risk Reduction, Aguadulce (Almería), 15-18th March 2009.

Rodríguez-Peces, M.J. (2010). Analysis of earthquake-triggered landslides in the South of Iberia: Testing the use of the Newmark's method at different scales. Tesis doctoral, Universidad de Granada, Granada.

Rodríguez-Peces, M.J., J. García-Mayordomo, J.M. Azañón and A. Jabaloy (2011a). Regional Hazard Assessment of Earthquake-Triggered Slope Instabilities Considering Site Effects and Seismic Scenarios in Lorca Basin (Spain). Environmental & Engineering Geoscience, Vol. XVII, 2, 183–196.

Rodríguez-Peces, M. J., García-Mayordomo, J., Martínez-Díaz, J. J. y Tsige, M. 2012. Inestabilidades de ladera provocadas por el terremoto de Lorca de 2011 (Mw 5,1): comparación y revisión de estudios de peligrosidad de movimientos de ladera por efecto sísmico en Murcia. Boletín Geológico y Minero, 123 (4): 459-472--ISSN:0366-0176.

Evolución del deslizamiento de Pajonales (Depresión de Tirajana, Gran Canaria): un caso de reactivación parcial progresiva

Development of the Pajonales landslide (Tirajana Depression, Gran Canaria): a case of progressive partial reactivation

M. J. Rodríguez-Peces[1], C. Fonollá[1] y J. Yepes[2]

1 Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. martinjr@geo.ucm.es
2 Dpto. de Ingeniería Civil, IOCAG, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35017 Las Palmas.

Resumen: Se ha estudiado la evolución de las distintas fases del deslizamiento de Pajonales (barranco de Tirajana, Gran Canaria), a partir de las características geotécnicas de los materiales volcánicos *in situ* y deslizados. Para ello, se recogieron muestras de piroclastos y suelos representativos de las masas deslizadas y se realizaron ensayos de identificación y resistencia al corte. Se ha reconstruido la morfología de la ladera previa al deslizamiento a partir de las superficies deslizadas y de los escarpes de primera y segunda generación. Mediante un programa de análisis del equilibrio límite se han identificado las superficies de rotura para cada una de las fases del deslizamiento. Estas superficies se han desarrollado a través de niveles limo-arcillosos, que son producto de la alteración de los materiales piroclásticos, y que presentan las propiedades geotécnicas más desfavorables (valores mínimos o residuales). Por otra parte, se verificó que la presencia de agua constituye un factor desencadenante del deslizamiento, ya que es necesaria la saturación total o parcial de los materiales. Por último, el deslizamiento es de tipo progresivo: a medida que se producen las sucesivas reactivaciones, las masas ya deslizadas se descomponen en otras más pequeñas que se desplazan, ladera abajo, hacia el centro del barranco.

Palabras clave: Deslizamiento, Ladera, Macizo rocoso, Tirajana, Gran Canaria.

Abstract: *We have studied the evolution of the different stages of Pajonales landslide (Tirajana ravine, Gran Canaria), from the geotechnical characteristics of in situ and mobilized volcanic materials. Representative samples of pyroclasts and soils from landslides were collected and laboratory tests were performed to determine the shear strength. The morphology of slope prior to sliding was reconstructed considering the location of the failure surfaces and scarps of first and second generation. Failure surfaces for each stage of sliding were identified using a program of limit equilibrium analysis. These surfaces have been developed through clayey silt levels that result from the alteration of pyroclastic materials, showing the most unfavourable geotechnical properties (minimal or residual values). Moreover, the presence of water is a triggering factor, since total or partial saturation of the materials is required. Finally, the landslide is a progressive type: as successive reactivations occur, the sliding masses are broken down into smaller ones moving towards the Tirajana ravine.*

Key words: *Landslide, Rock mass, Slope, Tirajana, Gran Canaria.*

INTRODUCCIÓN

En este trabajo se estudia el deslizamiento de Pajonales, localizado en la Depresión de Tirajana, en el sur de Gran Canaria (Islas Canarias). Esta inestabilidad de ladera es especialmente relevante dentro de los numerosos deslizamientos presentes en Tirajana (Lomoschitz et al., 2002), por su gran tamaño (560 ha) y porque ha experimentado sucesivas reactivaciones, la última en 1956 tras un periodo de fuertes lluvias. El principal interés que presenta su estudio es conocer las condiciones en las que se pueden desarrollar este tipo de inestabilidades en otros sectores de la Depresión de Tirajana. Esto permitirá evaluar el riesgo que suponen, debido al gran volumen de terreno movilizado y a la proximidad de las poblaciones, algunas de ellas asentadas sobre las masas deslizadas. Varias características son comunes a estos deslizamientos (Lomoschitz et al., 2002): a) la primera inestabilidad es un deslizamiento rocoso de grandes dimensiones, b) las superficies de rotura iniciales se encuentran en capas de materiales finos poco competentes (tobas, cenizas e ignimbritas), localizadas a gran profundidad, c) las sucesivas inestabilidades afectan a la masa ya deslizada y son deslizamientos de rocas o flujos de derrubios, y d) las superficies de rotura secundarias se desarrollan en capas de piroclastos que pertenecen a las formaciones de la primera inestabilidad.

La generación, el desarrollo y la reactivación de estos movimientos de ladera no se deben atribuir a la acción de un único factor, sino a la interacción

compleja de varios factores geológicos, geotécnicos y geomorfológicos. En este trabajo se ha estudiado la evolución de las distintas fases del deslizamiento de Pajonales y se han identificado los factores que han podido contribuir a su desarrollo y reactivación.

METODOLOGÍA

A partir del perfil topográfico y la información geológica y geomorfológica disponible, se ha realizado un modelo geológico-geotécnico del deslizamiento de Pajonales. La caracterización geotécnica de los materiales presentes en la ladera ha sido establecida a partir de ensayos de laboratorio (granulometría, límites de Atterberg, densidad seca, resistencia al corte directo y presión de hinchamiento) realizados en muestras representativas, tomadas en los diferentes escarpes secundarios que compartimentan el depósito deslizado. La información se completó con algunos datos ya publicados (González de Vallejo et al., 2008; Pérez-Romero et al., 2007; Rodríguez-Losada et al., 2009; Serrano et al., 2007; Rodríguez-Peces et al., 2013). La estabilidad se ha calculado mediante el programa Slide, que emplea diferentes métodos de equilibrio límite. Primero se reconstruyó la topografía previa al deslizamiento, generando un perfil topográfico de la ladera por interpolación de perfiles adyacentes en los que se observan los mismos materiales sin movilizar. A partir de este perfil, se ha realizado un análisis de sensibilidad considerando diferentes casos, en función de las propiedades geotécnicas (valores medio y mínimo) y el grado de saturación de los materiales (parcial o total).

EL DESLIZAMIENTO DE PAJONALES

La masa deslizada presenta unas dimensiones considerables: tiene una longitud máxima de 4 km, una extensión de 5,6 km^2 y un volumen de 1,16 km^3 (Lomoschitz et al., 2002). La diferencia de cota entre el escarpe superior y el pie es de unos 1000 m, siendo la pendiente media de 20-25º. Los materiales involucrados pertenecen a los depósitos volcánicos del Grupo Roque Nublo y del Grupo Post-Roque Nublo (Balcells et al., 1990; Barrera y Gómez, 1990). Son materiales emitidos en los últimos 5,5 Ma y están constituidos por sucesiones de lavas basálticas con intercalaciones de piroclastos de caída. Este hecho confiere al macizo rocoso un grado de competencia y de soldadura muy variables, que condicionan la existencia de una fuerte anisotropía en la vertical. El escarpe principal del deslizamiento coincide con la orientación definida por los diques y conos piroclásticos que se alinean en la cabecera del escarpe. Ambas estructuras se atribuyen al Grupo Roque Nublo y al Post-Roque Nublo. Todo esto permite suponer que el escarpe del deslizamiento se desarrolló a favor de una franja de terreno sometida a esfuerzos de tracción. Por otra parte, a muro del depósito deslizado y coincidiendo con el fondo del barranco principal (Barranco de Tirajana), se observa una ignimbrita riolítico-traquítica del Grupo Mogán (14-13,3 Ma). Esta formación se encuentra afectada por un proceso de alteración hidrotermal muy penetrativo que le confiere un aspecto rojizo. Todas estas observaciones sugieren que la superficie basal del deslizamiento se habría desarrollado en estos materiales.

El deslizamiento de Pajonales comprende varios bloques desmembrados que indican la existencia de sucesivas generaciones de movimientos separados en el tiempo (Fig. 1). El primer cuerpo deslizado (Pajonales I) se encuentra en la zona de cabecera y está formado por materiales lávicos y piroclásticos del Grupo Roque Nublo. El siguiente cuerpo (Pajonales II) es el más extenso y ocupa el tramo medio de la ladera. El fondo del valle está recubierto por el bloque de Pajonales III y un depósito de derrubios (Pajonales IV o Rosiana) que ha experimentado varios flujos en las inmediaciones de Rosiana. Estas reactivaciones se encuentran documentadas entre 1879 y 1956 (Lomoschitz y Corominas, 1997) y estarían relacionadas con periodos de lluvias intensas y prolongadas. En términos generales, se observa que la fábrica y la resistencia de los cuerpos deslizados presentan una correlación inversa con el aumento de la alteración que experimentan los bloques rocosos a media que se ven afectados por las sucesivas reactivaciones.

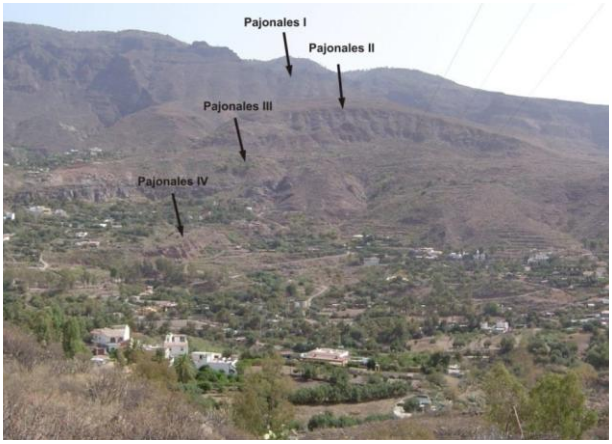


FIGURA 1. *Vista frontal de los escarpes y masas deslizadas del deslizamiento de Pajonales.*

CARACTERIZACIÓN GEOTÉCNICA

Durante la campaña de campo se recogieron muestras representativas en distintos puntos en los escarpes de los sucesivos deslizamientos, la mayoría procedentes de niveles de tobas y piroclastos de composición basáltica o traquítica. Atendiendo a la granulometría, en los escarpes de Pajonales I y II se pueden clasificar como arenas con un alto contenido en limos y arcillas (28 %). Esta proporción es mucho mayor (82 %) en los cuerpos distales de Pajonales III y IV. Atendiendo solo a la fracción fina, las muestras se pueden clasificar como limos arcillosos con plasticidad variable. En Pajonales I y II, no presentan plasticidad

significativa, mientras que en Pajonales III y IV la plasticidad es media a alta (límite líquido 50-76 %). Todas las muestras presentan cierta expansividad, aunque en la mayoría de los casos no es significativa. Sólo en el caso de los piroclastos alterados se observa una expansión marginal. Las densidades secas presentan una notable dispersión: desde valores altos (2,0-2,3 g/cm^3), propios de materiales rocosos densos, hasta valores muy bajos (1,2-1,3 g/cm^3). Estos resultados reflejan el diferente grado de competencia que presentan los materiales que forman la masa deslizada: fragmentos de coladas de lava y de piroclastos. Los parámetros resistentes obtenidos en el ensayo de corte directo muestran una correlación con su distribución espacial. El ángulo de rozamiento interno disminuye hacia el pie del depósito, mientras que la cohesión aumenta. En la zona de cabecera (Pajonales I y II) el ángulo de rozamiento interno es elevado (42-46º) y la cohesión baja (13-27 kPa), mientras que en la zona distal (Pajonales III y IV) el ángulo de rozamiento interno es menor (31-36º) y la cohesión mayor (23-41 kPa). Sin embargo, cuando los piroclastos se presentan alterados los parámetros resistentes se reducen considerablemente (el ángulo de rozamiento interno es de 15-32º y la cohesión de 32-38 kPa). Por lo que respecta a la caracterización geotécnica de los materiales rocosos que no forman parte de los escarpes, se han asumido los valores medios y mínimos publicados en trabajos previos.

ANÁLISIS DE ESTABILIDAD

Se generó un modelo geológico-geotécnico de la ladera a partir de la topografía previa al deslizamiento, diferenciado seis unidades con diferente espesor (e). De arriba a abajo serían: 1) Lavas y piroclastos del Grupo Post-Roque Nublo (e ~100-200 m); 2) Tobas basálticas del Grupo Post-Roque Nublo (e ~20-30 m); 3) Brecha Roque Nublo y piroclastos del Grupo Roque Nublo (e ~80-100 m); 4) Lavas escoriáceas y piroclásticos del Grupo Roque Nublo (e $\geq$ 200 m); 5) Ignimbritas y coladas riolítico-traquíticas del Grupo Mogán; 6) suelo de masa deslizada. Además, hay que tener en cuenta que el macizo rocoso es anisótropo en la vertical debido a la alternancia de niveles con diferente competencia (lavas y piroclastos) y que los niveles de lavas presentan disyunción columnar (grietas de tracción subverticales).

A continuación se realizó un análisis de estabilidad retrospectivo, localizando en el perfil topográfico los escarpes del deslizamiento y las superficies de rotura coincidentes. La opción elegida justificaría la primera generación de deslizamientos, la que dio lugar al Pajonales I (Fig. 2). El límite inferior del deslizamiento se ha establecido por un criterio geológico-geotécnico: la presencia de niveles con una resistencia muy baja en el fondo del barranco. Estos niveles son los piroclastos e ignimbritas alteradas que definen el contacto superior de las ignimbritas del Grupo Mogán.

Para que se produzca el deslizamiento, se necesitan materiales alterados con valores de resistencia mecánica mínimos y unas condiciones de saturación elevadas. Esto reforzaría la hipótesis de que los períodos de inestabilidad en las vertientes de Tirajana estarían relacionados con intervalos de tiempo más húmedos que los actuales, como los máximos glaciares pleistocenos (Lomoschitz et al., 2002; Meco et al., 2008).

La masa rocosa se ha desorganizado en cada fase de deslizamiento, hasta alcanzar una estructura interna caótica. Así, en el escarpe de Pajonales II se reconocen bloques con la disposición original de los materiales, pero con diferente buzamiento. Para simplificar, se han considerado dos casos: a) una masa deslizada formada por la mezcla ponderada de todos los materiales afectados por Pajonales I; y b) una masa compuesta por los piroclastos de la unidad 4 (valores medios y mínimos) que afloran en el segundo escarpe. En ambos casos, también se requiere una elevada saturación del material (71-81 %) para generar el Pajonales II. En el caso del deslizamiento de Pajonales III se han identificado dos superficies de rotura sucesivas (Pajonales IIIa y IIIb). Se ha considerado que las características geotécnicas del material que deslizó se corresponden con los piroclastos alterados de la unidad 4. En ambas superficies se requieren valores geotécnicos mínimos y una elevada saturación de la masa deslizada (81-100 %). Para la modelización del deslizamiento de Pajonales IV (Rosiana) se han usado los valores geotécnicos del material tipo suelo. Para que se produzca el deslizamiento se requiere una pérdida total de cohesión y una importante saturación. Esto es congruente con las condiciones que debían existir cuando tuvo lugar el deslizamiento de 1956: varios días de intensas precipitaciones con 544 mm de lluvia acumulada.

CONCLUSIONES

Las superficies de rotura que afectan a la masa de Pajonales se han desarrollado principalmente a través de niveles limo-arcillosos que presentan ángulos de rozamiento interno bajos y alta plasticidad. Estos materiales son producto de la alteración, posiblemente hidrotermal, de tobas volcánicas, ignimbritas no soldadas y niveles de piroclastos. Este hecho se ha confirmado a partir del análisis de estabilidad del deslizamiento de Pajonales, donde se ha observado que para que se produzca esta inestabilidad es necesario que los materiales piroclásticos se encuentren alterados de tal manera que sus propiedades geotécnicas sean las más desfavorables (valores mínimos o residuales). Por otra parte, la presencia de agua constituyó un factor desencadenante del deslizamiento, ya que para que se produzca la inestabilidad es necesaria la saturación total o parcial de los materiales. Con todo, no se deben descartar otros factores desencadenantes, como la actividad sísmica relacionada con procesos volcánicos.

Por último, el análisis de estabilidad revela que el deslizamiento de Pajonales se desarrolla de manera progresiva hacia el barranco de Tirajana. A medida que se producen las sucesivas reactivaciones, las masas ya deslizadas se descomponen en otras más pequeñas. Se diferenciaría de los deslizamientos retrogradantes, porque en éstos, la erosión remontante desestabiliza los materiales situados por encima de la masa ya deslizada.

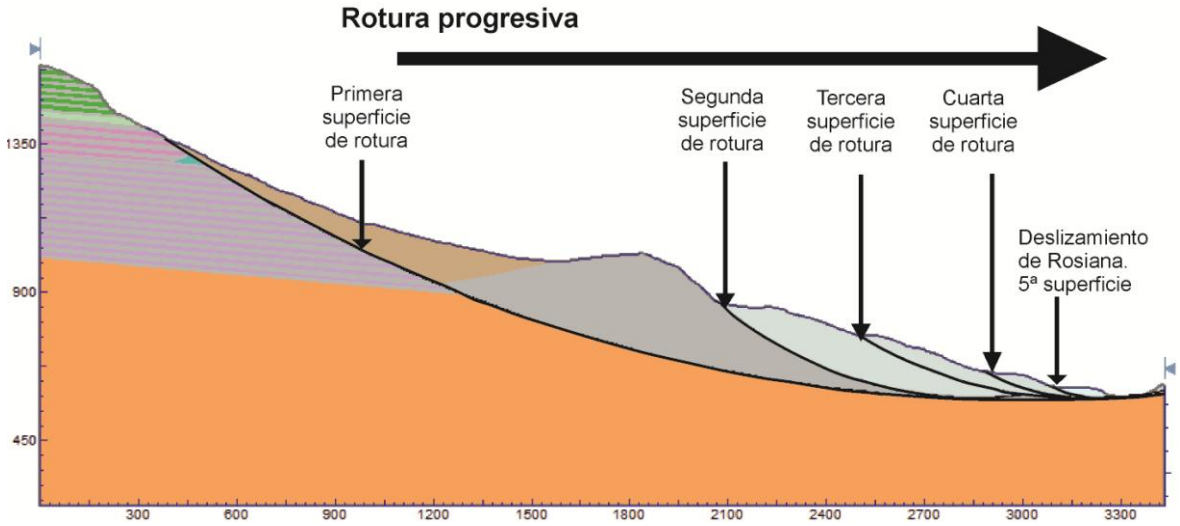


FIGURA 2. *Perfil topográfico actual de la ladera izquierda de Tirajana con las superficies de rotura obtenidas para las cinco fases del deslizamiento de Pajonales.*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los grupos de investigación Geología Aplicada y Regional de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria y Tectónica Activa, Paleosismicidad y Riesgos asociados, GR35/10-A-910368 de la Universidad Complutense de Madrid.

REFERENCIAS

Balcells, R., Barrera, J.L. y Gómez J.A. (1990): Memoria y mapa geológico de España a escala 1:25.000, Hoja 1114-IV (Santa Lucía). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Barrera, J.L. y Gómez. J.A. (1990): Memoria y mapa geológico de España a escala 1:25.000, Hoja 1109-III (San Bartolomé de Tirajana). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

González de Vallejo, L.I., Hijazo, T. y Ferrer, M. (2008): Engineering Geological Properties of the Volcanic Rocks and Soils of the Canary Islands. *Soils and Rocks*, 31: 3-13.

Lomoschitz, A. y Corominas, J. (1997): Actividad histórica y características de los movimientos de ladera de Rosiana, Gran Canaria. *Boletín Geológico y Minero*, 108: 53-68.

Lomoschitz, A., Meco, J. y Corominas, J., 2002. The Barranco de Tirajana basin, Gran Canaria (Spain). A major erosive landform caused by large landslides. *Geomorphology*, 42: 117-130.

Meco, J., Betancort, J.F., Ballester, J., Fontugne, M., Guillou, H., Scaillet, S., Lomoschitz, A., Cilleros, A., Carracedo, J.C., Petit-Maire, N., Ramos, A.J.G., Perera, M.A., Soler-Onís, E., Medina, P., Montesinos, M. y Meco, J.M., 2008. *Historia geológica del clima en Canarias*. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 296 p.

Pérez-Romero, J., Oteo, C. y de la Fuente, P. (2007): Design and optimisation of the lining of a tunnel in the presence of expansive clay levels. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 22: 10-22.

Rodríguez-Losada, J.A., Hernández-Gutiérrez, L.E., Olalla, C., Perucho, A., Serrano, A. y Eff-Darwich, A. (2009): Geomechanical parameters of intact rocks and rock masses from the Canary Islands: Implications on their flank stability. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182: 67-75.

Rodríguez-Peces, M.J., Yepes Temiño, J. y Martín-Nicolau, E. (2013): Geotechnical features of the volcanic rocks related to the Arteara rock avalanche in Gran Canaria (Canary Islands, Spain). En: *Landslide Science and Practice. Volume 3: Spatial Analysis and Modelling* (Margottini, C.; Canuti, P. y Sassa, K., eds.), Springer, 111-117.

Serrano, A., Olalla, C., Perucho, A., Hernández-Gutiérrez, L.E. (2007): Strength and deformability of low density pyroclasts. En: *Volcanic Rocks* (Nunes J.C. y Malheiro, M.M., eds.). Taylor & Francis Group. London, 35-43.

Ruta geológica por el patrimonio arquitectónico de los barrios históricos de Vegueta y Triana en la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria

Geological route along the architectonic heritage of Vegueta and Triana historic districts in Las Palmas de Gran Canaria city

I. Galindo[1], J.M. Morales[1], J. Mangas[2] y L.E. Hernández-Gutiérrez[3]

1 IGME, Instituto Geológico y Minero de España. Unidad Territorial de Canarias. C/Alonso Alvarado, 43, 2ºA. 35003 Las Palmas de Gran Canaria. i.galindo@igme.es
2 IOCAG, Instituto de Oceanografía y Cambio Global. Edificio CC. Básicas. Campus de Tafira. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35017 Las Palmas de Gran Canaria.
3 Servicios de Laboratorios y Calidad de la Construcción. Consejería de Obras Públicas y Transportes del Gobierno de Canarias. 38117 Santa Cruz de Tenerife.

Resumen: Se han estudiado edificios de los barrios históricos de Vegueta y Triana en la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria (LPGC) con el objeto de caracterizar petrológicamente este patrimonio arquitectónico. Así se ha definido una georruta con 12 paradas donde se pueden apreciar las rocas ornamentales utilizadas en distintos monumentos desde el siglo XV hasta la actualidad. En este sentido, se han identificado y caracterizado petrológicamente varias rocas volcánicas miocenas de la isla de Gran Canaria: dos ignimbritas relacionadas con la Formación Traquiriolitica (Piedras Verde de Tirma en Artenara y Amarilla de Teror), tres ignimbritas de la Formación Traquifonolita (Piedras Azul y Crema La Fula de Arucas, y Canto Blanco de canteras en LPGC), y una lava fonolítica (Piedra Azul de Lugarejos en LPGC), todas ellas productos de la actividad explosiva y efusiva de la caldera de Tejeda entre los 14,1 y 7,2 Ma. También se ha reconocido una lava basanítica-tefrítica pliocena (Piedra Azul El Monte en Santa Brígida) del ciclo magmático II que está relacionada con una fase efusiva del estratovolcán Roque Nublo. Además, se ha identificado una roca sedimentaria del Pleistoceno superior (Piedra Amarilla de Las Canteras en LPGC) que es una calcarenita bioclástica marina. Las canteras de procedencia de estas rocas están cerradas actualmente casi todas por falta de demanda o por problemas medioambientales, exceptuando las situadas en el municipio de Arucas.

Palabras clave: patrimonio arquitectónico, monumentos, georruta, cantera, Las Palmas de Gran Canaria

Abstract: *Monuments of the historical districts of Vegueta and Triana from Las Palmas de Gran Canaria (LPGC) city have been studied with the objective of knowing the petrological characteristics of this architectonic heritage. Thus, a georoute has been defined with twelve stops where it is possible to see the ornamental rocks used in different monuments from XV siècle to present. Several miocene volcanic rocks from Gran Canaria Island have been identified and petrologicaly characterized: two ignimbrites related to the Trachyryolitic Formation (Piedras Verde and Amarilla of Tirma in Artenara town and Teror town, respectively) and three ignimbrites of miocene Trachyphonolite Formation (Piedras Azul and Crema La Fula of Arucas town, and Canto Blanco in different quarries of the LPGC municipality), all of them are products of explosive and effusive activity of the Tejeda Caldera which was active between 14.1 and 7.2 Ma. In addition, a pliocene basanitic-tephritic lava flow, related with an effusive stage of Roque Nublo stratovolcano, has been recognized (Piedra Azul of El Monte in Santa Brigida town). Also, a sedimentary rock of upper Pleistocene (Piedra Amarilla of Las Canteras in LPGC city) has been identified being a marine bioclastic sandstone. The quarries recognized are closed because the lack of demand or due to environmental problems, with the exception of the quarries of Arucas town.*

Key words: *architectonic heritage, monuments, georoute, quarry, Las Palmas de Gran Canaria*

INTRODUCCIÓN

Cuando uno visita frecuentemente los barrios históricos de Vegueta y Triana en la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria (LPGC) (Fig. 1), se tropieza con grupos de escolares de distintos niveles de enseñanza (primaria, secundaria y universitaria) y de turistas (de cruceros y los hospedados en la ciudad, el sur y suroeste de la isla que es donde se concentran en gran medida), y público en general, observando los monumentos, las calles o visitando los museos. Con esta afluencia continua de visitantes (por ejemplo, la isla tiene unos 3 millones de turistas al año), nace la idea de hacer un estudio geológico de las rocas ornamentales que se utilizaron en la construcción de sus monumentos y definir una ruta para conocer mejor las rocas de este patrimonio arquitectónico de los dos barrios más emblemáticos de esta ciudad, y poner en valor la geodiversidad urbana.

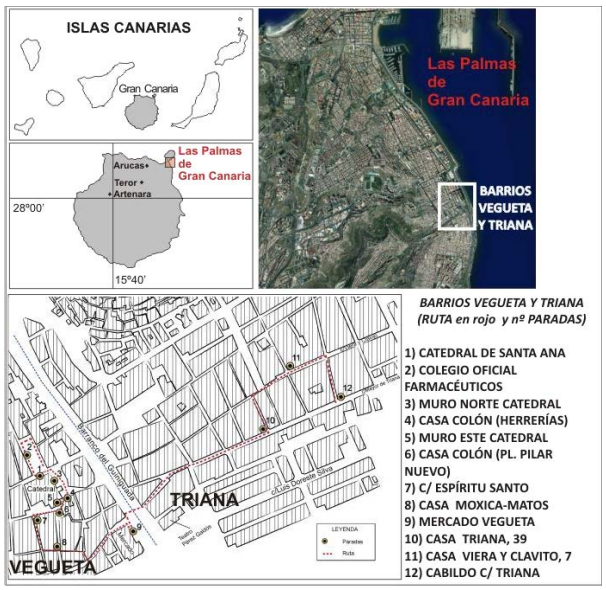


FIGURA 1. Localización de Las Palmas de Gran Canaria, y georruta y paradas propuestas en los barrios históricos de Vegueta al SO y Triana al NE, ambos separados por el barranco del Guiniguada.

El barrio de Vegueta es el más antiguo y fue constituido en 1478, siendo la capital de Canarias hasta el siglo XVII. Éste barrio constituye el germen donde comenzó a crecer la ciudad y su expansión, y está limitado al norte por el barranco del Guiniguada, al este por el mar al oeste por los «riscos» de San José y al sur por una muralla defensiva destruida en el siglo XIX.

El barrio de Triana, ligeramente posterior al de Vegueta, está delimitado por el barranco del Guiniguada al sur, el mar al este, los «riscos de San Nicolás» al oeste, y una muralla defensiva perpendicular al mar, construida en el siglo XVI junto a la de Vegueta para proteger el recinto urbano de posibles ataques de piratas (Fig. 1). Durante el siglo XVI se terminaría de consolidar este barrio, aunque es a principios del siglo XX cuando el estilo romántico imprimiría su carácter a numerosas construcciones públicas y privadas.

Desde la constitución de estos barrios, la construcción de los edificios administrativos y privados se realizó utilizando piedra de cantería local y conformó el rico patrimonio geológico de los mismos. Los objetivos de la georruta propuesta son: (1) que el visitante se familiarice con las rocas ornamentales que conforman las estructuras arquitectónicas de los edificios singulares, conozca y aprenda a identificar los distintos componentes petrológicos y sus texturas; y (2) determinar las áreas extractivas de estas rocas ornamentales para su posible uso en restauraciones futuras.

RUTA GEOLÓGICA POR EL PATRIMONIO ARQUITECTÓNICO Y ROCAS ORNAMENTALES

Una vez analizados los edificios singulares de estos dos barrios históricos grancanarios, se han seleccionado 12 paradas donde se pueden apreciar elementos petrológicos para enseñar a colectivos de distinta índole (Figs. 1 a 4, Tabla I). En este sentido se inicia la georruta en el barrio de Vegueta, junto a la Catedral Basílica de Santa Ana, se rodea la Plaza de Santa Ana donde se visitan las fachadas de las Casas Consistoriales y el Colegio Oficial de Farmacéuticos (Paradas 1 y 2, Figs. 2B, 3B y 4D). La ruta continúa por la parte trasera de la Catedral de Santa Ana visitando el edificio de La Casa de Colón por sus diferentes laterales (Paradas 3 a 6, Figs. 2A y 3A). La ruta discurre por la calle Espíritu Santo (Parada 7, Fig. 3C) hasta su confluencia con la calle Agustín Millares que nos guiará a la Casa Moxica-Matos (Parada 8, 2C) y a la salida descendente a la calle Mendizábal, que conduce al Mercado de Vegueta (Parada 9). Desde allí, una vez cruzado el Barranco del Guiniguada, la ruta continúa por la calle Mayor de Triana hasta la intersección de la calle Torres (Parada 10). Desde esta calle se asciende hasta cruzarse con la calle Viera y Clavijo. La ruta continúa hasta su intersección con la calle Perdomo (Parada 11), siguiendo por la calle Viera y Clavijo hasta llegar a la calle Domingo J. Navarro, que desciende hasta la Sede del Cabildo de Gran Canaria en la calle Mayor de Triana (Parada 12). La ruta puede hacerse a pie sin dificultad y en un tiempo de 2 horas.

Desde el punto de vista geológico, las rocas ornamentales utilizadas en los edificios históricos de Vegueta y Triana son principalmente volcánicas de los tres ciclos magmáticos de Gran Canaria (Balcells et al., 1992) y, ocasionalmente, materiales sedimentarios cuaternarios (Tabla I). Las rocas volcánicas miocenas son principalmente ignimbritas de cenizas y pómez y de bloques y cenizas (Figs. 4A y 4B) asociadas a flujos piroclásticos miocenos de la Caldera de Tejeda, que estuvo activa en la isla desde los 14,1 hasta los 7,2 Ma (ciclo magmático I o Antiguo: Formaciones Traquiriolítica y Traquifonolítica). Estas rocas piroclásticas muestran distintas texturas y colores, denominándose arquitectónicamente: Piedras Verde de Tirma, Amarilla de Teror, Azul de Arucas, Crema La Fula y Canto Blanco (Tabla I). Las canteras se han identificado en los términos municipales de Artenara, Teror, Arucas y Las Palmas de Gran Canaria. Además, se explotó una colada lávica fonolítica con anortoclasa de la Formación Traquifonolítica (Piedra Azul de Lugarejos) en el barrio de San Lorenzo de Las Palmas de Gran Canaria. También, ocasionalmente se han utilizado materiales lávicos basanítico-tefríticos con augita (Fig. 4C), relacionados con erupciones efusivas pliocenas del ciclo magmático II o Roque Nublo (5 y 3 Ma), llamados Piedra Azul del Monte (cantera en el barrio del Monte Lentiscal en Santa Brígida). Por último, se ha usado una roca sedimentaria calcarenítica bioclástica del Pleistoceno superior que se extraía de la Barra de las Canteras (Piedra Amarilla), que es un depósito marino del último interglaciar (125.000 años B.P., Balcells et al., 1992). No se han utilizado en la ciudad coladas lávicas de la Formación Basáltica (14,5 a 14,1 Ma) y algunas del ciclo Post-Roque Nublo, (<3,5 Ma) de Gran Canaria. Todas estas canteras se fueron explotando mientras se construían los edificios singulares a lo largo de tiempos históricos, pero actualmente están casi todas cerradas, algunas por

problemas medioambientales (espacios protegidos y denuncias) o porque no hay demanda. Sólo se mantienen abiertas las canteras de ignimbritas traquifonolíticas del municipio de Arucas (canteras de Tomas de León, Corea y La Fula), aunque debido a la crisis económica del país, estas tienen una producción casi nula y están activas intermitentemente.

FIGURA 2. *(A) Casa de Colón, portada Plaza del Pilar Nuevo con ignimbritas traquiriolíticas (Piedra Verde de Tirma). (B) Fachada NO de la Catedral de Santa Ana con ignimbritas traquifonolíticas (Piedra Azul de Arucas). (C) Casa Moxica-Matos con calcarenitas marinas pleistocenas (Piedra Amarilla de Las Canteras).*

FIGURA 3. *(A) Labra en Casa Colón, portada calle Herrería con materiales de ignimbritas traquiriolíticas (Piedra Amarilla de Teror). (B) Arcos y nervios de la Catedral con lavas fonolíticas miocenas (Piedra Azul de Lugarejos). (C) Dintel y jambas de puerta en Casa Moxica-Matos con ignimbritas traquifonolíticas (Canto Blanco). (D) Fachada del Colegio Oficial de Farmacéuticos con lavas máficas piroxénicas pliocenas del ciclo Roque Nublo (Piedra Azul del Monte).*

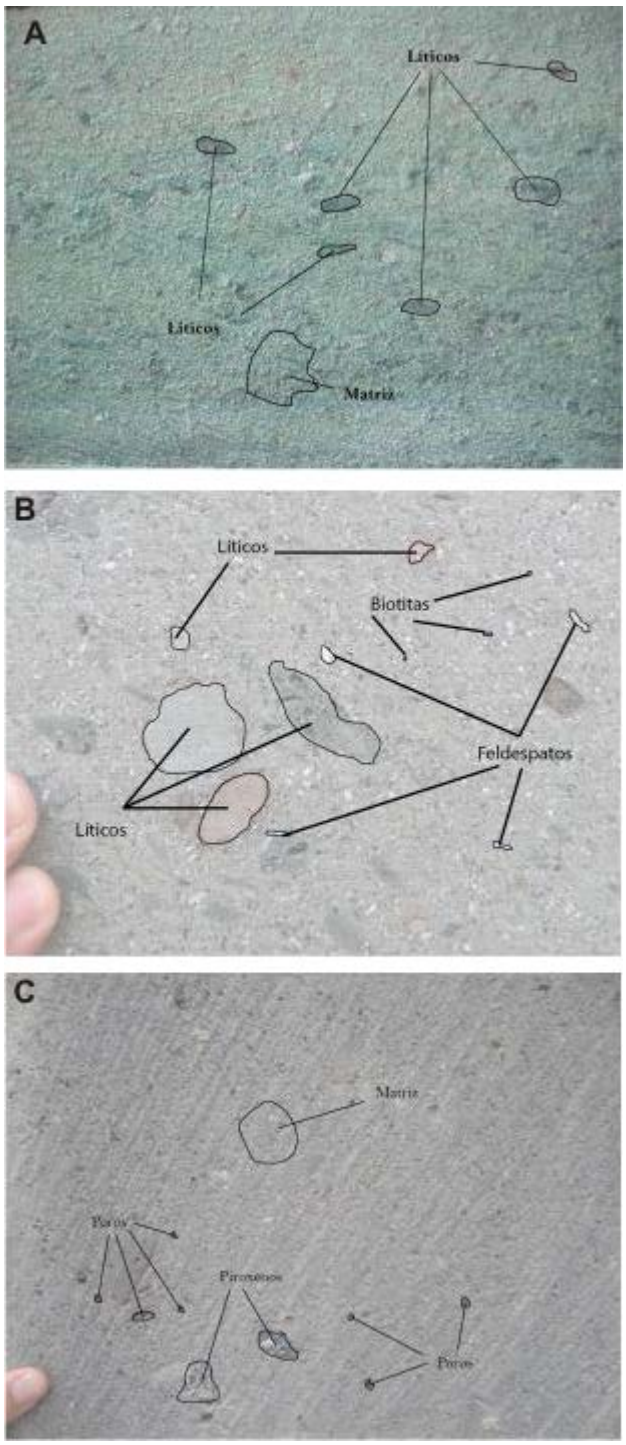


FIGURA 4. *(A) Ignimbrita miocena de pómez y ceniza, Piedra Verde de Tirma, Artenara. (B) Ignimbrita miocena de bloques y ceniza, Piedra Azul de Arucas. (C) Lava pliocena basanítica-tefrítica, Piedra Azul del Monte, Santa Brígida.*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Unidad Territorial de Canarias.

REFERENCIAS

Balcells, R., Barrera, J.L. y Gómez J.A. (1992). Proyecto MAGNA. *Memoria y mapa geológico de España a escala 1:100.000. Gran Canaria;* hoja nº 21-21/21-22. IGME, Madrid.

FORMACIÓN GEOLÓGICA	ROCAS ORNAM.	CANTE-RAS	Nº PARADA RUTA-EDIFICIO SINGULAR
TRAQUI-RIOLÍTICA (Mioceno, 14,1-13,4 Ma)	**Piedra Verde de Tirma:** ignimbrita de pómez y ceniza (toba vitrofídica)	Montaña de Tirma - Los Azulejos (Artenara)	**6-** Casa Colón (Plaza del Pilar Nuevo)
	Piedra Amarilla de Teror: ignimbrita de bloques y ceniza	Varias en Teror: Fuente Agria, Miraflor, Caideros, etc.	**4-** Casa de Colón (C/ Herrerías)
TRAQUI-FONOLÍTICA (Mioceno, 13,4-7,2 Ma)	**Piedra Azul de Lugarejos:** lava fonolítica	Barrio de San Lorenzo (LPGC)	**1-** Catedral de Santa Ana (interior)
	Piedra Azul de Arucas: ignimbrita de bloques y ceniza	Varias en Arucas: El Mirón, Tiro de Pichón, Callejones, Cerrillo, Ingenio, Hoya de La Campana, Cuesta de la Arena, Angostillo, Tomás de León, Corea, etc.	**1-3-5-** Catedral de Santa Ana (fachada, muro N y E) **7-** C/ Espíritu Santo, **9-** Mercado de Vegueta **10-** C/Triana 39 **11-** C/ Viera y Clavijo, 7 **12-** C/ Triana, Cabildo
	Piedra Crema La Fula: ignimbrita de bloques y ceniza	Barrio La Fula-Presa de la Heredad (Arucas)	**6-** Casa Colón (Plaza del Pilar Nuevo)
	Canto Blanco: ignimbrita de pómez y ceniza	Varias en LPGC: Barranco Guiniguada, La Matula, El Batán, etc.	7- C/ Espíritu Santo **10-** C/ Triana, 39 **11-** C/ Viera y Clavijo, 7
ROQUE NUBLO (Plioceno, 5-3 Ma)	**Piedra Azul del Monte:** lava basanítica-tefrítica	Monte Lentiscal (Santa Brígida)	**2-** Colegio oficial de Farmacéut. **9-** Mercado de Vegueta
ROCAS SEDIMENTA-RIAS (Pleistoceno superior, 0,125 Ma)	**Piedra Amarilla de Las Canteras:** calcarenita bioclástica marina	Barra de Las Canteras (LPGC)	**8-** Casa Moxica-Matos **6-** Casa Colón

TABLA I. *Características geológicas principales de las rocas ornamentales utilizadas en los edificios singulares de los barrios de Vegueta y Triana en Las Palmas de Gran Canaria. Número de las paradas y monumentos en la georruta establecida.*

Inventario de PIGs en el Paisaje Protegido de la Sierra de Santo Domingo (Prepirineo aragonés)

Geological sites inventory within a Protected Landscape area: Sierra de Santo Domingo (Aragonese Pre-Pyrenees)

Sánchez-Moreno, E. M.[1], Pueyo, E.L.[2] y Longares Aladrén, L.A.[3].

1 Departamento de Física, EPS-Río Vena, Universidad de Burgos, c/ Cantabria s/n, 09006 Burgos. emsanchez@ubu.es
2 Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, c/ Manuel Lasala 44, 50006 Zaragoza. unaim@igme.es
3 Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Área de Geografía Física. Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. lalongar@unizar.es

Resumen: La Sierra de Santo Domingo se encuentra en el extremo occidental del prepirineo aragonés y ha sido recientemente declarada Paisaje Protegido (Decreto 52/2015, de 8 de abril de 2015, del Gobierno de Aragón). Desde el punto de vista geológico, representa el afloramiento del cabalgamiento basal en el Pirineo Occidental. La terminación occidental es un gran anticlinal (Santo Domingo) de despegue WNW-ESE que pliega estructuras Eocenas durante el Oligoceno-Mioceno. En este trabajo se ha realizado un inventario de 17 puntos de interés geológico (PIGs) y sus correspondientes fichas explicativas en dicha región. Con ello se pretende dotar de material divulgativo geológico de fácil acceso para el público, de manera que se fomenten las visitas a la Sierra con el objetivo de conocer sus diferentes aspectos geológicos, o lo que es llamado de otra manera: el geoturismo. Además, este inventario identifica los elementos geológicos susceptibles de ser protegidos bajo una serie de medidas de gestión y conservación.

Palabras clave: inventario de PIGs, divulgación geológica, figura de protección, anticlinal de Santo Domingo, geoturismo.

Abstract: *The Santo Domingo range is located in the westernmost sector of the southern aragonian Pyrenees and has been recently declared Protected Landscape (Decreto 52/2015, 8 de Abril de 2015, del Gobierno de Aragón). From a geological point of view, it represents the outcrop of the Western Pyrenean sole thrust. The western end of the basal thrust is a large detachment anticline (Santo Domingo) trending WNW-ESE which folds previous Eocene structures during the Oligocene-Miocene. In this work we introduce an inventory of 17 points of geological interest (PGIs) and their corresponding explanatory cards, that provide geological information, easily accessible to the general public, aiming to promote the visits to the Sierra in order to know geological aspects: promote the geotourism. In addition, this inventory identifies the geological elements susceptible to be protected under further regulation and conservation actions.*

Key words: *inverntory, geological outreach, protection figure, Santo Domingo anticline, geoconservation, geoturism.*

INTRODUCCIÓN

Desde hace varias décadas se han establecido figuras de protección enfocadas a la conservación de la flora y la fauna silvestres con un aceptable resultado. Más recientemente está ganando importancia la protección de los elementos geológicos y la geodiversidad dentro del marco legislativo referido a la conservación de Medio Natural (Red Natura 2000, Ley 42/2007 del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad).

Este trabajo se enmarca dentro del Paisaje Protegido de la Sierra de Santo Domingo (Decreto 52/2015, 8 de abril de 2015, del Gobierno de Aragón), figura enfocada a la conservación y gestión de, además de los sistemas ecológicos, los valores paisajísticos, donde juega un papel fundamental la geología. Con la finalidad promover y divulgar estos valores bajo un uso sostenible de los mismos e incentivando el desarrollo socioeconómico de la zona, este trabajo aborda el concepto de geoturismo, definido como la estrategia de promoción turística y sostenible de un lugar basada en la divulgación de su patrimonio geológico (Carcavilla et al., 2011). La divulgación juega un papel fundamental en la conservación del patrimonio geológico. Una posición más activa y participativa de la población es la mejor forma de conseguirlo, y para ello es fundamental poner al alcance del público herramientas y materiales que hagan más accesible el conocimiento de los aspectos geológicos que nos rodean. Por ello, vamos a presentar el inventario de puntos de interés geológico (PIGs) elaborado para esta región del Prepirineo aragonés. La realización de este inventario, además de proporcionar información divulgativa, valora y caracteriza los diferentes elementos geológicos del Paisaje Protegido, actuación fundamental para la aplicación de unas correctas medidas de gestión y conservación.

MARCO GEOLÓGICO Y TERRITORIAL

El ámbito territorial del Paisaje Protegido de la Sierra de Santo Domingo comprende una superficie de 13.772,64 ha, entre los términos de Biel, Longás y Luesia, comarca de las Cinco Villas (Zaragoza).

Desde el punto de vista geológico se trata de una región clave para comprender el emplazamiento del cabalgamiento basal surpirenaico, que sufre en esta posición un cambio significativo en su geometría y cinemática. El acortamiento del sector occidental de la Sierras Exteriores está relacionado con el crecimiento del anticlinal de Santo Domingo, un pliegue despegado en materiales del Triásico medio que afecta a los materiales de la escasa serie Mesozoica (Cretácico Superior y facies Garum) y a la más potente serie Eocena (Fm. Guara y Fm. Arguis) – Oligocena (Fm. Campodarbe) – Miocena (Fm. Uncastillo). El anticlinal presenta flancos paralelos y verticalizados (Fig.1.) o incluso invertidos (Millán, 1996; Teixell et al. 2009) y se ha interpretado como un gran anticlinal cónico de sección elíptica (Millán et al., 1995; Pueyo et al., 2014). Este anticlinal fue activo durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior (datado a partir de los sedimentos sintectónicos de la Fm. Uncastillo).

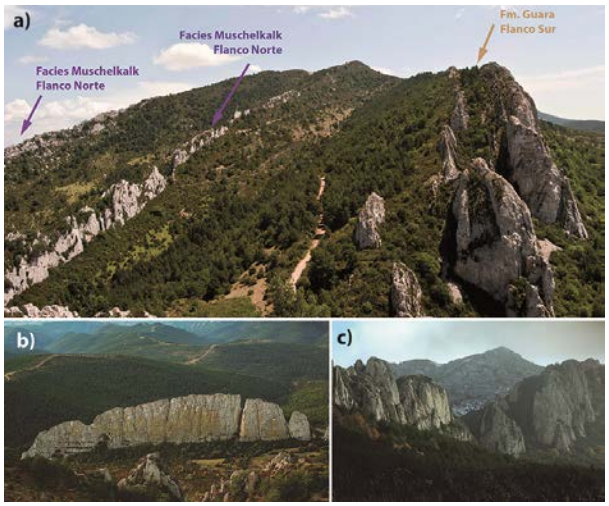


FIGURA 1. *Resaltes calcáreos denominados localmente "rallas". Constituyen los flancos verticalizados del anticlinal de Santo Domingo. a) Vista oeste desde el Portillo de Longás (PIG 07), se pueden diferenciar las calizas de la Fm Guara y las dolomías de las Facies Muschelkalk. b) PIG 09. Los Tablados: niveles arrecifales a techo de la Fm. Arguis y facies transicionales de la Fm. Yeste-Arrés. c) Vista frontal del Portillo de Longás (flanco sur del anticlinal). b) y c) Fotos de Félix Compaired.*

La terminación del pliegue al oeste, el periclinal de San Marzal (Fig.2.), presenta una fuerte inmersión, lo que requiere una rotación de eje vertical asociada a la cinemática del anticlinal (Millán et al., 1992), demostrada mediante datos paleomagnéticos (Pueyo, 2000; Pueyo et al. 2003b). El cierre periclinal representa la terminación occidental del cabalgamiento frontal surpirenaico que por su peculiar geometría cónica ha sido incluido en el Catálogo de Lugares de Interés Geológico (LIGs) de Aragón (Decreto 274/2015, 29 de septiembre, del Gobierno de Aragón).

También están incluidos en el inventario los LIGs de Peña Lengua, Pozo tronco de Biel, Pozo Pigalo, los Yacimientos de Cobre de Biel y los Estratos verticales de "Os Tablaus" de Santo Domingo, también comprendidos en este trabajo.

FIGURA 2. *Cierre periclinal de San Marzal (PIG 04). Vista aérea (foto de Félix Compaired) y vista oeste.*

INVENTARIO DE PIGs PROPUESTO

La valoración de los aspectos más relevantes de la geología de la Sierra de Santo Domingo se ha realizado mediante una síntesis geológica de los estudios realizados hasta el momento en esta zona. A partir de esta síntesis se han seleccionado los puntos más significativos de la estructura del anticlinal de Santo Domingo y sus estructuras menores asociadas, visualmente reconocibles y de fácil acceso. Para cada uno de ellos se ha elaborado una ficha informativa de dos carillas, donde se describen sus características principales (breve descripción, esquemas y fotografías con su interpretación), localización y accesos. El inventario está apoyado en una cartografía de situación de los PIGs sobre base topográfica (MTN50, www.cnig.es), modelo de elevación del terreno (MDT50, www. cnig.es) y base geológica (GEODE EBRO y PIRINEOS, www.igme.es).

Se han inventariado un total de 17 PIGs (Fig. 3.), con diferentes tipos de interés (estructural, estratigráfico, geomorfológico, mineralógico, paleontológico e hidrogeológico). Muchos de ellos combinan diferentes características de interés:

01. Puy Moné: Panorámica de la discordancia progresiva de la Fm. Uncastillo, sintectónica a la formación del anticlinal de Sto. Domingo, y de los estratos verticales de las calizas de la Fm. Guara correspondientes al flanco sur del mismo anticlinal.
02. El Pigalo: Pozas en estratos verticales de arenisca (flanco sur anticlinal Sto. Domingo) con estructuras sedimentarias (estratificación cruzada, ripples, etc...) fácilmente observables.
03. Paul (turbera) del Barranco de Lucientes: Depresión pantanosa sobre las margas de la Fm. Arguis. Se trata de un relieve generado por la estructura del cierre periclinal de San Marzal.
04. San Marzal-Lucientes: Geometría de un cierre periclinal, que además es la terminación de un gran pliegue y del cabalgamiento basal surpirenaico.
05. Collado Vizcaíno: Materiales del Cretácico Superior con restos de vertebrados en facies de manglar.
06. Peña Ronquillo: Pliegue oblicuo replegado por el anticlinal de Sto. Domingo.
07. Portillo de Longás: Falla que atraviesa los grandes estratos verticales de calizas de la Fm. Guara en el flanco sur del anticlinal de Sto.
08. Cueva de Cristal: Ejemplo del endokasrt de las Sierras Exteriores y recristalizaciones de calcita de grandes proporciones observables.
09. Os Tablaus: Niveles arrecífales del techo de la Fm. Arguis en posición vertical.
10. Salto del Royo: Nacimiento del Arba de Luesia rompiendo el flanco sur del anticlinal de Sto. Domingo en las Facies Garum y calizas de Guara.
11. Fuente del Berro y 12. Fuente del Yeso: Surgencias en Facies Muschelkalk y en Facies Keuper, con diferente composición de sus aguas (observable a simple vista por su coloración) generada por su posición en la estructura del anticlinal.
13. Dolinas de Campo Fenero: Hundimientos por disolución en arcillas de facies triásicas.
14. Badlands de Farrigüelo: Regueros y cárcavas generadas por la modelación y meteorización de laderas margosas (Fm. Arguis).
15. Pozo Tronco: Modelado fluvial en conglomerados de la Fm. Uncastillo.
16. Cobres de Biel: Generación del cobre en arenas de la Fm. Campodarbe y antigua explotación minera.
17. Peña Luenga: Discordancia progresiva offlap-onlap en la Fm. Campodarbe.

RESULTADOS

A los valores puramente científicos (recogidos en la síntesis de los estudios realizados hasta el momento en la Sierra, mencionada anteriormente), se añaden también excepcionales valores didácticos, ya que los PIGs propuestos muestran una gran variedad de procesos geológicos en un mismo área. En especial, la comprensión de la geometría de un pliegue de grandes dimensiones que es además la terminación lateral del Pirineo, es un valor cultural y recreativo añadido a un paraje de gran belleza además del contraste de vegetación controlado principalmente por la geología. Así en la zona se puede mostrar, por ejemplo, la cartografía y análisis estructural de un cierre periclinal, deducible fácilmente tras un recorrido por la charnela en el paraje de Lucientes (Fig. 2.) o por ambas vertientes de la Sierra donde se sitúan los flancos verticales del anticlinal de Santo Domingo (Fig. 1.).

El público en general cada vez escoge zonas menos concurridas y que sean explotadas turísticamente de una forma más sostenible. El hecho de que estos PIGs se sitúan en una zona poco conocida del Prepirineo aragonés, sumado a los elementos geológicos que pueden ser visitados, y al turismo de naturaleza (excursiones en el medio natural) y turismo rural (casas rurales y visitas a conjuntos histórico artísticos) que también se desarrollan en este área, nos ofrece un enfoque turístico diferente y un recurso de gran interés.

En cuanto al estado de los PIGs se puede decir que se encuentran en buen estado de conservación y sin amenazas. La Sierra de Santo Domingo es un área remota, poco vulnerada y que conserva mayoritariamente una cubierta vegetal en buen estado de conservación y naturalidad. La zona propuesta, recién declarada Paisaje Protegido y con varios LIGs y PIGs incluidos en el catálogo de Aragón, está dentro del LIC "Sierra de Santo Domingo y Caballera" (ES2410064), junto a los ecosistemas de ribera Río Arba de Luesia (ES2430065), Río Arba de Biel (ES2430066) y Río Onsella (ES2430063); de la ZEPA Sierras de Santo Domingo y Caballera y Río Onsella (ES0000287) y es una zona de nidificación protegida del Quebrantahuesos.

A partir de la realización de este inventario se han propuesto una serie de líneas de gestión para la conservación y adecuación de los PIGs enfocadas a una gestión activa de este espacio natural, dentro de un Plan Rector de Uso y Gestión (PRUG). Los principales objetivos que se pretenden cumplir son: 1) Puesta en valor de los aspectos geológicos. 2) Usos y aprovechamiento: Difundir el valor divulgativo, científico y turístico. 3) Potenciales amenazas y pautas de protección: Preservar la integridad física y estética de los PIGs y de los valores naturales de su entorno.

La realización de este inventario de PIGs y de sus fichas explicativas motivó la celebración del "Geolodía 2013-Zaragoza" (Sociedad Geológica de España). Además, se ha propiciado la publicación conjunta entre el Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón (CPNA) y del Instituto Geológico y Minero de España

(IGME) del libro "La geología de las Sierras de Santo Domingo y Salinas como recurso de desarrollo rural: Identificación de Puntos de Interés Geológico y Propuesta de Plan de Gestión y Conservación" (Sanchez, E. M., Pueyo, E. L. y Longares L. A., 2015).

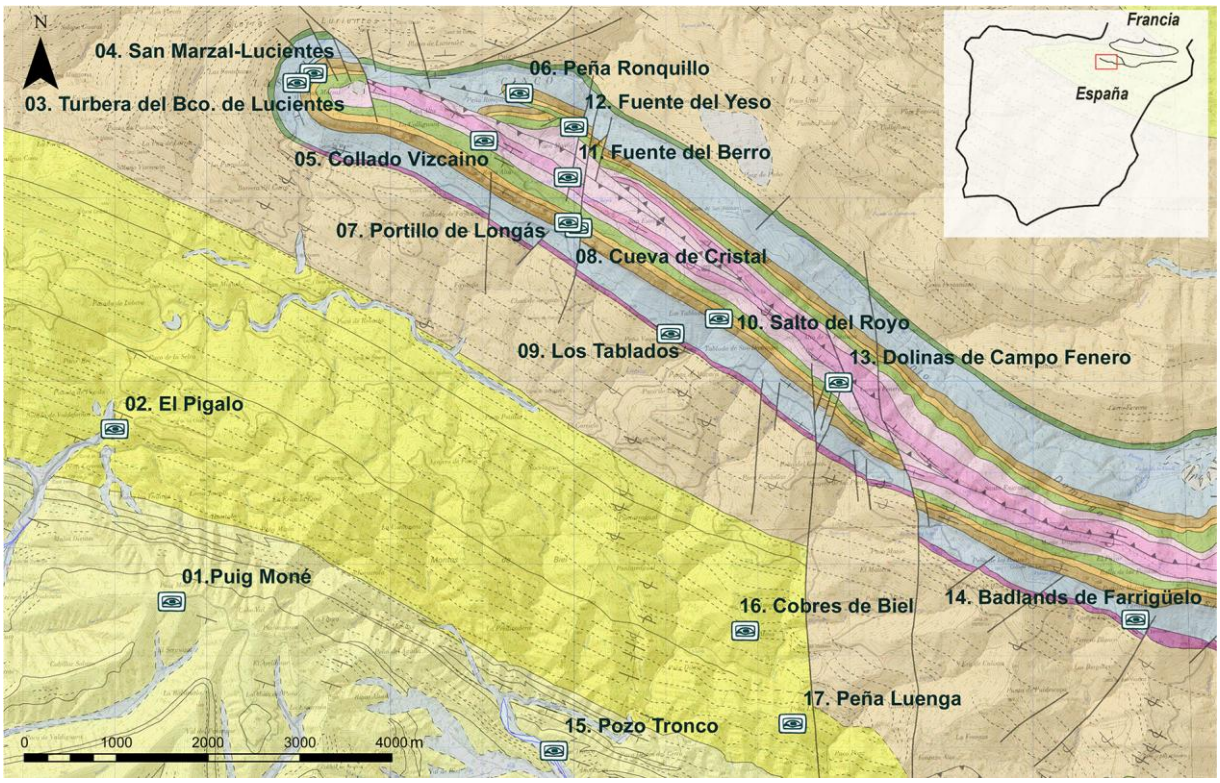


FIGURA 1. *PIGs inventariados en el área del Paisaje Protegido de la Sierra de Santo Domingo. Representados sobre base topográfica (MTN50), modelo de elevación del terreno (MDT50) y base geológica (GEODE EBRO y PIRINEOS), sistema de referencia ED50.El mapa equivale al área que comprende el Paisaje Protegido de la Sierra de Santo Domingo.*

CONCLUSIONES

La realización de un inventario de PIGs dentro de este área del Prepirineo aragonés, recién declarada Paisaje Protegido, permite mostrar los aspectos geológicos divulgativos concretos dentro de la figura de protección y proporciona las herramientas necesarias para el desarrollo y validación del geoturismo en el lugar. A su vez, este inventario facilita el desarrollo de una serie de líneas de gestión para la conservación y adecuación de los elementos geológicos que recoge, mediante su puesta en valor y divulgación.

AGRADECIMIENTOS

Proyectos de investigación CGL2014-54118 y CGL2009-14214- del MINECO y proyectos PI165/09 y CTPP01/2007 del Gobierno de Aragón.

REFERENCIAS

Carcavilla, L. et al., (2011). *Geodiversidad y patrimonio geológico.* IGME, 1-22.

Millán, H., et al., (1992): Modelización sencilla de la estructura del sector occidental de las sierras marginales aragonesas (Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza). *III Congreso Geol. España. Simposios*, 2: 140-149.

Millán, H., et al., (1995): El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores: sistemas imbricados y pliegues de despegue. *Rev. Soc .Geol. de España*. 8 (1-2): 73-90.

Millán, H., (1996). Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas. Tesis Doctoral Univ. de Zaragoza. 330 pp.

Pueyo, E.L., et al., (2014). The westermost termination of the South Pyrenean sole thrust; the San Marzal conical pericline. Atlas of Structural Geology (Elsevier). Edited by: Soumyajit Mukherjee.

Pueyo, E. L., (2000). Rotaciones paleomagnéticas en sistemas de pliegues y cabalgamientos. Tipos, causas, significado y aplicaciones (ejemplos del Pirineo Aragonés). Tesis Doctoral inédita Universidad de Zaragoza, 296 pp.

Pueyo E. L., et al., (2003b). Conical folds and apparent rotations in paleo-magnetism (A case study in the Pyrenees). Tectonophysics, 362 (1/4), 345-366.

Sánchez, E. M., Pueyo, E. L. y Longares L. A. (2015): La geología de las Sierras de Santo Domingo y Salinas como recurso de desarrollo rural: Identificación de Puntos de Interés Geológico y Propuesta de Plan de Gestión y Conservación. IGME. 1-180.

Teixell, A. et al. (2009). MAGNA 208. IGME.

Marco legislativo y bases metodológicas para la elaboración del Catálogo de Elementos Geológicos y Geomorfológicos de Interés Especial de Castilla-La Mancha

Legislative framework and methodology for the development of the Geological and Geomorphological Special Interest Elements Catalogue of Castilla-La Mancha

J. Luengo[1], Á. García-Cortés[1], L. Carcavilla[1], J. Vegas[1], E. Díaz-Martínez[1], M. Bernat[1], G. Delvene[1], Á. Hera[1], R. Jiménez[1], C. Martinez[1], I. Rábano[1] y A. Salazar[1]

1 Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas 23.28003 Madrid. j.luengo@igme.es.

Resumen: La Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha ha llevado a cabo a lo largo de las dos últimas décadas importantes iniciativas de geoconservación amparadas en la Ley 9/1999 de Conservación de la Naturaleza de Castilla-La Mancha. Entre los diferentes mecanismos que establece dicha Ley, el Catálogo de Elementos Geológicos y Geomorfológicos de Interés Especial constituyó un novedoso enfoque en materia de conservación del patrimonio geológico. El objetivo final de dicho Catálogo es constituir una herramienta que permita gestionar con eficacia el patrimonio geológico en los procesos de planificación territorial. Esta comunicación pretende dar a conocer la metodología utilizada para el desarrollo de dicho Catálogo y analizar el enfoque empleado en el diseño de la base de datos geográfica tanto en relación con su marco legislativo y teórico como en sus aspectos más técnicos de identificación y valoración de los elementos.

Palabras clave: patrimonio geológico, base de datos geográfica, Castilla-La Mancha

Abstract: *Important geoconservation initiatives have been taken over the past two decades in Castilla-La Mancha region (central Spain) in development of Law 9/1999 of Nature Conservation of Castilla-La Mancha. Amongst the legal instruments set by that law, the Catalogue of Geological and Geomorphological Special Interest Elements was an innovative approach towards geoheritage conservation. The main goal of this catalogue is to develop a tool to effectively manage geoheritage when making land-use planning. This paper describes the methodology used in the development of the catalogue, and analyzes the approach used in the design of the geographic database catalogue, both in relation to the legislative and theoretical framework, and in its more technical aspects of identification and assessment of the elements.*

Key words: *geological heritage, geographic database catalogue, Castilla-La Mancha region.*

INTRODUCCIÓN

La Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha (CLM) cuenta con un notable patrimonio geológico (PG), puesto en valor en numerosos y variados trabajos de interés científico y didáctico. Para salvaguardar dicho patrimonio, a lo largo de las dos últimas décadas, esta comunidad ha llevado a cabo novedosas iniciativas amparadas en el marco normativo establecido por la Ley 9/1999, de Conservación de la Naturaleza de Castilla-La Mancha.

Esta Ley establece un sistema de protección del PG mediante tres vías o mecanismos:

1. Espacios naturales protegidos (bajo la figura de Monumento Natural)
2. Lugares de Interés Geológico
3. Catálogo de Elementos Geológicos y Geomorfológicos de Interés Especial

Este enfoque, supuso un salto cualitativo para la geoconservación, ya que representa la primera ley con medidas concretas para la conservación del PG al margen de la figura de Monumento Natural (Carcavilla y Ruiz, 2009).

De los tres mecanismos, el Catálogo de Elementos Geológicos y Geomorfológicos de Interés Especial (CEGGIE), se concibe como un inventario sistemático-temático (Carcavilla *et al*., 2007) que parte de la clasificación del medio geológico para proteger los lugares más representativos y de mayor valor patrimonial dentro de la diversidad geológica de CLM. Este mecanismo supone un enfoque de protección horizontal (Carcavilla y Ruiz, 2009) donde los elementos son el objeto de la protección, independientemente del enclave donde aparezcan y sin necesidad de declararlos o adscribirlos a espacios protegidos.

Esta comunicación pretende exponer la metodología elaborada desde el Área de Patrimonio Geológico del IGME para la realización del CEGGIE de CLM (Figura 1).

ANTECEDENTES Y METODOLOGÍA

La Ley 9/1999, de Conservación de la Naturaleza de Castilla La Mancha, en su artículo 91, establece los motivos por los que un elemento debe ser incluido,

especificando que estos deben "ser representativos de procesos geomorfológicos singulares, contener estratigrafías modélicas o facies raras, representar un notable testimonio de climas o ecosistema pretéritos, sustentar comunidades biológicas valiosas, caracterizar paisajes notables, o poseer un especial interés científico o didáctico". Al mismo tiempo, en el Anejo 1D establece, una enumeración de dieciocho elementos de interés prioritario según los cuales clasificar el Catálogo.

Uno de los problemas a la hora de intentar hacer uso de esta normativa es la ausencia de un reglamento que desarrolle el articulado de la Ley y, por tanto, facilite un mecanismo de aplicación del Catálogo. Este hecho ha sido subsanado parcialmente por el IGME y la Red de Áreas Protegidas de Castilla-La Mancha mediante la elaboración de una guía metodológica para la caracterización del CEGGIE (García-Cortés *et al.,* 2014b). Dicho documento expone la falta, dentro de los 18 tipos de elementos originalmente establecidos en la Ley, de la representación de algunos de los contextos geológicos de relevancia internacional que figuran en la Ley 42/2007, y que son de alto interés para CLM, tales como las rañas y paisajes apalachianos del Macizo Ibérico o las mineralizaciones de mercurio de la región de Almadén. Por otra parte, el documento subraya cómo las categorías descritas en el Anejo 1D de la Ley emplean términos ambiguos, difíciles de concretar o determinar y sin una correspondencia clara con elementos geológicos, por lo que propone, siguiendo la filosofía original de la Ley, una reestructuración de las tipologías. La Tabla 1 muestra esta nueva categorización en 17 tipos de elementos, resultado de la agrupación de tres categorías, la adición de dos nuevas y la redefinición con un criterio más homogéneo de otras. Esta reelaboración sigue mostrando algunas carencias, fruto principalmente de las limitaciones establecidas en la Ley. Además, el documento caracteriza cada una de las categorías de tipos de elementos y establece unos criterios preliminares para la valoración.

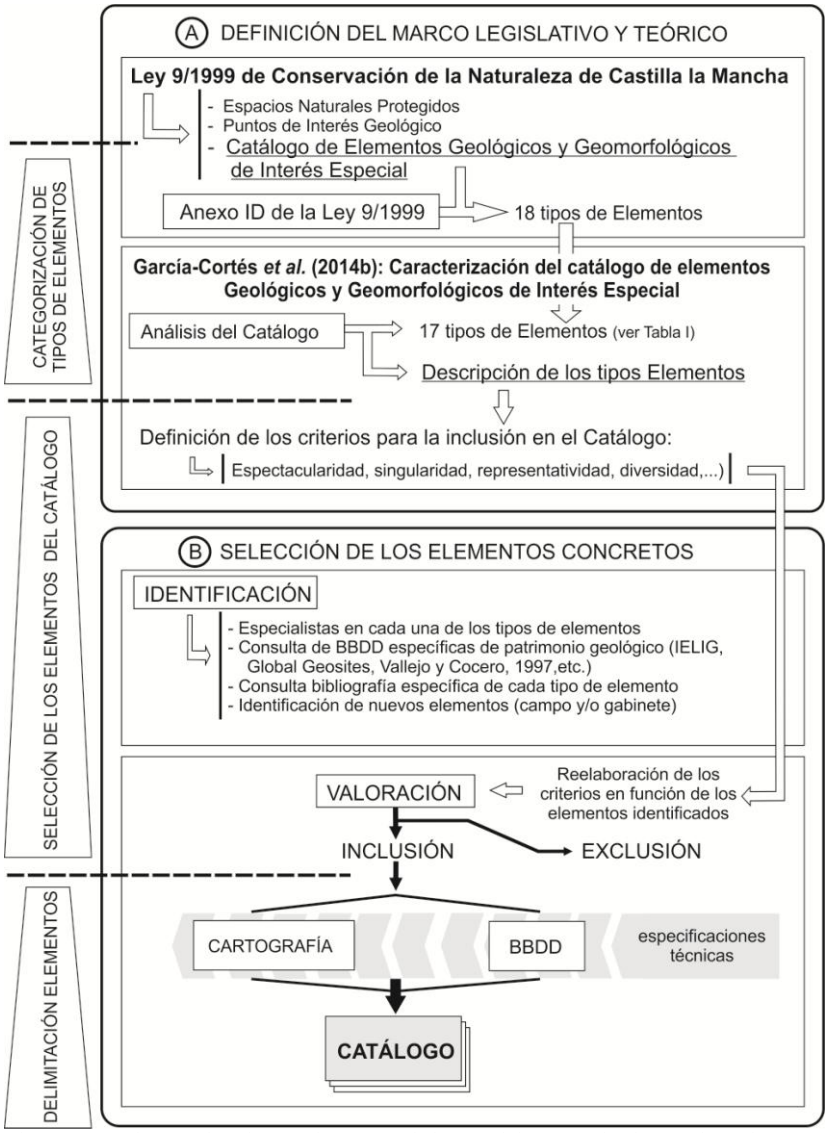


FIGURA 1. *Diagrama donde se recoge el marco legislativo y las etapas de la metodología empleada para la realización del Catálogo de Elementos Geológicos y Geomorfológicos de Interés Especial de Castilla-La Mancha.*

Nuevos tipos de Elementos Geológicos y Geomorfológicos del Catálogo	
1	Cañones fluviales singulares
2	Cascadas naturales
3	Humedales estacionales o permanentes
4	Crestones cuarcíticos relevantes
5	Berrocales, pedrizas y lanchares sobre rocas plutónicas
6	Escarpes naturales relevantes
7	Formas exokársticas (lapiaces y depresiones cerradas)
8	Barreras y edificios tobáceos
9	Cavidades naturales de origen kárstico
10	Edificios volcánicos
11	Yacimientos paleontológicos
12	Formaciones eólicas
13	Formas y depósitos de origen nivo-glaciar
14	Formas y depósitos periglaciares
15	Estratotipos y otros niveles de referencia
16	Lugares de interés mineralógico y metalogenético
17	Estructuras tectónicas y otros rasgos estructurales

TABLA I. *Categorías del CEGGIE, modificadas a partir de la Ley 9/1999 en García-Cortés et al. (2014b).*

Definición de los criterios para la inclusión de elementos en el CEGGIE

Para la correcta valoración del PG es necesario definir unos criterios objetivos que permitan la estimación de la singularidad de manera semicuantitativa y objetiva. Estos criterios deben contemplar aspectos como el valor intrínseco, la potencialidad de uso y la necesidad de protección tal como se establece en la metodología propuesta por García-Cortés *et al.,* (2014a). Debido a la disparidad en los tipos de elementos del Catálogo, cada una de las 17 categorías o tipos de elementos debe ser evaluada según criterios propios. En la guía metodológica anteriormente citada García-Cortés *et al.* (2014b) establecen unos criterios de valoración para cada uno de los tipos. En general se observa cómo, en los criterios identificados en este documento, los valores intrínsecos cuantitativos (tamaño, volumen,…) o cualitativos (espectacularidad, singularidad, representatividad y diversidad) son los que tienen un mayor peso.

Durante los trabajos iniciales realizados por el equipo de PG del IGME para la elaboración del CEGGIE se observó que el marco teórico propuesto en el anterior documento era de difícil aplicación, debido a la complejidad de valorar gran cantidad de elementos potenciales. Esto obligó a establecer unos criterios (no más de tres por tipo) que fueran lo más sencillos y fáciles de aplicar. Por ejemplo, en el caso de las cascadas, el criterio se fijó en la altura del salto (singularidad) y el volumen de agua, o en el caso de los cañones fluviales se optó por valorar el escarpe de sus laderas (espectacularidad) y la singularidad. Debido a la disparidad de criterios empleados, la reevaluación posterior evitó la sobreponderación de unos tipos de elementos sobre otros. Durante esta fase resultó útil la caracterización en campo de ejemplos paradigmáticos de cada una de las categorías con objeto de estimar los criterios más relevantes y poder, en fases posteriores, cuantificar de forma más objetiva estos criterios.

Selección de los elementos concretos del catálogo

La fase de identificación de elementos para el Catálogo, requiere contar con un minucioso inventario previo de elementos potenciales de cada una de las categorías, para posteriormente ser valorados para su inclusión definitiva. Este inventario previo debe partir del exhaustivo conocimiento del territorio, pero también de la recopilación sistemática de la mayor cantidad de información y de la generación de aquella información necesaria (principalmente mediante herramientas SIG).

Con objeto de ser lo más sistemáticos posibles, la recopilación de la información debe contar con la mayor cantidad de fuentes, desde la consulta bibliográfica temática, hasta la consulta personalizada a especialistas, sin olvidar los diferentes inventarios existentes sobre PG (IELIG, Global Geosites, etc.). Entre la información bibliográfica existente para la elaboración del CEGGIE destaca el inventario previo que realizó la Junta de Comunidades de CLM (Vallejo y Cocero, 1997), donde se cartografiaron más de 5.200 elementos geomorfológicos agrupados por criterios morfogenéticos.

La fase de valoración tiene por objeto la toma de decisión sobre la inclusión definitiva en el CEGGIE de los elementos potenciales identificados, a partir de los criterios previamente establecidos para cada una de los tipos de elementos. Para ello se propusieron unos requisitos mínimos que deben cumplir los elementos con objeto de establecer los valores utilizados como umbral de corte.

En el caso de criterios cuantitativos georeferenciados (Ej: pendientes, volúmenes, etc), el uso de una herramienta SIG permite una valoración rápida de áreas o elementos concretos. En otros casos resulta definitiva la opinión de uno o varios expertos en cada categoría que puedan identificar los elementos potenciales, y posteriormente ayudar a valorarlos. Este mecanismo resulta muy ágil pero introduce una pequeña subjetividad que solo puede ser subsanada con la contrastación con otros expertos u otras fuentes.

La selección no debe ser tan rigurosa como la establecida para un inventario de LIG, ya que los elementos del CEGGIE, tal como establece la Ley 9/1999 en los artículos 93 y 94, tienen una protección genérica que obliga a determinar las medidas precisas para asegurar su conservación posteriormente durante los procesos de planificación urbanística y los estudios de impacto ambiental. Por tanto, las acciones para proteger el PG de cada elemento serán determinadas individualmente según la metodología propuesta por Vegas *et al.* (2012) únicamente si se va a realizar una alteración en las características del elemento incluido en el CEGGIE.

Delimitación y caracterización de los elementos seleccionados

Una vez identificados los diferentes elementos que se van a incluir en el CEGGIE, es preciso su definición. Para ello, se requiere realizar la cartografía de cada elemento, y complementarla con una información asociada en una base de datos.

La información gráfica de los diferentes elementos cartografiados se realiza a una escala igual o inferior a la escala de referencia 1:10.000, lo que implica que la gran mayoría de los elementos responderán a una geometría de recinto poligonal, aunque en algunos casos estos podrán ser de tipo puntual. En este último caso es preferible metodológicamente realizar un polígono circular de diámetro mínimo con objeto de no contar con atributos bimodales (puntos y polígonos).

Por otra parte, el artículo 92 de la Ley 9/99 establece que la caracterización y delimitación de los elementos catalogados debe incluir "Para los elementos geológicos y geomorfológicos, el nombre del tipo, su descripción, y la calidad y extensión mínima para ser considerados". Por tanto y para la adecuada coordinación con otras cartografías existentes, como la de la Red Natura 2000 de CLM, la base de datos (tipo dBase) asociada a cada polígono deberá contar con siete campos con información sobre el código del elemento, la superficie en m^2, el estado de conservación, el observador, la fecha de revisión y una pequeña descripción.

Como peculiaridad de los elementos de este Catálogo con respecto a la mayoría de los contenidos en la Red de Áreas Protegidas, en la base de datos se puede incluir un criterio de confidencialidad que ayude a su protección ante el público general, ya sea de forma genérica para una categoría o concreta para un elemento.

CONCLUSIONES

Durante los trabajos de elaboración de El Catálogo de Elementos Geológicos y Geomorfológicos de Interés Especial se han observado una serie de dificultades metodológicas fácilmente subsanables, fruto de la novedad que representa este tipo de legislación a nivel nacional. Por todo ello la experiencia llevada a cabo en Castilla-La Mancha puede servir como modelo para otras comunidades autónomas a la hora de proteger su PG.

El CEGGIE se establece como una herramienta de protección del PG de categoría inferior a las tradicionalmente empleadas de Espacios Naturales Protegidos o Lugares de Interés Geológico, pero no por ello de menor interés. La principal novedad de la aplicación del CEGGIE radica en que los elementos incluidos en el Catálogo son protegidos de forma individual en el momento que se vaya a producir una modificación en las características del mismo, mediante las medidas oportunas que se establezcan para asegurar su conservación durante los procesos de planificación urbanística y los estudios de impacto ambiental. Esto permite incluir un mayor número de elementos, ya que la protección solo será efectiva cuando se plantee una alteración del mismo. Además las medidas de protección se estimarán de forma concreta e individualizada en función de la afección y del valor patrimonial alterado.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca dentro del convenio de colaboración para el "Conocimiento del patrimonio geológico de Castilla-La Mancha" financiado entre el IGME y la Empresa Pública de Gestión Ambiental de Castilla-La Mancha, S.A (Proyecto IGME 2457). Agradecemos la inestimable ayuda, en el campo del glaciarismo, prestada durante la elaboración del Catálogo de Rosa María Carrasco, Javier Pedraza y Ángel Saiz.

REFERENCIAS

Carcavilla, L y Ruiz, R. (2009): La geoconservación en Castilla-La Mancha. Estado actual y perspectivas de futuro. *Rev. C. & G.*, 23 (3-4), 11-26.

Carcavilla, L., López-Martínez, J. y Durán, J.J. (2007): Patrimonio geológico y geodiversidad: investigación, conservación, gestión y relación con los espacios naturales protegidos. Cuadernos del Museo Geominero, 7, 360 pp.

García-Cortés, A., Carcavilla, L., Díaz-Martínez, E. y Vegas, J. (2014a): Documento metodológico para la elaboración del Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG). Propuesta para la actualización metodológica. Versión 5/12/2014. IGME, 1-64.

García-Cortés, A., Carcavilla, L., Díaz-Martínez, E., Vegas, J., Garcia, J.M., Jiménez, R., Martínez, C., Rubio, M. Á., Bernat, M. y Delvene, G. (2014b): Caracterización del Catálogo de Elementos Geológicos y Geomorfológicos de Interés Especial (Anexo 1D de la ley 9/1999, de Conservación de la Naturaleza de Castilla-La Mancha) y bases metodológicas para el desarrollo del Inventario Regional de Lugares de Interés Geológico (ley 42/2007, del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad). IGME (inédito).

Vallejo, M. y Cocero, A. (1997): El patrimonio geomorfológico de la Comunidad de Castilla-La Mancha: inventario de puntos de interés. En *Comunicaciones a la III Reunión de la Comisión de Patrimonio Geológico*, 90-95 (Pallí, L y Carreras, J. eds.). SGE y Universidad de Girona.

Vegas, J., Alberruche, E., Carcavilla, L., Díaz-Martínez, E., García-Cortés, A., García de Domingo, A., Ponce de León, D. (2012): Guía metodológica para la integración del Patrimonio Geológico en la evaluación del impacto ambiental. IGME y MAGRAMA.

El Arenal del Almorxó: el último activo de la Provincia de Alicante (SE de España)

The Almorxo dune: Alicante Province last active interior dune (SE of Spain)

J. E. Tent-Manclús[1], J. L. Soler Llorens[1], J. M. Soria[1] y B. Y. N. Benabdeloued[2]

1 Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Ap. 99, E-03080 Alicante, España. JE.tent@ua.es, jl.soler@ua.es, jesus.soria@ua.es

2 Research Center in Astronomy, Astrophysics and Geophysics (CRACG). Route de l'Observatoire BP 63 Bouzaréah, 16340 Algiers, Argelia, b.benabdeloued@craag.dz.

Resumen: El Arenal del Almorxó en la localidad de Petrer es un punto singular de la geología de la provincia de Alicante. Se trata del último arenal activo de una serie de arenales de interior que existían a principios del siglo XX a lo largo del valle del Vinalopó. Se encuentra en retroceso por pérdida de aportes y el desarrollo de una cubierta vegetal está fijando la duna. Al ser un símbolo de la localidad de Petrer se han establecido cinco figuras de protección medioambiental para proteger el ecosistema. Los aportes de sedimento se han reducido por la urbanización del entorno. Sin embargo, esta protección aceleró el proceso de fijación de la duna por la vegetación. En un intento de prolongar su actividad se han realizado unos arranques selectivos de vegetación. En un futuro cercano, dejará de ser activo y quedará cubierto por la vegetación, perdiendo por tanto, su singularidad. Se trata de un ejemplo donde la protección de un paisaje ha acelerado su cambio. Se propone flexibilizar la protección para su conservación.

Palabras clave: Arenal del Almorxó, Alicante, Petrer, Protección vs conservación.

Abstract: *The Almorxó Dune in the locality of Petrer is a singular outcrop of the Geology of the Alicante Province. It is the last active sand dune of many ancient ones that existed along the Vinalopó Valley at the start of the XX century. It is in decline due to loss of inputs and the development of a plant cover that fixes the dune. As considered a symbol of the town of Petrer five environmental protection framework had been established to protect the ecosystem. The sediment inputs have been reduced by the real state development of the surroundings. However, this protection accelerated the process of dune fixation by vegetation. In an attempt to prolong its activity there have been some selective vegetation plucks. In the near future will no longer be active and will be covered by vegetation, thus losing its uniqueness. This is an example where protection of a landscape has accelerated its change. A more flexible protection is proposed for its conservation.*

Key words: *Almorxo dune, Alicante, Petrer, Protection vs preservation.*

INTRODUCCIÓN

El Arenal del Almorxó (también conocido como Arenal de Petrer) es el último arenal de interior activo que queda en la provincia de Alicante.

Situado al norte del término municipal de Petrer, dista 3 km del casco urbano y 43 km de la ciudad de Alicante. Se sitúa sobre la loma del arenal a cuyo pie discurre el Barranco de la Majada Honda, afluente del Río Vinalopó por el margen este. Se encuentra en la hoja a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional nº 846, 28-33 (Castalla). A la zona se accede desde la autovía Alicante – Villena (A-31) o antigua carretera nacional N-330 (Alicante-Madrid) a través de caminos que parten del acceso al polígono industrial de les Pedreres (Figs. 1 y 2).

Fue declarado Paraje Natural Municipal en el Acuerdo de 8 de febrero de 2002, del Gobierno Valenciano, atendiendo a la Ley 11/1994, de 27 de diciembre, de Espacios Naturales Protegidos de la Comunidad Valenciana, y su gestión corresponde al Ayuntamiento de Petrer. Además, cuenta con otras figuras de protección especificas como son: la microrreserva de flora Arenal de Petrer-Almorxó (declarada 30/01/ 2001), Paisaje Protegido (desde 2007), el Lugar de Interés Comunitario (LIC) Arenal de Petrer (declarado el 06/11/2000) y Zona de Especial Protección para Aves (ZEPA) desde 2009. En la actualidad se ha prohibido el acceso a la duna, lo que ligado a la disminución de los aportes, ha producido el aumento de la cobertera vegetal. Esto ocurre incluso pese a que el Ayuntamiento realiza arranques de vegetación "sin interés ambiental" con el fin de disminuir la cobertera vegetal. Pese a ello actualmente se encuentra con severo riesgo de dejar de ser activo.

ANTECEDENTES

La existencia de dos arenales es mencionada en la memoria de la hoja MAGNA de Castalla, referidos como dunas de la "loma del Arenal y Cabezo del

Rullo" que eran "intensamente explotadas" (Martínez et al., 1977). El primero de ellos también conocido como "arenal de Petrer" es objeto de estudio por Casquel et al. (1989) quienes, tras datar unas costras inferiores, estiman una edad holocena. Posteriormente, Auernheimer Arguiñano et al. (1992) mencionan tres arenales: el del Cabezo del Rullo, el Arenal del Almorxó y el Arenal de Pusa (aguas arriba del segundo). Tanto el arenal del Cabezo del Rullo como el de Pusa han sido intensamente explotados para la extracción de áridos (Auernheimer Arguiñano et al., 1992). El arenal del Cabezo del Rullo era conocido en Petrer como arenal de Pruna (Navarro Guillén, 2005) mientras que el de Pusa era conocido como arenal Chico o Menut. El Arenal del Almorxó es el único que se encuentra activo y es considerado como un punto singular de la geología de la provincia de Alicante (Alfaro et al., 2004).

FIGURA 1. *Situación del Arenal del Almorxó.*

El arenal es una duna activa, aunque actualmente fuertemente colonizada por vegetación (Fig. 3 y 4). Además, como se deduce tanto de su grado de preservación morfológica (dado que no está erosionada por cursos fluviales) como de su nula litificación (toda vez que se conserva la arena sin cementación), hasta el año 1997 el Arenal del Almorxó se encontraba en equilibrio. De este modo se puede pensar que las condiciones climáticas actuales son las que propiciarían la formación del arenal.

En los años 80 del siglo XX se mencionan los 3 arenales en la zona (Almorxó, Pusa y Cabezo Rullo). En zonas limítrofes se encuentran: el del Santuario de las Virtudes (Villena), mencionado por Jiménez de Cisneros (1909) y cubierto en la actualidad por un vertedero de escombros, y el de la ladera norte de la Peñarrubia (Villena), también descrito por Jiménez de Cisneros (1907), desaparecido por haber sido explotado para extracción de áridos. Todos estos arenales se han cubierto por vegetación o han desaparecido por su utilización por el hombre.

Por todo ello, Soria y Tent-Manclús (2007) proponen que los arenales del valle del Vinalopó se formarían a partir del siglo XVII, ligados a un periodo de fuerte desforestación en la zona. En la actualidad, la disminución de la presión sobre la vegetación (tala para conseguir leña) ha producido un aumento de la cobertera vegetal que ha fijado los arenales.

El último de ellos, el Arenal del Almorxó comienza a perder actividad a partir de 1997 (Fig. 3) En primer lugar por la disminución de los aportes de arena y cambio del régimen de vientos cercanos al suelo, debido a varias obras al norte de la zona, construcción del polígono industrial de Les Pedreres, y ampliación de la N330 para convertirla en la autovía A-31. En segundo, el aumento de la cubierta vegetal, en parte, debido a la constitución de zonas de protección medioambiental ya que en los años 80 del siglo pasado el arenal era utilizado como una atracción del pueblo de Petrer y por sus laderas se deslizaban cientos de personas. En el trabajo de caracterización del arenal de Soria y Tent-Manclús (2007) se plantea la necesidad de que para su conservación debe permitirse que siga activo.

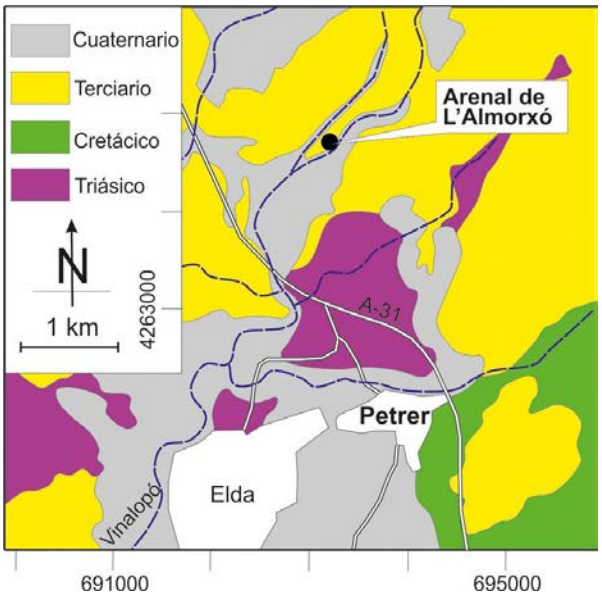


FIGURA 2. *Esquema geológico de la zona próxima del Arenal del Almorxó.*

DESCRIPCIÓN Y DINÁMICA DEL ARENAL

La acumulación de arena se sitúa en la ladera sur de la Loma del Arenal, entre la cresta de esta loma y el cauce de la Rambla de Majada Honda. La parte alta de la Loma del Arenal define una cresta modelada sobre las calcarenitas del Mioceno y que representa un relieve bien definido en la margen oriental del Valle del Vinalopó.

La morfología en planta del arenal es rectangular – ovalada y tiene en la actualidad, como valores medios, 200 metros de longitud por 70 m de anchura. La orientación de la Loma del Arenal es N070ºE. Según se

deduce de la comparación de fotografías aéreas, el contorno del arenal conserva su morfología desde el año 1956, sin cambios apreciables hasta el año 2005 (Fig. 3). El único rasgo que ha experimentado cambios es el aumento de la ocupación por vegetación desde el año 1997.

El conocimiento del espesor de arena acumulada requiere de información de subsuelo. En el marco de un estudio sedimentológico por parte del Ayuntamiento de Petrer se realizaron 4 perfiles de georradar (Ground Penetrating Radar). Los resultados de los perfiles indican que la superficie que separa las margas del Mioceno respecto a la arena es irregular, como corresponde a la morfología erosiva de la Loma del Arenal previamente a la acumulación de los depósitos eólicos. Además, se obtiene que el espesor medio de arena alcanza los 3 metros (Soria y Tent-Manclús, 2007).

El área que ocupa no ha variado en gran medida desde el año 1956 (Fig. 3). Su espesor si que parece haber variado si se observan las fotografías de los años 80 (http://petreraldia.com/documentos-del-ayer/cuando-el-arenal-era-el-arenal.html). En las fotografías recientes (Fig. 4) se observa que en la actualidad el espesor de arenas se mantiene.

Modelo genético

La localización del arenal al sur de la Loma del Arenal, junto con el sentido principal de transporte eólico en el valle del Vinalopó que se dirige de norte a sur y por comparación, con los modelos clásicos de formación de dunas (Kocurek, 1998), la parte somital de la Loma del Arenal actuó como la cresta de una duna, mientras que el valle de la Rambla de la Majada Honda representa el seno o depresión interdunar (Soria y Tent-Manclús, 2007).

Así, por la ladera norte de la Loma del Arenal (cara de barlovento) se produjo el transporte eólico principal (por arrastre de sedimentos), incorporando partículas previamente erosionadas tanto del Valle del Vinalopó como de los relieves que forman los márgenes de dicho valle. La interferencia del flujo eólico principal con la cresta de la Loma del Arenal desencadenó la acumulación de los sedimentos que lo forman, localizados en la ladera norte de la Rambla de la Majada Honda (cara de sotavento), como la parte protegida del flujo eólico principal. Esta acumulación tuvo lugar, de un lado por procesos de avalancha y decantación y de otro lado por corrientes ascendentes, ladera hacia arriba, relacionadas con flujos de retorno tal como se infiere por la existencia de estructuras sedimentarias actualmente modeladas en la superficie del arenal (Soria y Tent-Manclús, 2007).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El Arenal del Almorxó es en la actualidad una duna de interior activa. Sin embargo, la disminución de los aportes de granos de arena procedentes del norte y el aumento de la cobertera vegetal lo conducen a una próxima desaparición como duna activa.

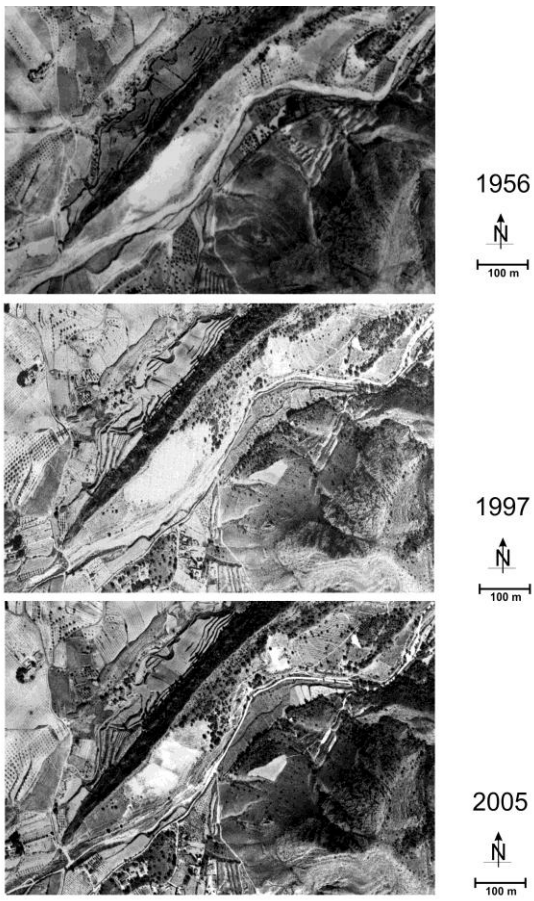


FIGURA 3. *Fotografías aéreas del Arenal del Almorxó en diferentes años.*

Parte de este aumento de la cobertera vegetal es resultado de la protección medioambiental. La microreserva de flora se establece para proteger la singularidad florística con los únicos ejemplos de vegetación dunar del interior de la provincia de Alicante. Al ser la única duna de interior es esperable que sea la única porción del territorio con dicha vegetación. Hace unos años la vegetación era controlada por el pisoteo en la zona. En la actualidad, una permisividad de acceso total no es la solución debido: a la falta de aportes y al aumento de la población en el área de influencia (aumento de los posibles visitantes). Sin embargo, la solución del "arranque manual" de toda la vegetación no se puede realizar pues contraviene las normas de protección de la microrreserva de flora Arenal de Petrer-Almorxó, así que la solución actual es el "arranque selectivo". Estas labores retrasan su recubrimiento pero no paran su evolución natural a su fijación (ver Fig. 4), estando condenado a dejar de ser activo y, por tanto, a perder su singularidad. La vegetación propia de las dunas móviles desaparecerá para convertirse en un matorral mediterráneo dejando de tener sentido la microreserva de flora. La conservación del paisaje implicaría una

menor protección y una permisividad de acceso parcial para una posible regeneración y considerando siempre que la evolución del paisaje es irremediablemente a la fijación de la duna.

FIGURA 4. *Fotografía panorámica del Arenal del Almorxó de tomada en 2006. Abajo, el arenal en 2014 casi recubierto por vegetación*

.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Excmo. Ayuntamiento de Petrer el interés mostrado por la investigación geológica del Arenal del Almorxó. Agradecemos las sugerencias de Nadia Herrero Martínez. Este trabajo es en recuerdo de Carlos Auernheimer cuyos largos discursos nos impulsaron a su estudio.

REFERENCIAS

Alfaro, P., Andreu, J.M., Estévez, A., Tent-Manclús, J.E. y Yébenes, A. (2004): El Patrimonio geológico de Alicante. En: *Geología de Alicante* (P. Alfaro, J.M. Andreu, A. Estévez, J.E. Tent-Manclús y A. Yébenes, eds.). Universidad de Alicante, 51-61.

Auernheimer Arguiñano, C., Lledó Solbes, M.J. y Bellot Abad, J. (1992): *Arenal de Petrel informe geológico y ecológico*. Caja de Crédito de Petrel. 68 p.

Casquel, T., Cerdà, A., Ferrer, C., Fumanal, M.P., Manzanares, V. y Viñals, M.J. (1989): Los depósitos cuaternarios de l'Arenal de Petrel (Alicante). *Cuadernos de Geografía* 45, 21-34.

Jiménez de Cisneros, D. (1907): Excursiones por el Norte de la provincia de Alicante. *Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural* 7, 165-175.

Jiménez de Cisneros, D. (1909): Excursiones por las Sierras de Cabrera, Carbonera y Morrón. *Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural* 9, 261-263.

Kocurek, G.A. (1998): Desert aeolian systems. En: *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy* (H.G. Reading, ed.). Blackwell Science, tercera edición, 125-153.

Martínez, W., Colodrón, I. y Nuñez, A. (1977): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 846 (Castalla)*. IGME, 32 p.

Navarro Guillén, H. (2005): *Petrer Tierra y Cielo. Un paseo por Petrer y sus alrededores*. 37 p.

Soria, J.M. y Tent-Manclús, J. E. (2007): Origen del Arenal de l'Almorxò. Festa 2007, 112-119.

Sobre la guía geológica del antiguo ferrocarril minero del Guadiana

On the geological guide of the old Guadiana mining railway

A. Redondo[1], F. González[2], C. Moreno[3] y J. Suárez Suárez[4]

1 Dpto. Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva 21007 Huelva. almu.rdo90@gmail.com
2 Dpto. Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva 21007 Huelva. fbarrio@uhu.es
3 Dpto. Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva 21007 Huelva. carmor@uhu.es
4 Asociación Herrerías, 21550 Puebla de Guzmán. asociacionherrerias@gmail.com

Resumen: El fuerte desarrollo que la minería experimentó a finales del siglo XIX y gran parte del XX en la Faja Pirítica Ibérica, trajo consigo la construcción de una densa red de ferrocarriles destinados a transportar el mineral desde los puntos de extracción, hasta las zonas de embarque. El ferrocarril más occidental de los construidos en la parte española de la cuenca, denominado ferrocarril minero del Guadiana, fue parcialmente convertido en Vía Verde tras su abandono, y es el objeto de este trabajo. En su recorrido desde Mina de Las Herrerías hasta el Puerto de La Laja, atraviesa en dirección NE-SW una de las principales estructuras geológicas de la región y corta las tres unidades litoestratigráficas que conforman la serie estratigráfica regional. En este trabajo se da a conocer la guía geológica realizada en el antiguo ferrocarril minero del Guadiana.

Palabras clave: Faja Pirítica Ibérica, antiguo ferrocarril minero del Guadiana, vía verde del Guadiana, guía geológica, patrimonio geológico.

Abstract: *The strong development that the mining sector accomplished in the Iberian Pyrite Belt between the late XIX century and part of the XX century triggered the construction of a dense railway network used for transporting the mineral from the mines to the ports. The westernmost railway in the Spanish part of the basin, the Guadiana mining railway, was partially reconverted as greenway after abandonment, and is studied here. Along the path from Las Herrerías Mine to the Puerto de La Laja, the railway intersects NE-SW one of the major geological structures in the region, crosscutting the three lithostratigraphic units of the regional series. In this paper we present a geological guide recently developed in the old Guadiana mining railway.*

Key words: *Iberian Pyrite Belt, old Guadiana mining railway, Guadiana greenway, geological guide, geological heritage*

INTRODUCCIÓN

Las reservas de metales base y preciosos son un factor fundamental de la economía de la provincia de Huelva. La historia de la explotación de estos recursos minerales se ha prolongado en el tiempo desde el tercer milenio AC hasta nuestros días, con una intensidad caracterizada por frecuentes altibajos. Durante el siglo XIX y gran parte del XX fue uno de los principales motores económicos y culturales de la provincia. Como consecuencia directa de esta actividad se construyeron ferrocarriles destinados a dar salida al mineral extraído, algunos sobre antiguos caminos destinados al transporte animal, y otros diseñados como vía férrea desde su inicio.

La provincia de Huelva cuenta con una densa red ferrocarriles mineros, la mayoría de ellos actualmente en desuso (Fig. 1). El más occidental, denominado ferrocarril minero del Guadiana, fue construido a finales del siglo XIX para transportar el mineral desde los yacimientos de Las Herrerías, Cabezas del Pasto y La Isabel hasta la estación de embarque de La Laja, en el río Guadiana. La vida de este ferrocarril se prolongó desde 1889 hasta 1965. En 2001, el tramo de 17 km que transcurre desde Mina La Isabel hasta el embarcadero del Puerto de La Laja fue declarado "vía verde".

En este trabajo damos a conocer la Guía Geológica realizada en la vía verde del antiguo ferrocarril minero del Guadiana cuya reseña bibliográfica es la siguiente: Moreno, C., González, F., Redondo, A. y Suárez Suárez, J. (2016). *El Antiguo Ferrocarril Minero del Guadiana. Guía Geológica.* Asociación Herrerías, Huelva, p.

MARCO GEOLÓGICO

La Faja Pirítica Ibérica (FPI) es una de las provincias metalogénicas más importantes a nivel mundial. Es conocida por su alta concentración de

depósitos de sulfuros masivos, algunos de ellos de tamaño gigante y super-gigante, y cuenta además con numerosas mineralizaciones de Mn.

La FPI constituye el dominio central de la Zona Surportuguesa (Fig. 2). Dibuja una franja de 35-40 kilómetros de anchura que se extiende desde el sur de Lisboa hasta los alrededores de Sevilla siguiendo la trayectoria arqueada de las estructuras variscas en la región.

FIGURA 1. *Red de ferrocarriles de la Provincia de Huelva, tomado y modificado de Romero (2007). En rojo los ferrocarriles mineros y en negro el trazado de la línea de transporte de pasajeros Zafra-Huelva. Yacimientos: 1, Cabezas del Pasto; 2, Las Herrerías; 3, Lagunazo; 4, Tharsis; 5, El Carpio; 6, Lomero-Poyatos; 7, San Telmo; 8, Valdelamusa; 9, La Joya; 10, Cala; 11, Teuler; 12, Cueva de la Mora; 13, Concepción; 14, Monte Romero; 15, Aguas Teñidas; 16, San Miguel; 17, Angostura; 18, Soloviejo; 19, Poderosa; 20, Peña del Hierro; 21, Castillo de las Guardas; 22, La Zarza; 23, Perrunal; 24, Riotinto; 25, Tinto-Santa Rosa; 26, Guadiana; 27, Castillo Buitrón; 28, Sotiel; 29, Campanario; 30, Los Silillos.*

Estratigráficamente está constituida por tres unidades litoestratigráficas (Schermerhörn, 1971), que de muro a techo son: Grupo de Pizarras y Cuarcitas (PQ), Complejo Vulcano Sedimentario (CVS) y Grupo Culm. (Fig. 2). Sus rocas fueron deformadas y ligeramente metamorfizadas durante la orogenia varisca. La deformación ha sido considerada de tipo *thin-skinned*, con abundantes escamas, cabalgamientos y abombamientos. Pliegues de pequeña y gran escala también son frecuentes y se asocian a la misma dinámica de deformación.

Una de las principales estructuras cartográficas de la región es el anticlinorio de Puebla de Guzmán, localizado en la parte occidental de la provincia de Huelva y en la parte central de la FPI (Fig. 2). Su geología es representativa de toda la cuenca. A grandes rasgos, se muestra como un anticlinal asimétrico de flanco N normal y flanco S inverso sin grandes deformaciones a escala cartográfica pero con múltiples fallas en escama que afectan a toda la estructura. En detalle, presenta una tectónica mucho más compleja.

En el anticlinorio de Puebla de Guzmán se localizan los depósitos de sulfuros masivos de Tharsis, Las Herrerías y Cabezas del Pasto y las mineralizaciones de Mn de La Codiciada, La Isabel y Santa Catalina.

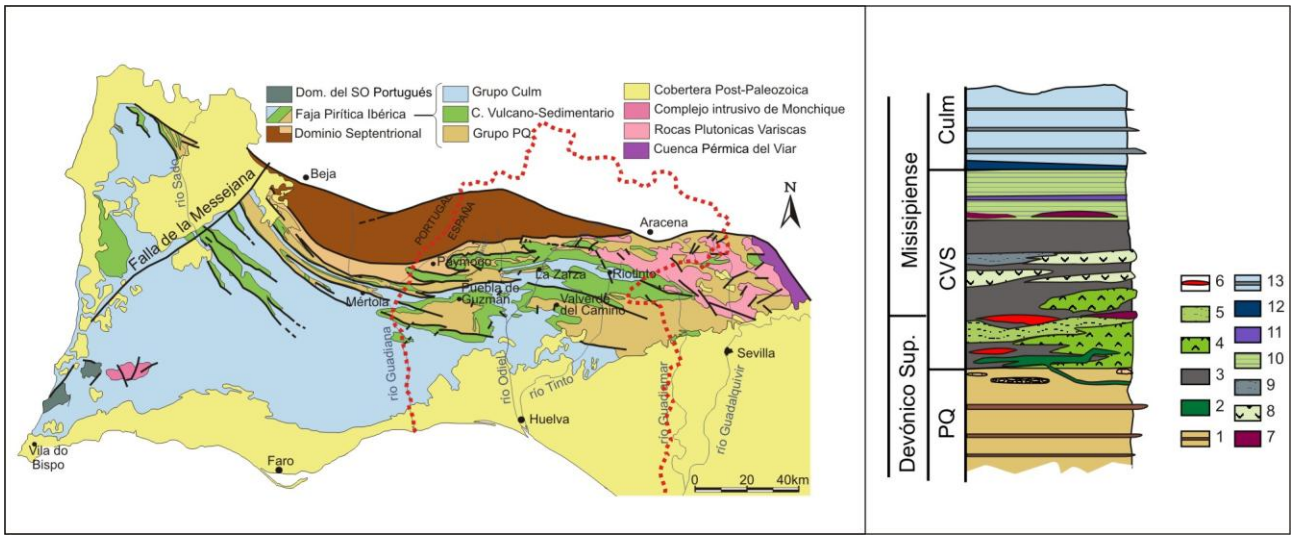


FIGURA 2. Mapa y columna sintética de la Faja Pirítica Ibérica. En el mapa se incluyen los demás dominios de la Zona Surportuguesa y se indica en color rojo el contorno de la provincia de Huelva. *1, Pizarras y cuarcítas; 2 Diabasas; 3, Pizarras grises y negras; 4, 5, 10 Rocas volcánicas, subvolcánicas y epiclásticas ácidas; 6, Sulfuros masivos; 7, Jaspes de Fe y Mn; 8, 9 Rocas volcánicas y subvolcánicas básicas; 11, Pizarras moradas; 12, Formación Pizarrosa Basal; 13, Pizarras y grauwacas.*

RESULTADOS Y CONCLUSIONES: LA GUÍA GEOLÓGICA

El antiguo ferrocarril minero del Guadiana atraviesa el anticlinorio de Puebla de Guzmán en dirección NE-SW, desde el flanco N al S y corta las tres unidades litoestratigraficas de la FPI. Los taludes de la vía férrea ofrecen fantásticos afloramientos donde observar las características geológicas de la región: tipos de rocas, estructuras sedimentarias y postsedimentarias, estructuras de deformación, alteraciones, suelos, etc. También desde algunos puntos es posible divisar paisajes y morfologías características.

Aprovechando la gran oportunidad que nos brindan estos taludes, y con la intención de dar a conocer el patrimonio geológico de la región y al mismo tiempo divulgar la Geología como disciplina científica, hemos elaborado la Guía Geológica del antiguo ferrocarril minero del Guadiana (tramo comprendido entre Mina La Isabel y el Puerto de La Laja).

La guía consta de 5 apartados principales. Los tres primeros incluyen una introducción a algunos conceptos geológicos básicos, a la geología de la Península Ibérica y a los rasgos geológicos generales de la FPI. Un cuarto apartado proporciona una visión histórica del Ferrocarril, de la arqueología industrial asociada y de las minas de las que se extraía el mineral. El quinto apartado incluye el recorrido geológico en sí. A lo largo del trazado se han seleccionado 18 puntos de observación entre los que mejores condiciones de afloramiento presentaban, intentando aunar en cada uno de ellos la mayor cantidad posible de características geológicas.

De cada uno de los puntos de observación se indica su posición exacta y la distancia tanto al acceso más más cercano como al inicio del recorrido, además de las características geológicas a observar, tipo de rocas, unidad estratigráfica y posición estructural respecto al anticlinorio de Puebla de Guzmán. Para el mayor aprovechamiento de ciertas observaciones, también se han incluido en algunos puntos conceptos geológicos básicos y esquemas.

REFERENCIAS

Moreno, C., González, F., Redondo, A. y Suárez Suárez, J. (2016). *El Antiguo Ferrocarril Minero del Guadiana. Guía Geológica.* Asociación Herrerías, Huelva, p.

Romero, E. (2006): *Los ferrocarriles de la Provincia de Huelva*. Universidad de Huelva y Asociación de Amigos del Ferrocarril "Cuenca Minera de Rio Tinto", Huelva, 590 p.

Schermerhörn, L.J. (1971): An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Boletín Geológico y Minero de España*, 83: 239-268.

El patrimonio geocientífico del arrecife Messiniense de Santa Pola (sureste de España): comparación entre dos modelos de valoración patrimonial

The geoscientific heritage of the Santa Pola Messinian reef (Alicante): comparision between two models of heritage valuation

H. Corbí[1] y I. Fierro[1,2]

1 Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Apdo. Correos 99, San Vicente del Raspeig, 03080 Alicante, España. hugo.corbi@ua.es
2 GeaLand Patrimonio S.L. C/ Tibi 3, 03011, Alicante, España. fierro@gealandpatrimonio.com

Resumen: Se presenta la valoración patrimonial de carácter geocientífico de uno de los lugares que ha sido considerado como más relevantes dentro del patrimonio geológico y paleontológico de la provincia de Alicante, el arrecife de coral Messiniense de Santa Pola. Para ello, se han empleado dos metodologías diferentes, la desarrollada por el Instituto Geológico y Minero de España para el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG), y la elaborada desde el Museo Paleontológico de Elche, para el proyecto "Fósiles y Patrimonio de Alicante" (FOPALI). Ambos métodos ofrecen un resultado numérico muy alto (valor normalizado: 8 sobre 10), lo cual nos índica que estamos ante un LIG de gran relevancia científica y patrimonial. En su conjunto, el Cabo de Santa Pola, constituye no solo un excepcional lugar de interés geológico con alto potencial didáctico para la caracterización de un sistema arrecifal de tipo atolón, sino también un afloramiento con alto potencial científico para reconstruir la historia geológica del Mediterráneo de los últimos 6 millones de años, en particular los acontecimientos relacionados con la Crisis de Salinidad del Messiniense. Este trabajo representa el punto de partida para mejorar las actuales herramientas de valoración ya que analiza y discute los resultados de dos modelos. Con todo, se pretende la obtención de más datos que permitan una adecuada gestión y conservación de este lugar de interés geológico del Mediterráneo occidental.

Palabras clave: Patrimonio Geológico, Crisis de Salinidad Messiniense, arrecife de coral, Alicante, Santa Pola

Abstract: *We herein present an assessment of the scientific value of one of the sites considered most relevant for the geological and paleontological heritage of the province of Alicante: the Messinian coral reef of Santa Pola. Two different methodologies have been implemented: one developed by the Geological Survey of Spain (IGME) for the Spanish Inventory of Geosites (IELIG), and one developed by the Palaeontological Museum of Elche for the Alicante Fossils and Heritage Project (FOPALI). Both methods yield very high values (normalized value: 8 out of 10), indicating that this geosite has high scientific relevance. As a whole, Santa Pola Cape is not only an exceptional place of geological interest with high educational potential for characterization of an atoll-type reef system, but also an outcrop with high scientific potential to reconstruct the geological history of the Mediterranean over the last 6 million years, in particular the events related to the Messinian Salinity Crisis. This work develops a tool specifically designed to endorse the scientific interest of the geosite, allowing for an appropriate management and conservation of this exceptional site of geological interest in the western Mediterranean.*

Key words: *Geological Heritage, Messinian Salinity Crisis, coral reef, Alicante, Santa Pola*

INTRODUCCIÓN

El arrecife Messiniense de Santa Pola, ubicado a cerca de 20 kilómetros de la ciudad de Alicante, constituye un enclave geológico excepcional, cuyo valor ha sido reconocido por diversas entidades que lo han incluido en diversos inventarios y catálogos de temática específica (Lugar de Interés Geológico - inventario español realizado por el IGME; Mapa Geocientífico de la Provincia de Alicante y Carta Paleontológica de la Comunidad Valenciana). En este trabajo se utilizan dos modelos diferentes de valoración patrimonial, comparando su aplicabilidad y sus resultados, para estimar el valor intrínseco de este lugar de interés geológico sometido a una fuerte presión urbanística y de usos. Hasta la fecha, los elementos utilizados para argumentar la importancia de este geositio se basaban únicamente en las publicaciones existentes, por lo que este trabajo representa el primer punto de partida para desarrollar una mejor herramienta que nos permita avalar el interés geocientífico del sitio, y por tanto, su adecuada gestión con fines conservativos.

MARCO GEOLÓGICO

La sierra de Santa Pola, una plataforma calcárea de unos 5 km de diámetro, aislada y elevada respecto a su entorno, corresponde a un atolón coralino fósil, magníficamente conservado, que constituye uno de los mejores ejemplos mundiales de este tipo de arrecifes fósiles (Corbí y Yébenes, 2012). Este sistema arrecifal se ubica en el sector norte de la cuenca del Bajo Segura (Figura 1), una de las diferentes cuencas marginales del Mediterráneo occidental que aflora en la parte oriental de la Cordillera Bética (Soria et al., 2008). En este afloramiento, incorporando información de varios autores (síntesis realizada en Corbí y Yébenes, 2012) se pueden diferenciar seis unidades estratigráficas: a) calcarenitas amarillentas de Tabarca (Tortoniense); b) Complejo Arrecifal (Messiniense); c) Complejo Carbonatado Terminal (Esteban, 1979) caracterizado por grandes estructuras estromatolíticas (Messiniense superior); d) unidad Pliocena marina constituida por calcarenitas muy fosilíferas; e) unidad de arcillas rojas y calizas continentales (Formación Sucina, Plioceno-Pleistoceno); y f) terrazas marinas del Tirreniense (playas marinas y dunas eólicas fósiles, Pleistoceno).

METODOLOGÍA

Para la valoración patrimonial de carácter científico se han utilizando dos metodologías diferentes: la desarrollada por el Instituto Geológico y Minero (IGME) para el inventario Español de Lugares de interés Geológico (IELIG, García Cortés et al., 2014) y la elaborada desde el Museo Paleontológico de Elche (MUPE) para el proyecto "Fósiles y Patrimonio de Alicante" (FOPALI, Sánchez Ferris, 2016; Sánchez Ferris et al., 2008). El modelo de valoración del IGME se basa en el uso de siete parámetros (tabla 1) que se valoran con un peso diferente (entre un 30% y un 10%), realizándose la valoración numérica en una escala de 0 a 4 (se excluye el valor 3). Por su parte, la metodología desarrollada para el FOPALI, se basa en diez criterios con el mismo peso, los cuales son valorados numéricamente en una escala de 0 a 4 (tabla 2). Con el propósito de comparar los resultados obtenidos de ambas metodologías, el valor numérico resultante ha sido normalizado a una escala de 0 a 10.

RESULTADOS: VALORACIÓN PATRIMONIAL

El modelo del IGME pone de manifiesto principalmente, debido a su gran peso dentro de la valoración, la alta "representatividad" del arrecife Messiniense de Santa Pola en relación al dominio geológico al que pertenece (valoración 4, tabla 1). Este afloramiento ilustra excelentemente las características de dos de los dominios o contextos geológicos definidos por García Cortés et al. (2001): "episodios evaporíticos del Messiniense" relacionados con la Crisis de Salinidad del Mediterráneo en la cuenca del Bajo Segura (Corbí, 2010; Soria et al., 2008), así como "estructuras y formaciones geológicas singulares de las cuencas cenozoicas continentales y marinas". Aunque existen abundantes manifestaciones arrecifales en el dominio de la Cordillera Bética, sin embargo las dimensiones, estado de conservación, tipo de arrecife y registro estratigráfico asociado del arrecife de Santa Pola, suponen uno de los mejores ejemplos conocidos en la cuenca mediterranea para representar en su globalidad los sistemas carbonatados de tipo atolón (Corbí y Yébenes, 2012; Esteban, 1979).

Aunque el espacio estudiado no es la localidad tipo de ningún fósil, sí que los afloramientos de Santa Pola y de la cuenca de Sorbas sirvieron para definir el *Terminal Carbonate Complex* (Esteban, 1979), unidad geológica de carácter regional de edad Messiniense en la que suelen aparecer importantes depósitos de estromatolitos. Por tanto, se otorga una puntuación 2, para este parámetro (modelos IELIG y FOPALI; tabla 1).

El amplio grado de conocimiento científico del lugar (tabla 1, valoración 4, modelo IELIG), queda manifestado por la realización de 5 tesis doctorales, tesinas o trabajos fin de carrera, 11 artículos publicados en revistas internacionales de alto impacto y 10 publicaciones de divulgación del patrimonio geológico (referencias bibliográficas en Corbí y Yébenes, 2010). De hecho, en la actualidad un equipo de investigación emergente de la Universidad de Alicante desarrolla un proyecto de investigación en este enclave (Corbí, 2015)

Por otra parte, aunque en la zona estudiada se detectan diversos tipos de deterioros (presión urbanística, explotaciones mineras y erosión natural), estos no afectan de manera determinante todavía al valor o interés del lugar, lo cual permite asignar un valor de 2 y 3 puntos (modelo IELIG y FOPALI, respectivamente, tabla 1) al "Estado de Conservación".

Las excelentes condiciones de observación de este afloramiento de gran tamaño es otro de los aspectos que valora la metodología del IGME. El entorno del arrecife es favorable y accesible para observar los principales rasgos que lo caracterizan a lo largo de varios kilómetros en todo el perímetro del afloramiento (puntuación 4, IELIG, tabla 1). La observación a distintas escalas (panorámicas y de detalle) permite identificar y caracterizar excelentemente tanto la pared arrecifal que incluye los canales, contrafuertes y abanicos de *Halimeda*, como los tipos de fósiles que construyen su estructura (principalmente corales en forma de plato, tubo o masivos).

La formaciones arrecifales construidas por corales (la mayoría de tipo franjeante) son relativamente frecuentes en las cuencas neógenas postorogénicas, si

bien en el caso de Santa Pola tenemos un sistema arrecifal de tipo atolón único en la Comunidad Valenciana, y uno de los pocos ejemplos conocidos a nivel nacional (junto con el Hoyazo de Níjar y Mesa de Roldán en la cuenca de Níjar-Almería). Por ello, el valor que otorgamos al parámetro "rareza" (modelo IELIG), el cual es equivalente al criterio "abundancia de afloramientos similares" (modelo FOPALI), ha sido de 2 puntos (tabla 1).

Dentro del perímetro del Cabo de Santa Pola, son perfectamente observables también las siguientes unidades estratigráficas: a) los materiales (principalmente unidades de estromatolitos y facies oolíticas) asociados al Complejo Carbonatado Terminal del Messiniense terminal, unidad estratigráfica de carácter regional definida en Santa Pola y en la Cuenca de Sorbas por Esteban (1979); b) los depósitos marinos del Plioceno asociados a la reinundación del Mediterráneo; y c) las "terrazas marinas " o playas fósiles del Pleistoceno. El registro de estas unidades de relevante importancia estratigráfica, paleontológica y paleoambiental, junto con los propios rasgos intrínsecos de carácter geomorfológico y paisajístico, ya que la zona de encuentra en un enclave excepcional junto formaciones actuales de dunas en la playa del Carabassí y rodeada de humedales de interés ambiental, hacen que esta zona pueda considerarse de excepcional diversidad geológica (tabla 1, valoración 4; modelo IELIG). Además, el afloramiento estudiado alberga una alta diversidad de fósiles, no solo en el sistema arrecifal (principalmente *Porites*, trombolitos y *Halimeda*), sino también en los depósitos marinos del Plioceno y del Cuaternario, hecho que permite asignar un valor de 4 puntos en los parámetros "Geodiversidad/Paleodiversidad" y "Paleodisparidad" del modelo FOPALI (tabla 1).

Modelo IELIG (IGME)			**Modelo FOPALI (MUPE)**		
Parámetro/peso	**Puntos**	**Valor parcial**	**Parámetro**	**Puntos**	**Valor medio (0-4)**
Representatividad (30%)	4	120	Abundancia de afloramientos similares	2	3,2
Carácter localidad tipo (10%)	1	10	Localidad tipo	2	
Grado de conocimiento científico (15%)	4	60	Paleodiversidad/Geodiversidad	4	
Estado de conservación (10%)	2	20	Paleodisparidad	4	
Condiciones de observación (10%)	4	40	Conservación inmueble	3	
Rareza (15%)	2	30	Interés tafonómico/genético	4	
Diversidad Geológica (10%)	4	40	Interés Geológico	3	
Total	21	320	Utilidad como modelo de procesos	3	
Valor científico (0-10)	**8**		Potencial científico	4	
			Total	32	
			Valor científico (0-10)	**8**	

TABLA I. *Valoración geocientífica del arrecife de coral tipo atolón Messiniense de Santa Pola según las metodologías del IGME (IELIG, García Cortés et al., 2014) y del Museo Paleontológico de Elche (FOPALI, Sánchez Ferris, 2008).*

Además de los parámetros o criterios anteriormente descritos, el modelo FOPALI, desarrollado por el Museo Paleontológico de Elche, tiene en consideración otra serie de parámetros. En primer lugar "el estado de conservación de los elementos muebles", en este caso los elementos fósiles, que es considerado como bueno otorgando un valor de 3 puntos, ya que en los elementos fosilíferos tan solo se detecta algún pequeño deterioro. Respecto al "interés tafonómico/genético" (puntación otorgada 4, tabla 1) resulta especialmente interesante considerar que este afloramiento representa un sistema arrecifal tipo atolón conservado de forma prácticamente intacta y el que han quedado registrados la mayoría de procesos de formación. Además, el afloramiento permite identificar variaciones en las morfologías coralinas presentes en función de la posición, profundidad, energía del medio o iluminación, datos de gran relevancia tafonómica y genética. Por su parte, según este modelo se considera que el afloramiento tiene un interés geológico alto y un grado alto de utilidad para ilustrar procesos (valor numérico: 3, tabla 1), puesto de manifiesto principalmente por: a) las principales unidades estratigráficas de este afloramiento pueden ser correlacionadas con otras zonas de la cuenca; b) la historia geológica del arrecife está ligada a la evolución del nivel del mar durante la Crisis de Salinidad Messiniense; y c) se conserva de forma excepcional la geomorfología original del sistema, siendo uno de los mejores ejemplos en los que se mantiene una extensa pared arrecifal con arbotantes.

Finalmente, el modelo FOPALI otorga un valor muy alto al "potencial científico" de este afloramiento, pues, aunque se han desarrollado numerosas investigaciones a lo largo de las últimas décadas, todavía no ha sido establecido un modelo tridimensional de facies de detalle de las distintas unidades representadas, ni establecido su relación con las recientes investigaciones en otros puntos de la cuenca del Bajo Segura, sobre la Crisis de Salinidad del Messiniense. Además, los museos paleontológicos reconocidos en el entorno del arrecife, como entidades designadas para el depósito y la conservación de bienes

muebles, carecen de colecciones significativas que permitan reconstruir la historia geológica y los paleoambientes de este LIG.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se presenta por primera vez la valoración patrimonial desde el punto de vista científico del sistema arrecifal del Cabo de Santa Pola. Además, se han empleado dos metodologías diferentes que nos han ofrecido un resultado numérico alto (8 en un máximo de 10, tabla 1), lo cual nos indica que nos encontramos ante un LIG de gran relevancia científica. Es de destacar que, aunque ambos modelos ofrecen el mismo valor numérico, consideramos que los resultados no son comparables y no permiten establecer que resulta indistinto usar un modelo u otro para la valoración del patrimonio geológico. Por una parte, el modelo IELIG desarrollado por el IGME establece un alto peso a la "representatividad", buscando completar los sitios más significativos que representen los dominios geológicos españoles. Esta metodología considera que aquellos LIG que superen los 6,65 puntos podrán ser considerados como de muy alto valor científico, hecho que pone de manifiesto la inclusión del Cabo de Santa Pola dentro de los LIG a incluir en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico.

Por su parte, el modelo FOPALI fue diseñado para comparar resultados de distintos LIG que se enfrentaban entre sí, permitiendo establecer un criterio comparativo entre todos ellos y, por lo tanto, un orden de importancia de cara a la posterior gestión. Aproximadamente el 50% de los criterios de esta metodología se bareman considerando que el interés relativo sea "muy bajo", "bajo", "medio", "alto" o "muy alto" sin establecerse datos concretos que justificarían encasillar al sitio en un u otro resultado (Sánchez Ferris et al., 2008). Esto en principio parece un problema importante, sin embargo, durante el desarrollo de la valoración obliga a una detallada justificación o argumentación sobre el valor otorgado a cada parámetro. En cualquier caso, este modelo fue diseñado para su aplicación en un contexto de subjetividad compartida.

En conclusión, esta valoración puede considerarse la herramienta técnica, el punto de partida inicial, para justificar posteriores acciones encaminadas a la protección de este excepcional enclave de interés patrimonial del sureste de España. Los resultados indican la necesidad de establecer una serie de medidas de gestión encaminadas a la conservación integral de este LIG, con el fin de que el porcentaje de área del mismo que ya se encuentra afectada por el desarrollo urbanístico y otras causas antrópicas no se incremente en el futuro.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo realizado en el marco del proyecto GRE14-05 de la Universidad de Alicante. Los autores agradecen al equipo del Museo Paleontológico de Elche, en especial a Ainara Aberasturi por su colaboración en la valoración del patrimonio geológico de Santa Pola. Los autores extienden su agradecimiento a Matéu Esteban, Alfonso Ramos, Jesús M. Soria y Alfonso Yébenes, pioneros en el estudio científico y la divulgación del arrecife Messiniense de Santa Pola.

REFERENCIAS

Corbí, H. (coord.) (2015): El arrecife Messiniense de Santa Pola: Modelo tridimensional de distribución de facies y caracterización de su Patrimonio Geológico. Proyecto Investigadores Emergentes - Universidad de Alicante (uausti15–05)

Corbí, H. y Yébenes, A. (2012): El arrecife de coral Messiniense de Santa Pola, un lugar geológico de interés excepcional. En: *Santa Pola, arqueología y museo,* Museos municipales en el MARQ, Fundación MARQ, 96-101.

Corbí, H. (2010): Los foraminíferos de la cuenca neógena del Bajo Segura (sureste de España): bioestratigrafía y cambios paleoambientales en relación con la crisis de salinidad del Mediterráneo. Tesis doctoral Universidad de Alicante, 289 pp.

Esteban, M. (1979): Significance of the Upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29: 169-188.

García Cortés, A., Carcavilla, L, Díaz-Martínez, E., y Vegas, J. (2014): Documento metodológico para la elaboración del inventario español de Lugares de Interés Geológico (IELIG). Instituto Geológico y Minero de España, 64 pp.

García-Cortés, A., Rábano, I., Locutura, J., Bellido, F., Fernández-Gianotti, F., Martín-Serrano, A., Quesada, C., Barnolas, A. & Durán, J. J. (2001): First Spanish contribution to the Geosites Project: list of the geological frameworks established by consensus. *Episodes*, 24 (2): 79-92.

Sánchez Ferris, E. J. (2016). Patrimonio geológico y paleontológico del término municipal de Elche: el Clot de Galvany y el Pantano, Tesis Doctoral, Universidad de Valencia, 541 pp.

Sánchez Ferris, E. J., Fierro, i., Caracuel, J. y Marín Ferrer, J. M. (2008): El modelo de valoración patrimonial del Proyecto FOPALI (Fósiles y Patrimonio de Alicante), Resúmenes de Comunicaciones XXIV Jornadas de Paleontología, 196.

Soria, J. M., Caracuel, J. E., Corbí, H, Dinarès Turell, J., Lancis, C., Tent Manclús, J. E., y Yébenes, A. (2008): The Bajo Segura Basin (SE Spain): implications for the Messinian salinity crisis in the Mediterranean margins. Stratigraphy, 5: 257-263.

Documentación de LIGs a partir del uso de fotogrametría y UAS. Aplicación al Monumento Natural La Cascada de la Cimbarra (provincia de Jaén)

Documentation of Geosites from the use of photogrammetry and RPA. Application to Natural Monument The Cimbarra Waterfall (Jaén province)

L.M. Nieto[1], J. Cardenal[2], P.A. Ruiz-Ortiz[1], T. Fernández[2], J.L. Pérez-García [2], J.M. Gómez-López[2], C. Colomo[2] y E.Mata[2]

1 Departamento de Geología y Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra. Universidad de Jaén. 23071 Jaén
lmnieto@ujaen.es paruiz@ujaen.es
2 Dpto. de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría y Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra. Universidad de Jaén. 23071 Jaén jcardena@ujaen.es

Resumen: En este trabajo se presentan los primeros resultados obtenidos de la aplicación combinada de técnicas de fotogrametría terrestre y aérea mediante el empleo de sistemas no tripulados (UAS, *unmanned aerial systems*) y su integración en un SIG para la documentación y monitorización de LIGs. Se ha elegido para ello el LIG denominado "Cascada de la Cimbarra" a escasos kilómetros del Parque Natural de Despeñaperros en el norte de la provincia de Jaén. Esta zona se sitúa en la parte oriental de la Zona Centroibérica en la que afloran materiales de edad Ordovícico. Para ello, se plantea un estudio que integra un equipo multidisciplinar para llevar a cabo un trabajo completo de documentación, almacenamiento, análisis y difusión de elementos significativos del patrimonio natural de la provincia de Jaén. Con este trabajo se pretende la creación de protocolos principalmente basados en técnicas geomáticas para obtener productos que, por un lado permitan la documentación precisa, pero, de otro, sirvan para la divulgación y difusión del patrimonio natural.

Palabras clave: Patrimonio geológico, Monumento Natural, sistemas aéreos no tripulados, Modelo 3D, fotogrametría.

Abstract: *This work deals with the first results of a geological heritage project based on the combined use of close range terrestrial and aerial photogrammetric techniques and data integration in a GIS for the documentation and monitoring of geosites. The aerial techniques were supported by means of an unmanned aerial system (UAS). A natural monument, "Cascada de la Cimbarra", in the vicinity of Despeñaperros Natural Park in the province of Jaén (Southern Spain), was selected. This geosite is located in the southernmost part of the Central Iberian Zone where Ordovician rocks crop-out. With this purpose, a multidisciplinary study is being carried out for the documentation, storing, analysis and dissemination of outstanding natural monuments in the province of Jaén. This work aims with the settings of a protocol, mainly based on the use of geomatic techniques, for obtaining products valid for metric documentation but also for the spreading and dissemination of the natural heritage.*

Key words: *Geological heritage, Natural Monument, UAS, 3D-Model, photogrammetry.*

INTRODUCCIÓN

El primer paso en el estudio, gestión y conservación del patrimonio geológico de un lugar es la catalogación de los elementos de interés, ya que para gestionar un recurso es fundamental identificarlo y conocerlo. Los elementos que componen el patrimonio geológico son los lugares de interés geológico (en adelante LIGs). Mediante estas acciones se podrá afrontar la interpretación de su significado e importancia dentro de su contexto geológico. Lo ideal sería que un estudio de patrimonio geológico vaya más allá de un inventario, incorporando un análisis de la información obtenida durante la realización del inventario y unas propuestas derivadas de la misma (Carcavilla et al., 2007).

En este sentido, los proyectos de documentación del patrimonio, en general, y del patrimonio geológico en particular combinan diferentes métodos de adquisición de datos espaciales, tales como topografía convencional soportada por técnicas GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*), fotogrametría y las actuales técnicas de láser o LiDAR (*Light Detection and Ranging*), técnicas, tanto terrestres como aéreas y que, en la actualidad tienen un gran auge con el empleo de plataformas aéreas no tripuladas o UAS (*unmanned aerial systems*).

Por otro lado, un aspecto interesante a examinar es la integración de las técnicas de adquisición de datos 3D a gran escala con los Sistemas de Información Geográfica (SIG). Los SIG son la herramienta cartográfica básica que permite el almacenamiento,

edición, visualización, análisis y modelado de información multiescala y de procedencia diversa. Hoy día este concepto se amplía de una forma más institucional y oficial en las denominadas Infraestructuras de Datos Espaciales (IDE) y de una forma más amplia en el conjunto de técnicas y aplicaciones conocidas como Neocartografías.

En este trabajo se presentan los primeros resultados obtenidos de la aplicación combinada de técnicas de fotogrametría terrestre y aérea con UAS y su integración en SIG para la documentación y monitorización de LIGs. Se ha elegido para ello el LIG denominado "Cascada de la Cimbarra" (Fig. 1), catalogado como Paraje Natural en la Ley 2/1989 de Espacios Naturales protegidos de Andalucía (BOJA 60/1989, de 27 de julio).

FIGURA 1. *Paraje Natural de la Cascada de la Cimbarra.*

CONTEXTO GEOLÓGICO

La Cascada de la Cimbarra se sitúa en la parte oriental de la Zona Centro Ibérica, que se localiza en el norte de la provincia de Jaén (Fig. 2A, B y C). En esta región afloran materiales de edad Ordovícico (Tamain, 1972; Ríos, 1977; Rey e Hidalgo, 2005; Rey et al., 2005).

La Cascada de la Cimbarra se desarrolla en el cauce del río Guarrizas en relación con el salto de una falla dispuesta transversalmente a dicho cauce (Fig. 2C). Esta falla separa los materiales atribuidos a la Cuarcita Armoricana de aquellos asignados a la Fm Pochico (Fig. 2C y D). Además, en esta región es posible reconocer también la Fm Corredera (*op. cit.*). La Cuarcita Armoricana (Fig. 2C, D) es una unidad litoestratigáfica bastante homogénea y muy representativa de la Zona Centroibérica. Presenta una potencia que varía entre 450 y 500 m. Está constituida por ortocuarcitas de color blanco a rosado con niveles arenosos o lutíticos intercalados. La Fm Pochico (Fig. 2D) está constituida por una alternancia de cuarcitas, arenas ricas en cuarzo y pizarras con una potencia cercana a los 200 m. Por último, la Fm Correderas, de 600 m de potencia, está compuesta por pizarras de color negro. La presencia de ichnofacies *Cruziana*, así como de graptolites ha permitido atribuir a estos materiales una edad Arenigiense (Lillo et al., 1998).

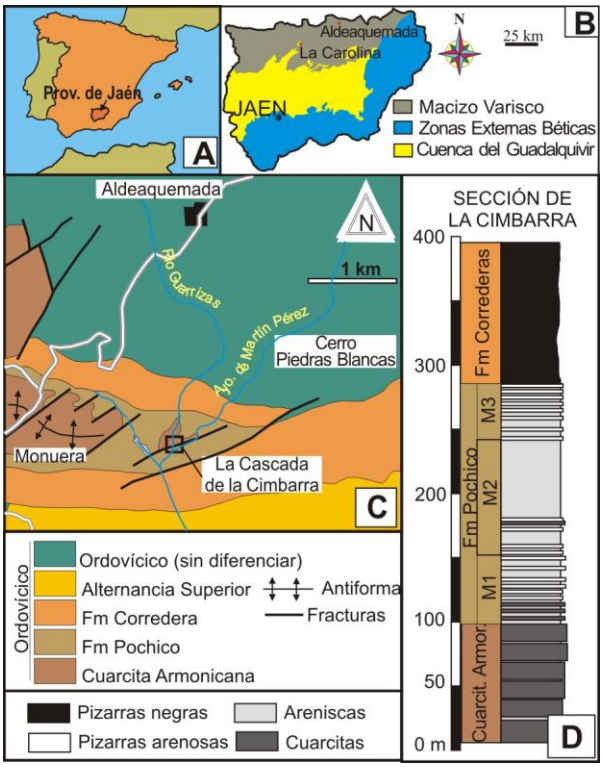


FIGURA 2. A. *Situación geográfica de la provincia de Jaén. B. Principales unidades geológicas que afloran en la provincia de Jaén. C. Esquema cartográfico del entorno del Paraje Natural Cascada de la Cimbarra (Ríos, 1977; IGME, 2015). D. Columna estratigráfica sintética de la Sección de la Cimbarra (Rey e Hidalgo, 2004, con ligeras modificaciones).*

METODOLOGÍA E INSTRUMENTACIÓN

El empleo de técnicas de fotogrametría en el estudio de elementos del medio natural viene siendo habitual desde hace décadas, pero en los últimos años las nuevas técnicas de procesamiento de datos, el empleo de cámaras digitales de consumo, la automatización del proceso fotogramétrico y la aparición de las plataformas aéreas ligeras ha revolucionado la disciplina. Ello ha venido unido a un descenso en los costes del instrumental, tanto en lo que se refiere a equipos de adquisición de datos (sensores y plataformas aéreas), así como a las estaciones digitales fotogramétricas. Respecto a las técnicas de procesamiento, la adaptación de las técnicas de visión por computador basadas en algoritmos de SfM (Structure from Motion) ha permitido no sólo incrementar la automatización del proceso fotogramétrico, sino que también permite la adquisición de nubes de puntos con densidades hasta ahora solo alcanzables mediante sistemas LiDAR. Estas nuevas técnicas de SfM están siendo utilizadas con éxito en aplicaciones de procesos geodinámicos externos (Westoby et al., 2012; Fernández et al., 2015).

Las técnicas de SfM se basan en los mismos principios fotogramétricos, donde la estructura 3D (es

decir el objeto) se estima a partir de una serie de imágenes que se solapan entre sí. Este objeto queda georreferenciado al medir algunos puntos sobre el terreno (mediante técnicas GNSS por ejemplo), los cuales se localizan en las fotografías. Por otro lado, las técnicas de correlación de imagen permiten la medida de nubes densas de puntos de forma que se pueden obtener modelos 3D del objeto a analizar con una gran fiabilidad y resolución.

En este trabajo hemos empleado una cámara compacta convencional (Canon G10 Powershot) para tomas terrestres de distancia cercana y un UAS (AscTec Falcon 8) para la captura de tomas aéreas, tanto inclinadas como verticales. A partir de las imágenes se han obtenido modelos tridimensionales del terreno y ortoimágenes a diferentes resoluciones, en función de la escala del objeto a analizar, lo cual se ha integrado en un único modelo virtual del LIG estudiado. El Falcon 8 es un sistema multirrotor con una masa máxima al despegue de 2.3 kg, capaz de elevar una cámara compacta de lente intercambiable (SONY NEX5n), así como los sistemas de transmisión de datos y de posicionamiento y navegación que permiten el pilotaje automático según un plan de vuelo prestablecido (Fig. 3).

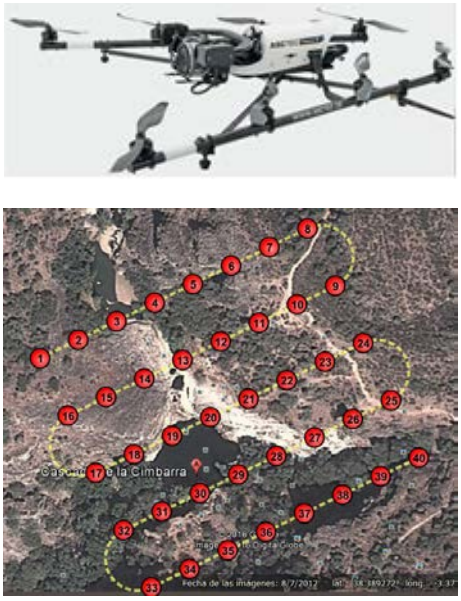


FIGURA 3. *AscTec Falcon 8 y cámara SONY NEX 5n y planificación del vuelo (altura de vuelo sobre el terreno de 75 m: 2 cm de resolución de la imagen). Planificador de vuelo de AscTec Navigator sobre una imagen de Google Earth de la zona de estudio.*

RESULTADOS

Como primeros resultados, se están obteniendo modelos digitales de detalle de algunas estructuras que pueden ser luego integradas en el modelo final. Este es el caso de la obtención de modelos 3D y ortoimágenes de gran resolución de *ripple marks* frecuentes en este paraje. En este caso, el levantamiento se ha realizado mediante el ajuste de imágenes a distancia cercana (Fig. 4).

Por otro lado, la posibilidad de elevar la cámara y obtener imágenes, tanto verticales como inclinadas, para el levantamiento de las paredes verticales de la cascada permite capturar información que, de otra forma, sería difícil de obtener sólo desde el nivel del suelo, lo cual aumenta las prestaciones del método y permite cubrir extensiones del orden de varias ha. La figura 5 muestra un modelo inicial a baja resolución de la propia cascada a partir de una nube de $4 \cdot 10^6$ puntos, que han permitido generar una malla de 600000 triángulos sobre cuyas superficies se han añadido las texturas proyectadas de las imágenes originales (modelo fotorrealístico) mediante el software PhotoScan de Agisoft.

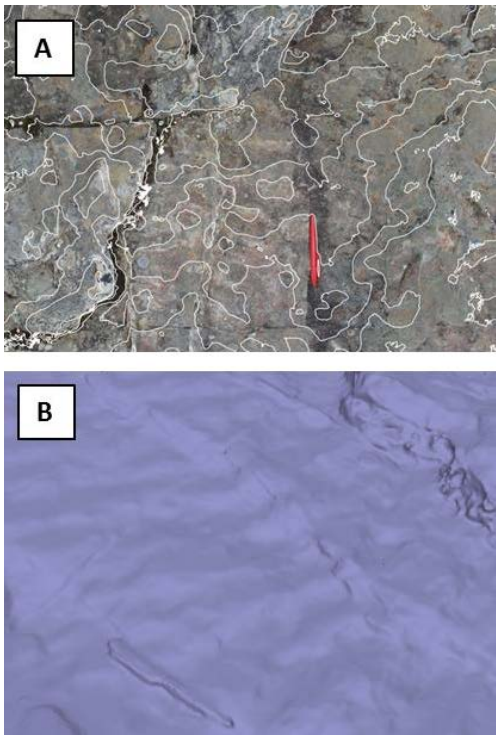


FIGURA 4. *Modelos 3D de detalle de ripple marks del área de la Cimbarra a partir de una cámara digital compacta (Canon G10). A: ortoimagen de 1 mm de resolución con curvado sobreimpuesto; B: modelo sólido de superficie.*

CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS

Las actuales técnicas fotogramétricas basadas en el empleo de nuevos algoritmos de SfM conjuntamente con capturas de imágenes realizadas bien desde el suelo o desde plataformas aéreas no tripuladas, junto con el uso de cámaras digitales convencionales y estaciones fotogramétricas de bajo coste permiten una captura eficiente de los elementos del patrimonio natural. Así podemos obtener productos 3D con diferentes resoluciones y precisiones que dan lugar a una gran variedad de aplicaciones desde la documentación, control y monitorización, gestión de la información, difusión, etc.

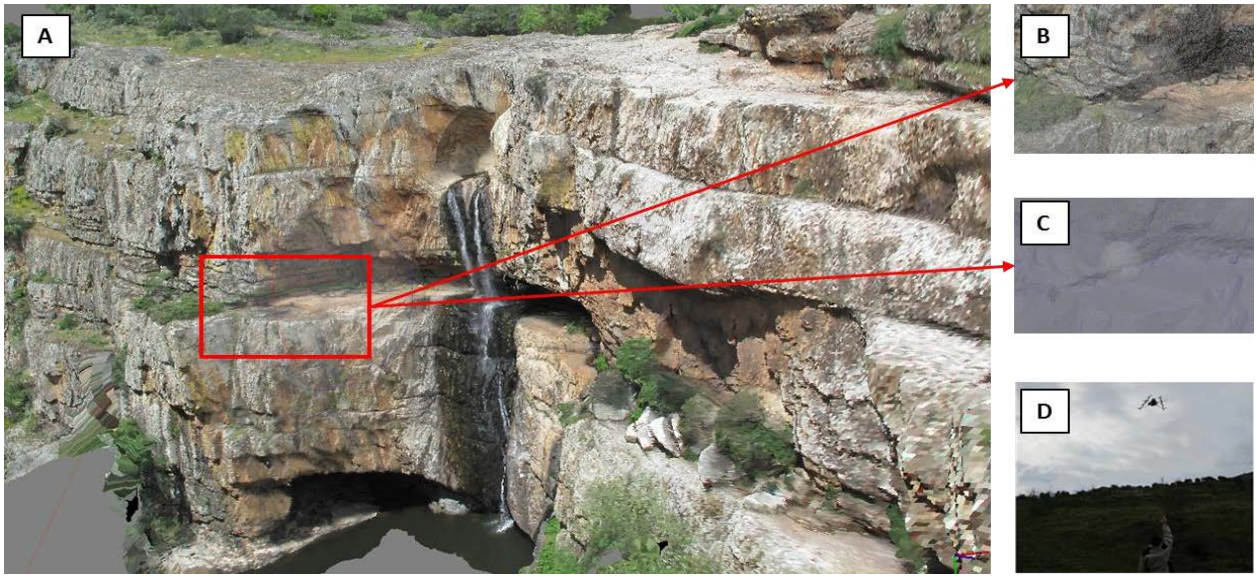


FIGURA 5. *A: Modelo 3D fotorrealístico de la Cascada de la Cimbarra (software PhotoScan de Agisoft); B: detalle con la nube de puntos densa (aprox. 6·10^6 de puntos en total); C: detalle de la malla de triángulos (6·10^{5}de caras en total); D: AscTec Falcon 8 de Ascending Technologies.*

Por tanto, el siguiente paso, una vez capturada la información, consiste en la integración y fusión de toda la información disponible, tanto de las campañas de campo como de otra información relativa a este enclave (geológica, biológica, rutas, puntos de interés, etc.) en una base de datos georreferenciada en distintos formatos (shp de Esri, PostGIS, etc.) mediante el uso de herramientas SIG. La base de datos se integrará en un servidor de mapas o datos, accesible vía web. Además, se prevé continuar la investigación con la incorporación de los productos obtenidos en sistemas de visión 3D y realidad aumentada, y en última instancia con el desarrollo de aplicaciones sobre dispositivos móviles.

El uso de estos modelos 3D permite una fácil e inmediata transmisión de los resultados obtenidos al público en general, favoreciendo las actividades de geoturismo. Además, ayuda a mejorar la gestión del LIG, pues permite el reconocimiento de áreas de riesgo (en este caso caída de bloques) y ayuda a la geoconservación del mismo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se está realizando en el marco del Plan Plurianual de Actividades 2015 del Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra (CEACTierra) de la Universidad de Jaén.

REFERENCIAS

Carcavilla, L., López-Martínez, J. y Durán-Valsero, J.J. (2007): *Patrimonio geológico y geodiversidad: investigación, conservación, gestión y relación con los espacios naturales protegidos*. Instituto Geológico y Minero de España; Madrid; 360 p.

Fernández T., Pérez, J. L. Pérez, Cardenal, J. López, A., Gómez, J.M., Colomo, C., Sánchez, M. y Delgado, J. (2015): Use of a light UAV and photogrammetric techniques to study the evolution of a landslide: a case study in Jaén (Southern Spain). *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Volume XL-3/W3.

IGME (2015): *Mapa Geológico continuo de España a escala 1:50.000. Zona Centroibérica, Dominio esquistoso-grauváquico + Cuenca del Guadiana (Z 1400)*. http://igme.maps.arcgis.com/home/webmaps (último acceso 11/02/2016).

Lillo, F.J., López-Sopeña, F., Pieren, A., Hernández-Samaniego, A., Salazar, A., Gutiérrez-Marco, J.C., Sarmiento, G.N. y Pardo-Alonso, M.V. (1998): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 863 (Aldeaquemada)*. IGME, Madrid.

Rey, J. e Hidalgo, M.C. (2004): Siliciclastic sedimentation and sequence stratigraphic evolution on a storm-dominated shelf: the Lower Ordovician of the Central Iberian Zone (NE Jaén, Spain). *Sedimentary Geology*, 164: 89-104.

Rey, J., Hidalgo, M.C. y Martínez-López, J. (2005): Upper Ordovician-Lower Silurian transgressive-regressive Cucles of the Central Iberian Zone (NE Jaén, Spain). *Geological Journal*, 40: 477-495.

Ríos, S. (1977): *Estudio del metalotecto plumbífero del Ordoviense (La Carolina-Santa Elena, Sierra Morena Oriental, Provincia de Jaén).* Tesis Doctoral, Univ. Politécnica de Madrid, 271 p.

Tamain, G. (1972): *Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne).* Tesis Doctoral, Univ. Paris-Sud (Orsay), 648 p.

Westoby, M.J., Brasington, J, Glasser, N.F., Hambrey, M.J., y Reynolds, J.M. (2012): „Structure-from-Motion“ photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179: 300–314.

Listado de tipos de la colección paleontológica J.Fernández de Villaltaconservada en el Museo de Ciencias Naturales de Barcelona

List of types of the J.Fernández de Villalta paleontological collection housed at the Natural History Museum of Barcelona

L. Troya[1], V. Vicedo[1]y R. Robles-Salcedo[1]

1 Museu de Ciències Naturals de Barcelona, Departament de Paleontologia, Parc de la Ciutadella s/n, 08003, Barcelona.troya.luis@gmail.com;vvicedov@bcn.cat;raquelroblesalcedo@gmail.com

Resumen: Entre las colecciones paleontológicas depositadas en el Museo de Geología de Barcelona (Museo de Ciencias Naturales de Barcelona) destaca la legada por el profesor e investigador J.Fernándezde Villalta. La colección, importante desde un punto de vista científico y cultural, está formada por ejemplares que cubren un amplio espectro de grupos representados en el registro fósil. El material tipo que contiene añade valorintrínsecoa la colección y da lugar a que haya sido, y sea, consultada por numerosos investigadores nacionales e internacionales de diferentes especialidades de la paleontología. Las tareas de inventario, registro y documentación iniciadas tras su donación se centraron principalmente en vertebrados y plantas. Una vez finalizada esta parte, se están focalizando los esfuerzos en los invertebrados de la colección, lo que ha permitido catalogar y adecuar, con métodos de conservación preventiva, nuevo material tipo. Así, se han podido contabilizar 222 ejemplares que forman parte de este conjunto de la colección que incluye holotipos, neotipos, paratipos, sintipos y paralectotipos. Estos datos refuerzan la idea dereferente a nivel internacionaldelacolecciónJ.Fernándezde Villalta del MCNB.

Palabras clave: colección paleontológica, museo, Fernández de Villalta, patrimonio geológico mueble.

Abstract: *The J.Fernández de Villaltapalaeontological collection is one of the most important among those housed at the*Museu de Geologia de Barcelona (Museu de Ciències Naturals de Barcelona). *The collection, worth from a scientific and cultural point of view, consists of specimens covering a broad spectrum of fossil groups. The type material included in it is the main objective of revisions undergone by many researchers of different fields of palaeontology every year. Its inventory, registration and documentation tasks started just after donation and focused firstly on fossil vertebrates and plants. Currently, these tasks deal with the invertebrates of the collection. This has permitted cataloguing and preparing new type material. A total of 222 specimens, including holotypes, neotypes, paratypes, sintypes and paralectotypes have been inventoried. This reinforces the scientific value as international reference of the J.Fernández de Villalta collection.*

Key words: *palaeontological collection, museum, Fernández de Villalta, movable geological heritage.*

INTRODUCCIÓN

Entre los trabajos que se realizan en los últimos años en las colecciones paleontológicas del Museo de Geología de Barcelona (MGB),integrado actualmente en el Consorci del Museu de CiènciesNaturals de Barcelona, destacan los orientados a inventariar, registrar, documentar e informatizar sus fondos y de este modotambién poder cumplir con una de las recomendaciones de la Comisión Internacional de Nomenclatura Zoológica, que señala la responsabilidad institucional de publicar listas de tipos en su posesión o custodia.

Una de las colecciones sobre la que se centran actualmente los esfuerzos es la colección J.Fernández de Villalta (o,simplemente, colección Villalta),una importante colección paleontológica de gran valor patrimonial geológico, por su interés científico y cultural.La colección, que reúne grandes conjuntos de fósiles de distinta procedencia, se donó al MGB en el año 1985 tras un acuerdo entre el doctor José Fernández de Villalta y el Excmo. Ayuntamiento de Barcelona firmado en 1983(para más información ver las reseñas históricas en Gómez-Alba, 1997 y 2007).

José Fernández de Villalta (Barcelona, 1923-2003) fue un destacado paleontólogo catalán que desarrolló una productiva carrera científica como investigador del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) en el Instituto 'Jaume Almera' y como profesor en la Universidad de Barcelona.Como resultado de su profesión, reunió una destacada colección que engloba ejemplares fósiles de vertebrados, invertebrados, plantas y algunas icnitas, representando ampliamente la fauna de numerosos e importantes yacimientos fosilífe-

ros de Cataluña y resto del estado así como de los diferentes períodos geológicos.

Tras el ingreso de la colección en el MGB se inició su registro y documentación, si bien éste proceso ha venido realizándose desde entonces en períodos intermitentes y actualmente está en proceso de finalización (Vicedo et al., 2015). A la parte de vertebrados y botánica de la colección se dedicaron los primeros trabajos de registro. De ahí que probablemente, entre otros motivos, dicho contenido sea el más conocido entre la comunidad científica. Aunque no son numerosos los ejemplares tipo de estos dos grupos, sí lo son los ejemplares que han sido estudiados y figurados como parte de cuantiosos trabajos de investigación. Los actuales trabajos de inventario, registro, documentación e informatización de parte de la colección que permanecía-almacenada, principalmente correspondiente a fósiles de invertebrados, han puesto de manifiesto la presencia de un mayor número de tipos y figuradosdel que ya se conocía.En este momento la colección alcanzamás de 28.000 unidades de registro,comprendiendo un total de más de 86.000 ejemplares.

EL VALOR PATRIMONIAL Y CIENTÍFICO DE LAS COLECCIONES PALEONTOLÓGICAS Y DEL MATERIAL TIPO

La conservación de colecciones geológicas y paleontológicas en los museos de ciencias naturales, como parte del patrimonio mueble, es importante para garantizar tanto la preservación en el tiempo de sus ejemplares, y de la información geológica que contienen, como su potencial uso científico, cultural o didáctico. Las colecciones paleontológicas en particular, como testigos del registro y la evolución de la vida en el pasado, adquieren relevancia al contener elementos susceptibles de ser expoliados de sus yacimientos, que en ocasiones pueden verse agotados o destruidos.

Dentro de las colecciones paleontológicas debe tener una consideración especial el material tipo, por tratarse de ejemplares a partir de los cuales se han definido nuevas especies y que realzan su valor científico. Los programas de conservación y documentación de los museos deben asegurar tanto su particular control y preservación como su difusión.

EL MATERIAL TIPO DE LA COLECCIÓN J. FERNÁNDEZ DE VILLALTA

Se presenta a continuación un listado de material tipo de la colección Villalta. La mayoría corresponden a especies creadas por el propio J.Fernández de Villalta, mientras que en algunos casos las autorías corresponden a otros investigadores que han revisado la colección y han usado su material para la creación de nuevos taxones, ya sea antes o después de su donación al MGB. El listado de tipos que se presenta contiene registros de fósiles de animales (filos de Cordados, Artrópodos y Moluscos) y plantas (filo de Magnoliófitas). Para cada taxón se indican género y especie (además de subgénero o subespecie si corresponde), autoría, localidad y/o municipio, provincia, edad o época geológica, clase de tipo nomenclatural(holotipo, neotipo, paratipo, sintipoo paralectotipo)y número/s de registro correspondiente/s.

Se han identificado en la colección Villalta un total de 176 registros correspondientes a tipos que engloban un total de 222 ejemplares. Esto es debido a que en algunas ocasiones los registros corresponden a lotes de ejemplares con el mismo número de registro. Tras un reconocimiento de la pequeña parte de la colección pendiente de registrar y documentar no se ha constatado la presencia de más ejemplares tipo.No obstante, no se descarta por completo que la lista se amplíe con algún espécimen tipo no detectado, o se reduzca por las dudas en la validez de algunos taxones, señalados en el listado.

Listado de tipos de la colección:

Chordata, Mammalia

*Birgerbohliniaschaubi*Crusafont, 1952
Piera (Barcelona); Mioceno
Sintipo: MGB V12

Hipparioncrusafonti Villalta, 1952
Villarroya (La Rioja); Plioceno
Holotipo: MGB V29

Hipparionperiafricanum Villalta &Crusafont, 1957
Teruel (Teruel); Mioceno
Paralectotipo: MGB V26

Indarctosvireti Villalta &Crusafont, 1943
Viladecavalls (Barcelona); Mioceno superior, Vallesiense
Holotipo: MGB V11

Oryctolagusgiberti de Marfà, 2008
Cueva Victoria, Cartagena (Murcia); Pleistoceno inferior
Holotipo: MGB V6288
Paratipos: MGB V6074, V6077, V6085, V6086, V6089-V6091, V6114, V6118, V6149, V6155, V6182, V6185, V6188- V6190, V6196, V6199, V6200, V6209, V6210, V6215, V6216, V6223, V6225, V6227, V6231- V6233, V6241, V6242, V6246-V6248, V6277, V6279, V6281, V6285, V6338, V6339, V6342 (41 unidades de registro con 56 ejemplares en total)

Chordata, Sauropsida

*Cosesaurusaviceps*Ellemberger& Villalta, 1974
Mont-ral (Tarragona); Triásico medio
Holotipo: MGB V1

Arthropoda, Arachnida

Eriophyesvilarrubiae Villalta, 1957
Coll de Saig, Prats i Sansor (Lleida); Mioceno superior
Holotipo: MGB V10355

Arthropoda, Insecta

Chalcophoraespanoli Villalta, 1962

Coll de Saig, Prats i Sansor (Lleida); Mioceno superior
Holotipo: MGB V3697 (molde dorsal) + V3698 (molde ventral)

*Lestes dianacompteae*Compte-Sart, 2014
Coll de Saig, Prats i Sansor (Lleida); Mioceno superior
Holotipo: MGB V9859

Mikiolapontiensis Villalta, 1957
Coll de Saig, Prats i Sansor (Lleida); Mioceno superior
Holotipo: MGB V10354

Arthropoda, Malacostraca

*Callianassaedwarsi*Via, 1959
Àger (Lleida); Eoceno, Luteciense superior
Paratipos: MGB V9193 (lote de 4 ejemplares)

*Callianassavidali*Via, 1959
Àger (Lleida); Eoceno, Luteciense superior
Paratipos: MGB V9200-V9206 (7 lotes con 26 ejemplares en total)

*Harpactoxanthopsisvillaltai*Via, 1959
Ctra. Terrades-Boadella (Girona); Eoceno, Ypresiense
Holotipo: MGB V9254
Paratipos: MGB V9255, V9256

*Hepatiscuspoverelli*Via, 1959
Vilada (Barcelona); Eoceno, Luteciense medio
Paratipos: MGB V9257-V9259

*Periacanthusdallonii*Via, 1959
Vilada (Barcelona); Eoceno, Luteciense medio
Paratipo: MGB V9228

*Retroplumaeocenica*Via, 1959
Vilada (Barcelona); Eoceno, Luteciense medio
Paratipo: MGB V9220

Mollusca, Bivalvia

*Corbulapisum*var. *boussaci* Villalta *
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior
Sintipos?: MGB V15067 (lote con 8 ejemplares)

Mollusca, Cephalopoda

Gevanitesvirgiliae (Goy, 1986)
Esporles (Illes Balears); Triásico medio
Holotipo: MGB V9266

Mollusca, Gastropoda

Amauropsinathomasii Villalta, 1956
Isún de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V18365
Paratipos: MGB V18366-V18369

Ancilla (*Spallerina*?) *eocenica* Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15139

Ancilla (s.str.) *yebrensis* Villalta **
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Sintipos?: MGB V15200 (lote de 3 ejemplares)

Borsonia (*Cordieria*) *marceti* Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15131
Paratipos: MGB V18607-V18610

Borsonia (*Cordieria*) *microgranulosa* Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15193

Cryptospira (*Gibberula*?) *striata* Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15165
Paratipo: MGB V18560

Distorsioalvaradoi Villalta, 1956
Isún de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15489

Drillia (*Crassispira*) *aragonica* Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15204

Lathyrus (*Lathyrulus*) *melendezi* Villalta *
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Sintipos?: MGB V15099 (lote de 3 ejemplares)

Mesaliayebrensis Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15124
Paratipos: MGB V18377-V18384

Newtoniellaiberica Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15134
Paratipos: MGB V18497-V18502

Olivancillaria (*Agaromia*) *bartoniensis* Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15182

Orthochetussolei Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15211
Paratipos: MGB V15051, V18462-V18475

Pleurotoma (*Eopleurotoma*) *fontbotae* Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15219
Paratipo: MGB V18602

Pyramidellaoscensis Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15209

*Pyramidellaterebellata*var. *conica* Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15189

Rimella(*Strombolaria*) *boussaci* Villalta, 1956

San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15164
Paratipos: MGB V15212, MGB V18513-V18525

Rostellaria (*Sulcogladius*) *vidali* Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15153
Paratipos: MGB V18507-V18510

Solarium (*Pseudotorinia*) *oscensis* Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15221
Paratipos: MGB V18342-V18345

Solarium (*Pseudotorinia*) *yebrensis* Villalta, 1956
Yebra de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V18351
Paratipos: MGB V18352-V18357

Surculaalmelae Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15144
Paratipo: MGB V18578

Surcula (*Apiotoma*) *revillae* Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15123
Paratipos: MGB V18579-V18584

Turricula (*Fusomitra*) *malladae* Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15232

Turriculaoscensis Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V15088

Tympanotonusdallonii Villalta, 1956
San Román de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Paratipo: MGB V15224

Volutilithes (*Volutocorbis*?) *pyrenaica* Villalta, 1956
Yebra de Basa (Huesca); Eoceno, Luteciense superior-Bartoniense inferior
Holotipo: MGB V18554
Paratipo: MGB V18555

Zygopleuraelisae Villalta **
Pallejà (Barcelona); Triásico
Holotipo?: MGB V10986

Plantae, Magnoliophyta

*Alnusoccidentalis*Rérolle, 1884 emend. Barrón et al., 2014
Coll de Saig, Prats i Sansor (Lleida); Mioceno superior, Vallesiense
Neotipo: MGB V9492 (molde) + V10057 (contramolde)

*Acerpyrenaicum*Rérolle 1885, emend. Barrón et al., 2014
Coll de Saig, Prats i Sansor (Lleida); Mioceno superior, Vallesiense
Neotipo: MGB V9504

Nitellapreflexilis Menéndez Amor, 1955
Torrent de Vilella, Bellver de Cerdanya (Lleida); Mioceno superior
Holotipo: MGB V10065 ***

* En las etiquetas originales de estos registros, los ejemplares constan como 'tipos'. No se han encontrado descripciones publicadas de estos taxones, aunque en el trabajo de Puigdefábregas (1975) aparecen citados en un listado de fauna a partir de identificaciones realizadas por el propio Villalta, como así se indica.
** En las etiquetas originales de estos registros, los ejemplares constan como 'tipos'. No se han encontrado descripciones publicadas de estas especies.
***En trabajos recientes de revisión de la colección por parte de especialistas,este ejemplar holotipo de *Nitellapreflexilis* Menéndez Amor, 1955 se ha atribuido a *Ceratophyllumschrotzburgense*Hantke, 1954.

CONCLUSIONES

Los trabajos de inventario, registro y documentación de la colección J. Fernández de Villalta, cerca de finalizar, están permitiendo conocer el alcance de su contenido y realzar su valor en términos científicos y patrimoniales. El inédito y completo listado de tipos que se da a conocer es resultado de estos trabajos realizados, constituyendo un primer paso en el objetivo final de elaborar un catálogo completo del contenido de la colección.

REFERENCIAS

Gómez-Alba, J. (1997):Catálogo razonado de los vertebrados fósiles de España del Museo de Geología de Barcelona (1882- 1982).*Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, 6, 296 pp.

Gómez-Alba, J. (2007):La cuenca carbonífera de Surroca-Ogassa (Ripollès, Cataluña, España). Historia económica, minera y geológica y catálogo de la flora carbonífera catalana del Museu de Ciències Naturals de Barcelona. *Monografies del Museu de Ciències Naturals*, Barcelona, 4, 263 pp.

Puigdefábregas, C. (1975): La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos (Número Extraordinario de la Revista Pirineos)*, 104, 118 pp.

Vicedo, V., Troya, L. y Gallemí, J. (2015): La colección paleontológica J.F. de Villalta del MCNB. En: A. Hilario, M. Mendia, M. Monge-Ganuzas, E. Fernández, J. Vegas y A. Belmonte (eds.). *Patrimonio geológico y geoparques, avances de un camino para todos. Cuadernos del Museo Geominero*, nº 18, pp. 459-464. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

BCN Rocks: aprendiendo geología urbana a través de una aplicación App interactiva

BCN Rocks: learning urban geology by means of an interactive application App

M. Aulinas[1], Ll. Cabrera[1], G. Alías[1], M. Becerra[2], J. Casadellà[3], R. Clotet[4], X. Delclòs[1], J.L. Fernandez-Turiel[5], A. Geyer[5], M. Tarragó[4] y A. Travé[1]

1 Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, UB. C/ Martí i Franquès, s/n, 08028 Barcelona. meritxellaulinas@ub.edu; lluis.cabrera@ub.edu; galias@ub.edu; xdelclos@ub.edu; atrave@ub.edu
2 Àrea de Comunicació, Universitat de Barcelona, UB. C/ Gran Via de les Corts Catalanes, 585 (Edificio Histórico UB). 08007 Barcelona. mbecerra@ub.edu
3 Centre de Recursos per a l'Aprenentatge i la Investigació. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, UB. C/ Martí i Franquès, s/n, 08028 Barcelona. jcasadella@ub.edu
4 FUSTA. C/ Pierola, 9. 08700 Igualada. multimedia@fusta.edu
5 Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, ICTJA-CSIC. C/ Solé i Sabaris, s/n, 08028 Barcelona. jlfernandez@ictja.csic.es; ageyer@ictja.csic.es

Resumen: Barcelona Rocks (BCN Rocks) es una aplicación (App) para dispositivos móviles personales (con versiones para Android y iOS) apta para ser utilizada por estudiantes de Enseñanza Secundaria Obligatoria (ESO) y Bachillerato, y para el público en general, con el objetivo de aprender geología a partir de las rocas, como recursos didácticos, de las fachadas y pavimentos de dos zonas emblemáticas y céntricas de la ciudad de Barcelona como son el Passeig de Gràcia y el Barri Gòtic. La aplicación presenta tres grandes apartados "ELEMENTOS", "EXPLORA" y "LABORATORIO" que pretenden satisfacer diversas facetas del usuario. En el apartado Elementos, el usuario encontrará el conjunto de edificios que contiene la aplicación, toda la información sobre las rocas que los forman, así como una breve explicación sobre la historia y arquitectura de cada uno de ellos. Con el apartado Explora, se pretende despertar la curiosidad o la parte más expedicionaria del usuario. Para ello se proponen una serie de rutas que pueden realizarse siguiendo, bien el criterio de posición geográfica de los edificios incluidos en la App, bien teniendo en cuenta la antigüedad de las construcciones (desde la Barcino romana hasta la Barcelona actual). Finalmente, el partado Laboratorio, permite al usuario investigar distintos aspectos geológicos mediante experimentos interactivos.

Palabras clave: Barcelona Rocks, roca ornamental, Geología, App, Android, iOS.

Abstract: *BCN Rocks is an application (App) for personal mobile devices (Android and iOS versions) suitable for secondary and high school students as well as people without background in Earth Sciences. The main objective of this App is to learn geology using the city facades and pavements of two emblematic spaces of the city of Barcelona, the Passeig de Gràcia and the Barri Gòtic. The application has three main sections (ELEMENTS, EXPLORE, and LABORATORY) that are intended to satisfy the different needs of users. In the first section, Elements, the user will find all the information about rocks forming the selected buildings as well as a brief explanation about the history and architecture of each edifice. The second section, Explore, aims to arise the curiosity of users. In this sense, several routes are proposed according to different criteria including geographic position and age of the edifices. Finally, the third section, Laboratory, allows all users to investigate several geological aspects by means of interactive experiments.*

Key words: *BCN Rocks, ornamental rock, Geology, App, Android, iOS.*

INTRODUCCIÓN

Barcelona Rocks (BCN Rocks) es una aplicación App para dispositivos móviles inteligentes que tiene por objetivo aprender geología mediante los recursos didácticos que pueden ser las rocas de las fachadas y pavimentos de nuestro entorno urbano.

Si bien el alcance de esta acción tiene como objetivo todo el entorno urbano, en este proyecto se ha realizado una selección de rutas por dos zonas simbólicas del centro de Barcelona como son Passeig de Gracia (incluyendo Plaça Catalunya) y el Barri Gòtic. Se incluyen edificios emblemáticos y de gran contexto histórico como son las antiguas murallas de Barcino, la Casa Marfà, la Pedrera, el edificio histórico de la Universitat de Barcelona, el Ayuntamiento o el Palau de la Generalitat, entre muchos otros.

Presencia de Apps geológicas en el mercado

El desarrollo de Apps para la divulgación de la geología no es un concepto nuevo en España. A parte de las numerosas aplicaciones dedicadas a los temas geológicos más recurrentes como volcanismo, riesgos

geológicos, minerales y rocas, etc., también encontramos un número considerable de aplicaciones gratuitas que se ocupan de mostrar y explicar la geología a través de rutas o puntos de interés geológicos (p. ej., Martínez-Rius y Tudela, 2015). Algunas de ellas se recogen en la Tabla I.

Aplicación	Referencia
Geologia CAT	Gil & Aguilar, 2011. https://play.google.com/store/apps/details?id=com.Geology (20/05/2016)
GeoMallorca	Ltim, 2011. https://play.google.com/store/apps/details?id=com.letitguide.geomallorca (20/05/2016)
GeoVIJ	42WEBDESIGNS, 2013. https://play.google.com/store/apps/details?id=com.fructurj.geovij (20/05/2016)
Geoitinerarios de Andalucia	CMAYOT, 2014. https://play.google.com/store/apps/details?id=es.juntadeandalucia.cmayot.amaya&hl=es (20/05/2016)
Els Tresors Geològics del Cadí	Itineraris geològics, 2013. https://play.google.com/store/apps/details?id=com.itinerarisgeologics.guia_cadi_moixero_v2 (20/05/2016)
Geologia de Ribes Blaves	Cerezo J., 2015. https://play.google.com/store/apps/details?id=appinventor.ai_jordicerezom.RibesBlaves (20/05/2016)
Cuatro Valles-PIGs	Proconsí S.L. 2015. https://play.google.com/store/apps/details?id=com.proconsi.PIGs. (20/05/2016)

TABLA I. *Algunas de las aplicaciones móviles estatales dedicadas a los itinerarios geológicos y puntos de interés geológico.*

En el caso de itinerarios geológicos urbanos, el número de aplicaciones en el mercado es francamente escaso. Destaca la Guía de Turismo de Segovia de realidad aumentada en la que se le ha añadido un filtro de Geoturismo para facilitar información sobre el patrimonio geológico de la ciudad (Arribas, 2013). Dada la escasez de este tipo de aplicaciones, la nueva aplicación móvil que se presenta en este trabajo es sin duda una innovación en este campo.

Objetivos generales

El desarrollo de BCN Rocks tiene como objetivo principal acercar al usuario la Geología y sus principios básicos de forma directa y alternativa. Así el usuario podrá aprender sobre esta ciencia mientras explora el contenido de la aplicación y juega con sus elementos interactivos. Con esta aplicación se pretende:

1) Mostrar las características generales de las rocas mediante explicaciones y simulación de experimentos que permitan al usuario deleitarse con diferentes experiencias de aprendizaje.

2) Introducir algunos aspectos de la Geología a los usuarios más jóvenes de una forma atractiva y amena, así como facilitar información sobre los usos de las diversas rocas ornamentales a lo largo de los distintos periodos históricos de la ciudad de Barcelona (periodo romano, medieval, modernista, etc.).

3) Aportar conocimiento histórico sobre la arquitectura con el objetivo de que todos los usuarios puedan aprender sobre la historia arquitectónica que los rodea.

4) Mostrar al público menos experto la importancia de los recursos geológicos, particularmente de las rocas ornamentales.

5) Desarrollar recursos que permitan la divulgación y difusión de esta ciencia gracias al formato de aplicación móvil y crear un contenido de soporte para cursos prácticos o complementarios a la formación científica de los estudiantes, así como charlas y eventos de aprendizaje social.

6) Estimular a nuevas generaciones de científicos relacionados con la Geología.

7) Promover la difusión de la ciencia y de la cultura científica en la sociedad, integrando cultura e innovación como parte esencial para el surgimiento de nuevas vocaciones científicas y tecnológicas, promoviendo el espíritu crítico, la comprensión del método científico y el interés social por la ciencia, la tecnología y la innovación.

Público al que va dirigida esta App

La aplicación va dirigida especialmente a alumnos de enseñanza secundaria y estudiantes de los primeros cursos universitarios que tienen la Geología general como materia. Así mismo, el nivel de conocimientos permite que esta herramienta educativa acerque las Ciencias de la Tierra a aficionados y curiosos así como al público en general, sin distinción de edad.

Teniendo en cuenta la ubicación de los recorridos geológicos que se proponen, esta aplicación también puede ser de interés para aquellos turistas que visiten Barcelona pues está diseñada para expresarse en catalán, castellano e inglés, dependiendo de la configuración del móvil.

La aplicación es accesible y se puede descargar desde los distintos puntos de distribución oficial de las dos plataformas (Android y iOS) que se proponen (Play Store y App Store), de modo que los usuarios puedan encontrarla navegando a través de las distintas categorías que éstas conciben.

LA APLICACIÓN MÓVIL BCN ROCKS

Al iniciar la aplicación y después de una breve introducción, ésta se presenta en tres apartados distintos mediante un menú que pretende satisfacer diversas facetas del usuario. Un apartado

"ELEMENTOS" que permite al usuario acceder de forma directa y ágil a los contenidos de todos los edificios y rocas que contiene la App. En el apartado "EXPLORA", se promueve la búsqueda del contenido de la aplicación a través de dos rutas de exploración. En el último apartado, "LABORATORIO", el usuario profundiza en los conocimientos de las rocas a partir de la simulación de experimentación mediante distintos componentes interactivos.

Apartado ELEMENTOS

En este apartado se muestra la información detallada del edificio y/o roca que ha sido seleccionada por el usuario. En el caso de elección de un edificio (Fig. 1), la aplicación muestra primero una breve descripción histórica y arquitectónica de la edificación. Al final de la explicación se presenta un enlace a cada una de las rocas utilizadas en la construcción.

FIGURA 1. *Apartado ELEMENTOS. Recorrido por la aplicación siguiendo la selección de "edificios".*

Para cada una de las rocas que forman parte del edificio en cuestión, además de la descripción general, el usuario también podrá saber cómo se ha formado, de dónde procede, qué utilidades se le han dado (p. ej., pavimentos, revestimientos de fachadas, arte escultórico o joyería) qué edad tiene y si hay otros edificios incluidos en la aplicación que presenten el mismo tipo de roca. Es de notar que el usuario también puede acceder directamente al listado de rocas que contiene la App sin tener que adentrarse en ninguno de los edificios (Fig. 2).

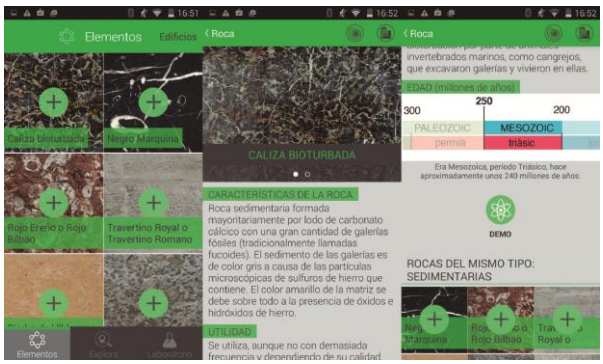


FIGURA 2. *Apartado ELEMENTOS. Recorrido por la aplicación siguiendo la selección de "rocas".*

Teniendo en cuenta que la App persigue que el conocimiento que contiene sea accesible desde distintos puntos de la misma, este apartado se complementa con la opción de acceder a un interactivo que permite conocer más características de la roca en cuestión ("demo" en la aplicación). Además para cada roca seleccionada, el usuario puede obtener información sobre la tipología de roca (sedimentaria, ígnea o metamórfica) y conocer que edificios incluidos en la aplicación presentan la roca en cuestión en sus fachadas o pavimentos.

Apartado EXPLORA

En esta sección, se quiere atraer al usuario más explorador a través de dos posibilidades de rutas que se han generado según dos criterios. La primera tiene en cuenta la proximidad entre la persona que utiliza la App y los edificios vecinos (geolocalización), de modo que se propone una serie de recorridos en los que el usuario podrá explorar 6 edificios distintos y las rocas que lo componen y que se encuentra a lo largo del itinerario propuesto. En el segundo caso, el criterio utilizado es la edad de construcción de los edificios o elementos arquitectónicos de interés incluidos en la aplicación. En ambos casos, el objetivo de este apartado es dar a conocer de forma muy intuitiva el conocimiento básico de las rocas que el usuario se va encontrando durante los recorridos propuestos (Fig. 3). Si el usuario cambia de posición, la aplicación puede recalcular itinerarios y proponer nuevos.

Mediante elementos interactivos como los sensores del dispositivo y elementos integrados en los sistemas operativos móviles, se detecta la distancia y posición del usuario en la calle, de modo que en el momento que llega a uno de los edificios del itinerario se le notifica y automáticamente recibe la información del edificio en concreto y de las rocas que lo conforman.

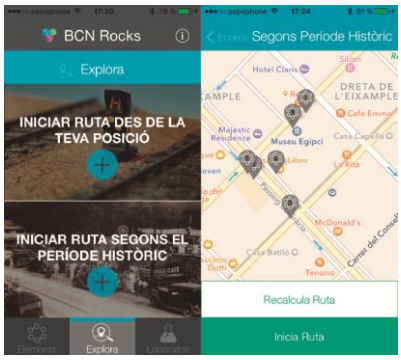


FIGURA 3. *Apartado Explora. Rutas según la nuestra posición o bien teniendo en cuenta la antigüedad de los edificios.*

Apartado LABORATORIO

En este tercer apartado, el usuario puede acceder a todo el contenido interactivo de la aplicación que le permitirá investigar a través de una serie de experiencias relacionadas con las rocas y con la geología en general. Los experimentos que se han diseñado en esta aplicación incluyen:

1) *Fabrica tu roca ornamental: de la naturaleza a la fachada* (Fig. 4). En esta experiencia, el usuario experimenta el proceso de pulido de rocas que consiste en desgastar la roca original hasta obtener una superficie lisa y regular. Para ello se puede escoger entre siete rocas distintas. Una vez seleccionada la roca se inicia el experimento; la simulación del pulido de la roca consiste en pasar el dedo por la pantalla tantas veces como sea necesario hasta obtener una superficie pulida. Una vez finalizado el experimento, el usuario se percata que ha obtenido una roca ornamental que puede encontrar en cualquier fachada o pavimento urbano.

FIGURA 4. *Experimento "Fabrica tu roca ornamental. De la naturaleza a la fachada".*

2) *Ruta histórica a través de las rocas utilizadas: de los romanos a la actualidad*. En este segundo experimento se relacionan los acontecimientos históricos acaecidos en Barcelona con el tipo de rocas que se utilizaban en la construcción de edificios en cada periodo. El usuario podrá comprobar, por ejemplo, cómo desde el primer asentamiento romano, la "Pedra de Montjuïc" ha sido la roca más utilizada en las construcciones de la ciudad.

3) *Cocina tu roca: descubre el ciclo de las rocas*. Esta tercera experiencia permite al usuario profundizar en el conocimiento sobre el ciclo geológico de las rocas. Como si de una receta de cocina se tratase, en el experimento se parte de una roca en un determinado estado inicial, similar a un ingrediente, y se le aplica un fenómeno natural. Así igual que cuando cocinamos, la roca se modifica convirtiéndose en otra.

4) *¿Que pasó en el fondo del océano? Origen de las rocas carbonáticas*. En este interactivo el usuario conocerá un poco más las rocas carbonáticas. A parte de poder indagar sobre la formación de este tipo de rocas y conocer algunos de los componentes biológicos que las forman (p.ej. foraminíferos, numulites protoctistas o gasterópodos), el usuario podrá realizar un experimento que consiste en formar una roca carbonática añadiendo distintos componentes fósiles al sedimento y simulando los procesos de sedimentación, compactación y cementación (Fig. 5).

EVALUACIÓN DE LA APLICACIÓN

Actualmente la aplicación se encuentra en una fase inicial y en consecuencia no es posible todavía valorar la efectividad y consecución de los objetivos propuestos en el proyecto. Las acciones previstas para valorar su impacto incluyen el análisis mediante las herramientas disponibles en el Google Academics, que es considerado actualmente el método más generalizado y fiable en el ámbito de las aplicaciones móviles. Mediante este sistema se pogran valorar indicadores como el número de visitas, el idioma del sistema operático, el número de accesos en cada uno de los apartados de la App, la localización geográfica o el tiempo de consulta de cada visita, entre otros.

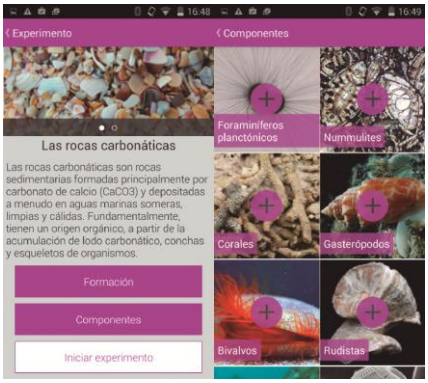


FIGURA 5. *Experiencia "¿Que pasó en el fondo del océano? Origen de las rocas carbonáticas". Captura de pantalla inicial y componentes.*

Paralelamente a esta acción, se están desarrollando otros criterios de evaluación que nos permitan verificar la utilidad de la aplicación en el aprendizaje de la geología. Por ello, i a través de la web del proyecto (http://www.ub.edu/laubdivulga/barcelonarocks/), el usuario podrá realizar una evaluación de la aplicación mediante un formulario en el que se le preguntará cómo valora la experiencia, si la recomendaría, qué mejoras introduciría, etc.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca en un proyecto financiado por la Fundación Española para la Ciencia y la Tecnología, FECYT (ref. 8524) en el que ha participado la Universitat de Barcelona, el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (ICTJA-CSIC) y la empresa FUSTA. AG agradece su contrato Ramón y Cajal (RYC-2012-11024).

REFERENCIAS

Arribas, A., Díez-Herrero, A., Gutiérrez-Pérez, I. y Vegas, J. (2013): Desarrollo de un filtro de geo-turismo en realidad aumentada para telefonía móvil, sobre el Patrimonio Geológico de la ciudad de Segovia. *Cuad. del Museo Geominero,* 15: 21-28.

Martínez-Rius A. y Tudela M. (2015): Aplicaciones para móviles, un valor añadido a las guías de divulgación de la geología. *En: Avances de un camino para todos* (A. Hilario, M. Mendia, M. Monge, E. Fernández, J. Vegas y A. Belmonte, eds.). *Patrimonio geológico y geoparques,. Cuadernos del Museo Geominero,* 18: 287-29.

Un sismómetro en el aula: el taller "Buscando Terremotos"

A seismometer in the classroom: "Looking for earthquakes" workshop

J. Díaz [1] y M. Ruiz [1]

1 ICTJA-CSIC, c/ Solé Sabarís sn, 08028 Barcelona.

Resumen: El taller "Buscando Terremotos" tiene como objetivo dar a conocer el mundo de la sismología a los estudiantes de Educación Secundaria y Bachillerato. Para ello se instala en el centro educativo un sismómetro especialmente diseñado para fines didácticos, con el que los alumnos pueden seguir la actividad sísmica, tanto a nivel local como a escala global y los diversos procesos que generan movimientos del suelo, desde la actividad en el propio centro hasta el oleaje en alta mar. Actualmente se está trabajando para ofrecer también a los centros la posibilidad de construir su propio sismómetro y equipo de adquisición a partir de materiales fácilmente accesibles.

Palabras clave: Divulgación, Educación secundaria, sismología.

Abstract: "Looking for earthquakes" is a workshop aiming to introduce high school students to the seismology world. A seismometer designed to educational purpose is installed in the classroom for a period of 3-4 weeks, allowing a real-time inspection of the occurring seismicity at local and global scale and other processes resulting in seismic signals, from the activity in the school to the waves in the open ocean. We are currently offering to the centers the possibility of building their own seismometer and acquisition team from readily accessible materials.

Key words: *Outreach,High school, seismology.*

INTRODUCCIÓN

Desde el curso 2009-2010, el Instituto de Ciencias de la Tierra J. Almera ofrece a los centros de educación secundaria la posibilidad de realizar un taller de sismología. El objetivo de esta actividad es dar a conocer a los estudiantes de ESO y bachillerato algunos conceptos básicos sobre la sismología a partir de registros sísmicos obtenidos en el centro escolar (Díaz, 2011). Para ello se instala un sismómetro especialmente diseñado con fines didácticos, que se mantiene activo durante un periodo de varias semanas y finalmente se analizan los datos registrados. De esta manera se busca la implicación del alumnado en el seguimiento de la actividad sísmica, que puede seguirse en tiempo real.

La actividad se propone también dar a conocer la utilidad de los datos sísmicos para la exploración del planeta, desde el subsuelo hasta las estructuras más profundas, un aspecto que no suele contemplarse en el temario pese a su importancia académica y económica.

Si bien el taller se asocia actualmente a las asignaturas relacionadas con las Ciencias Naturales, estamos trabajando en un nuevo proyecto educativo en el que implicará a los seminarios de Tecnología y de Informática para que los propios alumnos puedan construir un sensor sísmico y un equipo de adquisición con un coste muy reducido.

PLANTEAMIENTO DE LA ACTIVIDAD

La actividad se estructura en 3 fases bien diferenciadas: En la primera fase se realiza la instalación del sensor en el centro y se presenta la actividad mediante una charla introductoria en la que se repasan conceptos básicos sobre la sismología. La segunda fase es la de más duración y está dedicada íntegramente al registro de la actividad sísmica. Por último, en la tercera fase, se analizan los registros obtenidos.

El taller se inicia con el montaje del sismómetro en el centro escolar. Actualmente estamos utilizando un equipo desarrollado especialmente con fines educativos por el Servicio Geológico del Reino Unido (Denton, 2008) que permite visualizar los principios físicos en los que basa la observación y garantiza la obtención de registros sísmicos de calidad. El instrumento utilizado (Figura 1) es un péndulo horizontal equipado con un sistema detector basado en el fenómeno de la inducción electromagnética. La señal obtenida se amplifica y se convierte a digital, tras lo cual se pasa a un ordenador personal, equipado del software adecuado para su visualización, análisis y almacenamiento. El periodo propio del sensor, cercano a los 12 s, lo hace apropiado para el registro de seísmos lejanos. El montaje lleva unos 20-30 minutos y puede realizarse en presencia o no del alumnado, según las preferencias del equipo educativo.

FIGURA 1. *Montaje del sismómetro horizontal SEP.*

A continuación se ofrece una charla genérica sobre sismología, enfocada a dar respuesta a los principales interrogantes que surgen de modo natural al pensar en terremotos: Que es realmente un terremoto? Donde ocurren? Es un fenómeno raro? Como se pueden medir y localizar?. Para dar respuesta a estas cuestiones se han seleccionado una serie de materiales (fotografías, infografías, animaciones) que, si bien están disponibles en la red, suelen ser difíciles de compilar desde el aula (Figura 2). Se busca también poner de relieve las conexiones entre la sismología y el mundo cotidiano del alumnado, estudiando las similitudes y diferencias entre un sismómetro y los sensores de movimiento presentes en smartphones, automóviles, alarmas etc.. Finalmente se explican los principios físicos que explican el funcionamiento del sismómetro y se muestra como "leer" los registros obtenidos, de manera que los alumnos comprendan que las ondas sísmicas generadas por terremoto, a veces muy lejano, hacen oscilar de forma muy tenue pero sin embargo detectable, el edificio donde se encuentran.

FIGURA 2. Durante la charla de introducción.

La segunda fase del taller consiste en el registro de la actividad sísmica durante un periodo de unas 3-4 semanas, en función de la disponibilidad. El equipo queda instalado normalmente en un área de uso común (biblioteca, laboratorio, sala de informática) y se anima tanto al alumnado como al equipo docente a mantenerse informado de los terremotos de magnitud importante (magnitud > 6.0 a nivel mundial o > 4.5 en la Península Ibérica) que se produzcan, mediante la consulta de las páginas web que monitorizan la actividad sísmica a escala global (http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map/ http://www.emsc-csem.org/).

La sesión final se basa en el análisis de los datos obtenidos buscando si se han registrado correctamente los terremotos ocurridos durante el periodo (Figura 3).

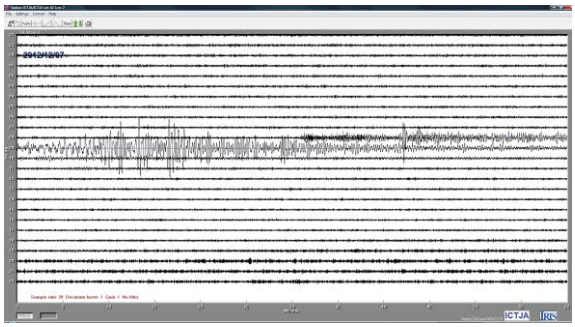


FIGURA 3. *Registro del terremoto de magnitud 7.3 del 7/12/2012 con epicentro en Japón en el Inst. de Taradell (Barcelona).*

En el caso de registrarse algún evento regional o global de especial interés, la sesión se enfoca a explicar las características propias de ese terremoto. A modo de ejemplo, el terremoto de Alborán del pasado 25 de Enero, de magnitud 6.3, fue registrado con claridad en el instituto M. Roig de Sant Andreu de la Barca (Barcelona), lo que dio lugar a una discusión sobre sus causas (Figure 4).

FIGURA 4. *El terremoto de Alborán del pasado 25 de Enero, registrado en el Inst. M. Roig de Sant Andreu de la Barca (Barcelona).*

Dadas las características provisionales de la instalación, hay que tener en cuenta que las posibilidades de obtener registros de calidad son limitadas, especialmente si la actividad sísmica se produce durante las horas diurnas. En caso de no obtenerse registros claros de terremotos, el

desarrollo de la sesión se modifica, centrando la atención en las variaciones en el nivel de ruido entre el día y la noche, los fines de semana, las horas de actividad en el centro etc.

ASPECTOS PEDAGÓGICOS

Si bien los aspectos pedagógicos más relevantes de este taller hacen referencia al temario de Ciencias de la Tierra, la actividad puede relacionarse también con los temarios de física, de Ciencias para un Mundo Contemporáneo, e incluso con el conocimiento del medio social y natural.

Por lo referente a las Geología, el taller da lugar a discutir temas como la estructura interna de la Tierra, la teoría de placas o las características de las fallas. Se busca dar un énfasis especial en dar a conocer como las propiedades de propagación de las ondas sísmicas se utilizan para explorar la estructura litosférica y para la identificación de recursos minerales.

Respecto a la física, el taller permite, entre otros, hacer observaciones referentes a la ley del péndulo , estudiar una aplicación práctica del fenómeno de la inducción electromagnética, o discutir los temas referentes a la propagación de ondas elásticas (reflexión y refracción, tipos de ondas, velocidades de propagación).

Si el equipo docente lo considera adecuado, el taller permite también tratar aspectos relacionados con el medio social, tales como las consecuencias económicas de la actividad sísmica (riesgo sísmico, vulnerabilidad), o la evolución del pensamiento filosófico referido a los fenómenos naturales, desde las explicaciones mágicas hasta el razonamiento científico, pasando los las explicaciones religiosas.

DESARROLLO FUTURO

En estos momentos estamos ultimando una ampliación substancial del taller que permita que el alumnado diseñe i construya, siguiendo unas pautas detalladas, un sensor y un equipo de registro propio utilizando materiales fáciles de conseguir y de bajo coste económico.

Siguiendo una idea del BGS, el sensor está basado en un muelle "Slinky" de los utilizados habitualmente como juguete. Para construir el equipo de registro se utiliza un microordenador Rapsberry PI2, una placa de conversión analógico-digital especialmente diseñada para Rapsberry (ADC Differential PI) y una tarjeta microSD que alberga el sistema operativo y el software. Utilizando únicamente software libre (Linux Raspbian, Python 2.7, Obspy) es posible digitalizar, dibujar y almacenar los datos obtenidos por el sensor. Además, mediante un servidor Apache2 para visualizar la señal mediante un navegador web y un servidor IRIS Ringserver para exportar los datos vía el protocolo SeedLink

Con ello se pretende que el taller pueda ser un proyecto educativo que incorpore, como mínimo, los seminarios de Ciencias naturales, Física, Tecnología e Informática. Nuestro propósito es, una vez se haya probado con éxito el prototipo, ofrecer una información detallada sobre los materiales a utilizar, su montaje y la programación del ordenador en forma de kit, dando la opción al equipo docente de guiar al alumnado o permitirle diseñar por si mismos nuevas variantes de los equipos.

CONCLUSIONES

El principal propósito del taller "Buscando terremotos", que venimos ofreciendo desde el 2010, es introducir al alumnado de secundaria en el mundo de la sismología a través del uso directo de un sismómetro instalado en el aula. Se busca la implicación del alumno en la obtención y análisis de sus propios registros sísmicos, lo que puede ser un buen incentivo para captar su interés por este campo.

Si bien el principal interés pedagógico se centra en las Ciencias de la Tierra, en función de los objetivos de cada centro, se pueden priorizar otros aspectos, desde la física a las ciencias sociales o la historia del pensamiento.

AGRADECIMIENTOS

La realización de este taller es posible gracias al apoyo logístico y económico del ICTJA-CSIC. Queremos expresar nuestro agradecimiento al profesorado que se ha implicado en el proyecto a lo largo de estos años

REFERENCIAS

Denton, P. (2008): Seismology in schools: 10 years on. *Astronomy and Geophysics*, 49: 6.13-6.14

Díaz, J. (2011). Buscando terremotos desde el aula. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19.3: 343-347.

Drones: Nuevas aplicaciones geomáticas en el campo de las Ciencias de la Tierra

Drones: New geomatic applications in Earth Sciences

J. Fernández-Lozano,[1] G. Gutiérrez-Alonso,[1,2] S. Calabrés-Tomé[1] y J. García-Talegón[1]

1 Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca 37008 Salamanca. jfl@usal.es
2 Geology and Geography Department, Tomsk State University, Lenin Street 36, Tomsk 634050, Russian Federation

Resumen: Las aeronaves tripuladas remotamente (RPAs o drones) suponen una herramienta de gran utilidad para la realización de trabajos aéreos en el campo de la geología y las ciencias de la tierra. La posibilidad de incluir una amplia diversidad de sensores como cámaras fotográficas, el LiDAR, las cámaras térmicas o multiespectrales, etc., facilita la toma de datos de forma rápida y eficaz, reduciendo costes y tiempo de procesado de la información obtenida. Además, los datos pueden ser consultados en tiempo real, permitiendo la corrección o planificación durante la ejecución del vuelo. La elaboración de modelos digitales de alta resolución permite el estudio cualitativo y cuantitativo de información georeferenciada. Asimismo, la combinación de información científica y educativa mediante la generación de modelos fotorealísticos 3D, proporciona una buena oportunidad para divulgar el patrimonio geológico, ayudando a su preservación. Estos datos pueden ser incluidos en aplicaciones y plataformas digitales para fomentar las actividades relacionadas con la educación, el geoturismo, los geoparques, etc., ayudando a la difusión de su contenido.

Palabras clave: drones, geología, topografía, fotogrametría, 3D.

Abstract: *Unmanned aerial vehicles (UAVs or drones) represent a useful tool for the performance of aerial works in the field of geology and earth sciences. The possibility of including a wide variety of sensors such as photographic cameras, LiDAR, thermal or multispectral cameras, etc., facilitates data acquisition rapid and efficiently, reducing costs and processing time. In addition, real time data management, allows the correction or planning during the flight. The production of high-resolution digital models provides qualitative and quantitative geo-referenced information. Moreover, the combination of scientific data and educational resources through the generation of photorealistic 3D models, facilitates the dissemination of geological heritage, helping at their preservation. These data can be included in applications and digital platforms to promote education, geoturism, geoparks,etc., facilitating the distribution of its content.*

Key words: drones, geology, topography, photogrammetry, 3D.

INTRODUCCIÓN

Las aeronaves pilotadas por control remoto (conocidas por sus acrónimos en inglés UAVs, RPAs o Drones) representan, dentro del sector aeroespacial, un avance significativo para la realización de trabajos aéreos en numerosos sectores científicos y tecnológicos. Los drones han supuesto más de 500 billones de beneficios y 600.000 puestos de trabajo sólo en 2014 en los Estados Unidos, país pionero en el uso de tecnología aeroespacial enfocada a las operaciones de toma de imágenes, reconocimiento aéreo, agricultura, construcción e inspección de infraestructuras y medioambiente (AUVSI, 2015). Los nuevos avances tecnológicos producidos en los últimos años en este sector, permiten la utilización de sensores cada vez más autónomos y con pesos más reducidos, lo que facilita su rápida implantación en un mercado emergente.

El uso de este tipo de tecnologías en el área de la geología y las ciencias de la tierra puede proporcionar un gran número de ventajas, entre las que destacan: i) rápida y eficaz toma de datos; ii) georreferenciación directa de la información obtenida; iii) capacidad para llegar a lugares remotos o de difícil acceso; iv) reducción del tiempo de procesado de los datos; v) una elevada resolución de la información obtenida dependiendo de la altura de vuelo y vi) una reducción significativa de los costes de las campañas de campo (Fig.1).

FIGURA 1. *Comprobación de la señal GPS y planificación de vuelo antes del trabajo aéreo durante una campaña de campo.*

En este trabajo presentamos algunas de las aplicaciones de los drones para la toma de información geológica de alta resolución y su uso como herramienta educativa para la diseminación de contenido científico.

VOLAR O NO VOLAR, ESA ES LA CUESTIÓN

El acceso al espacio aéreo abierto para la realización de operaciones de bajo riesgo con drones, supone la necesidad de un marco regulatorio que permita la convivencia entre los drones y las aeronaves convencionales. La entrada en vigor de la *ley 18/2014*, de 17 de octubre (España, 2014), por la que quedan reguladas las operaciones aéreas con aeronaves no tripuladas establece una serie de recomendaciones y prohibiciones sobre el uso de los drones en nuestro país. En la actualidad, una de las mayores desventajas es la restricción de vuelo en núcleos urbanos o la imposibilidad de volar en zonas prohibidas (por debajo de 15 y 8 km de distancia en zonas próximas a los aeropuertos y aeródromos, respectivamente) y restringidas (Zonas ZEPA, Parques Naturales, etc.). Con la entrada en vigor del nuevo marco regulatorio en 2016 algunas de estas disposiciones serán modificadas, previa comunicación al organismo competente (Agencia Estatal de Seguridad Aérea, AESA).

TIPOS DE DRONES Y SENSORES

Los pilotos avanzados de drones pueden pilotar cualquier tipo de aeronave de hasta 25 kg de peso (Clase-1). Existen en el mercado tres tipos de drones: i) ala fija; ii) ala rotatoria y iii) mixtos. Por las diferentes características que presentan, cada modelo puede ser específico para un determinado trabajo aéreo. Así, los drones de ala fija presentan una mayor autonomía (tiempo de vuelo), pueden recorrer grandes distancias y cubrir superficies extensas. Sin embargo, la disposición de las alas impide una buena maniobrabilidad en espacios reducidos y la disposición de la cámara (posición frontal o cenital) dificulta los trabajos verticales. Las velocidades que pueden alcanzar pueden superar los 20 m/s pudiendo recorrer hasta 60 km en un único vuelo.

Los drones de ala rotatoria son menos aerodinámicos, alcanzando velocidades inferiores, por lo que quedan restringidos a cubrir superficies reducidas. La autonomía de vuelo es inferior a los anteriores, pero tienen la ventaja de que su maniobrabilidad es mucho mayor en espacios pequeños, lo que los hace especialmente útiles para la realización de trabajos verticales en zonas de complejidad técnica (e.g. interiores de cuevas, edificios, etc.) (Fig.2). El control de la cámara se realiza mediante un *gimbal* o soporte que permite su rotación, facilitando la toma de imágenes, gracias a la combinación con el giro de la aeronave sobre un punto fijo.

Las aeronaves de ala mixta son de mayor tamaño y presentan las bondades y limitaciones de un sistema que combina ala fija y rotores.

FIGURA 2. *Los drones de ala rotatoria facilitan el trabajo aéreo en superficies pequeñas que requieren de una mayor técnica de pilotaje y maniobrabilidad. Ejemplo de levantamiento topográfico de una fachada para trabajos de patrimonio.*

En función de su peso y tamaño, los drones pueden llevar instalados diferentes tipos de sensores (es lo que se denomina carga de pago). En función de la información que se desee obtener, las condiciones del trabajo aéreo y el tipo de aeronave, se pueden intercambiar varios sensores de forma rápida y eficaz. Así, en un único trabajo podremos realizar varios vuelos para obtener diferentes tipos de información (i.e. imágenes, nubes de puntos, datos gravimétricos, etc.).

En este trabajo hemos clasificado los sensores en el ámbito de las ciencias de la tierra en cinco tipos, según la información que proporcionan:

i) *Sensores para captura de imágenes*. Cámaras RGB, térmicas o infrarrojas y multiespectrales. Permiten la toma de imágenes de alta resolución y en las distintas bandas del espectro de la luz. Entre las ventajas que presentan, destaca la posibilidad de tomar información digital georeferenciada y en tiempo real. Las técnicas más utilizadas, la fotogrametría y la cartografía térmica-infrarroja, permite la obtención de información digital para diversos usos.

ii) *Sensores LiDAR*. Se trata de un láser aerotransportado consistente en un haz de luz en distintas bandas del espectro que registra los objetos y superficies sobre las que incide. La obtención de nubes de puntos georreferenciadas y los valores de reflectancia permiten la clasificación de objetos, la obtención de modelos digitales de alta resolución y la elaboración de mapas de contornos. El uso de distintas bandas del espectro permite la obtención de información topográfica (banda roja) o batimétrica (banda verde). También puede utilizarse en el estudio de gases atmosféricos, mediante el análisis de difracción/absorción de partículas.

iii) *Sensores geofísicos*. La toma en tiempo real de información gravimétrica o electromagnética con diferentes resoluciones y sensores de tan solo unos

pocos kilogramos de peso, los hace especialmente versátiles para trabajos geofísicos aéreos.

iv) *Sensores químicos.* Estos sensores incluyen los espectrómetros y otros aparatos que recogen en tiempo real datos de gases atmosféricos, temperaturas, partículas químicas, radiactivas, otros contaminantes, etc. La posibilidad de llegar a zonas de difícil acceso como volcanes, áreas glaciares u oceánicas o zonas de potencial peligro, radiactivo, químico, hacen que su uso montado en drones se haya desarrollado con gran rapidez.

v) *Sensores radar y sonar.* Aunque están en una primera fase de desarrollo, se plantean como los nuevos aliados para la adquisición de información digital en los ámbitos de la topografía y la prospección geológica y oceanográfica.

APLICACIONES GEOLÓGICAS DE LOS DRONES

La posibilidad de intercambiar sensores durante la realización de trabajos aéreos con drones posibilita la adquisición de variada información georeferenciada.

La elaboración de modelos digitales de elevaciones (MDE) de alta resolución mediante LiDAR o fotogrametría (Structure-from-Motion o SfM) puede ser de gran interés para la elaboración de topografías con precisión centimétrica (Fig.3 y 4). Esta información puede ser utilizada en el ámbito de la prospección geológica, minera, la hidrología y la geofísica (Fernández-Lozano y Gutiérrez-Alonso, 2016). Además, los MDE generados permiten la producción de mapas de pendientes, estimación de tasas de deformación y magnitud de desplazamientos en la monitorización de deslizamientos, zonas de falla o actividad volcánica mediante la comparación de los distintos MDE adquiridos en distintos periodos de tiempo. La elaboración de modelos numéricos mediante la utilización de MDE de alta resolución permite la generación de modelos de avenidas en hidrología y planificación del territorio (French, 2003). Estos modelos también facilitan el análisis cualitativo y cuantitativo de otra información científica, por lo que pueden ser también de gran utilidad en el campo de la geología estructural (i.e. análisis estructural, mapas de deformaciones) y la paleontología, (estudio morfométrico de restos fósiles, huellas, etc.) (Remondino et al., 2010). La combinación con texturas facilita a su vez la creación de modelos fotorealísticos que permitan preservar y difundir el patrimonio geológico en todos los ámbitos (Fernández-Lozano et al., 2015) (Fig.5). El estudio y clasificado de las nubes de puntos obtenidas mediante LiDAR permite trabajar con parámetros de reflectancia e índices NDVI que mejoran la identificación de patologías en elementos de patrimonio arquitectónico y arqueológico.

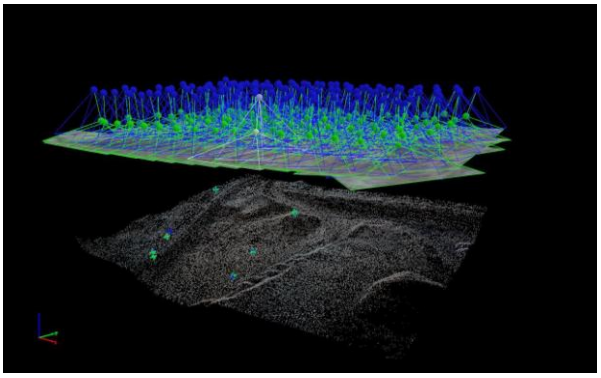


FIGURA 3. *Obtención de una nube de puntos de una cantera de áridos en Salamanca para la elaboración de un modelo digital del terreno y la cubicación de volúmenes obtenida a partir de los resultados generados.*

La utilización de cámaras facilita la obtención de imágenes aéreas y ortoimágenes mediante el procesado previo para la eliminación de distorsiones (Fig.4a). La gran resolución que ofrecen permite la elaboración de cartografía geológica y el estudio de afloramientos en zonas de difícil acceso como farallones de roca, canteras o zonas montañosas, glaciares. Los estudios con cámara térmica pueden ayudar en la localización de accesos a minas de interior antiguas; mientras que las cámaras multi- e hiperspectrales, permiten el estudio detallado para elaboración de cartas de ordenación del territorio, etc.

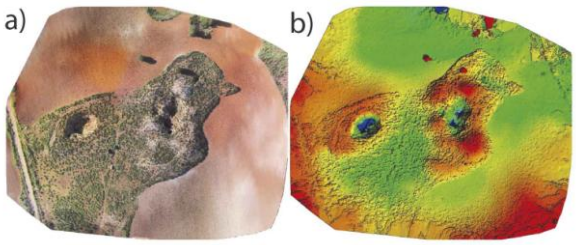


FIGURA 4. *Fotogrametría por SfM para la elaboración de ortofotografía aérea (a) y modelos digitales de alta resolución (b).*

Los sensores gravimétricos y electromagnéticos aerotransportados, pueden ser de gran utilidad en la prospección geofísica y arqueológica para la localización de yacimientos minerales, cavidades, etc. En los últimos años, se han venido utilizando con éxito para la realización de campañas de prospección de hidrocarburos en zonas remotas (Thomson et al., 2007). Otros sensores como los espectrómetros aerotransportados permiten la monitorización de contaminantes en el aire. Así, son de amplio uso para el estudio de zonas con contaminación radiactiva, monitorización de gases volcánicos procedentes de fumarolas, etc. La posibilidad para realizar un estudio detallado en tiempo real facilita su uso en el ámbito del medioambiente, la vulcanología o la geoquímica atmosférica (Su et al., 2015; Smith, 2015).

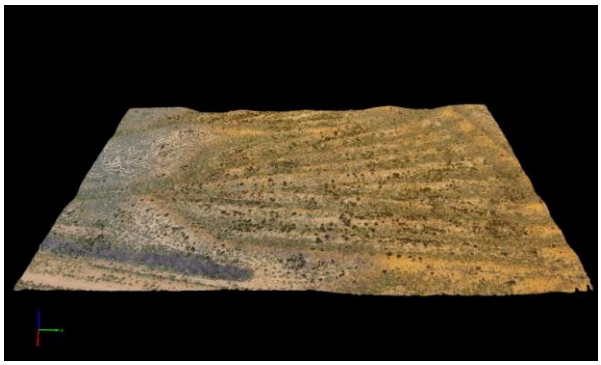


FIGURA 5. *Modelo fotorealístico de una antigua mina de oro romano con forma de escoba en la localidad de Castrocontrigo (León). Los modelos 3D facilitan la interacción y difusión del patrimonio geológico y minero, y pueden ser integrados en actividades de geoturismo y geoparques.*

UN FUTURO SIN LÍMITES

A pesar del rápido avance y posibilidades que ofrecen las aeronaves no tripuladas, su desarrollo futuro en el ámbito de la geología queda supeditado a las nuevas normativas que vayan aplicándose y los condicionantes y restricciones que, por motivos de seguridad y protección de datos personales, exija la ley. Sin duda alguna, el aumento de las prestaciones de este tipo de aparatos y, sobre todo, la posibilidad de tener una mayor autonomía de vuelo, prometen hacer de los drones una herramienta de grandes posibilidades en nuestro campo.

El aumento de un mercado emergente dedicado al sector de los drones ha impulsado la fabricación de herramientas con aplicaciones geológicas como LiDAR, gravímetros, magnetómetros, etc., cada vez más pequeños, precisos y ligeros, augurando un futuro prometedor para este tipo de aeronaves. Estas herramientas abren las puertas de nuevos estudios, ampliando su capacidad para cubrir grandes extensiones, sobrevolando regiones remotas o con mucha vegetación, simplificando el tiempo de trabajo en la captura de datos y su procesado, así como reduciendo los costes de campañas de campo de forma significativa.

CONCLUSIONES

Los drones constituyen una herramienta geomática que ofrece grandes posibilidades en el mundo de la geología y las ciencias de la tierra. El acceso a un gran número de sensores posibilita la rápida toma de datos georeferenciados y con una elevada resolución, reduciendo así el tiempo de procesado y el coste de las campañas de campo. Además de la información científica, se muestran como una opción de futuro para la producción de modelos fotorealísticos que faciliten la difusión de información y preservación del patrimonio geológico, permitiendo la interacción del público y la elaboración de rutas y material didáctico para la confección de actividades relacionadas con el geoturismo y los geoparques. El rápido crecimiento de estas tecnologías queda condicionado por la normativa actual y la entrada en vigor de la nueva ley de Aviación Civil, prevista para 2016.

REFERENCIAS

Auvsi, (2015): *Unmanned systems*. 33(10):16-17.

España, (2014): Ley 18/2014, de 15 de octubre, de aprobación de medidas urgentes para el crecimiento, la competitividad y la eficiencia. *BOE*: 83976- 83982.

Fernández-Lozano, J., Gutiérrez-Alonso, G., Salman-Monte, K., Sánchez-Fabián, J., y García, F. G. (2015): Tecnología VANT de bajo coste para reproducción 3D y preservación del registro arqueológico del proyecto de Geoparque las Loras (Palencia-Burgos). *Mapping*, 24, 172: 4-11.

Fernández-Lozano, J., y Gutiérrez-Alonso, G. (2016): Improving archaeological prospection using localized UAVs assisted photogrammetry: An example from the Roman Gold District of the Eria River Valley (NW Spain). *Journal of Archaeological Science: Reports*, 5: 509-520.

French, J., (2003): Airborne LiDAR in support of geomorphological and hydraulic modelling. *Earth surface processes and landforms,* 28: 321-335.

Remondino, F., Rizzi, A., Girardi, S., Petti, F. M., y Avanzini, M. (2010): 3D Ichnology—recovering digital 3D models of dinosaur footprints. *The Photogrammetric Record*, 25(131): 266-282.

Smith, K.W. (2015): *The Use of Drones in Environmental Management.* Proceedings of the 2015 World Environmental and Water Resources Congress. Texas, 1352-1361.

Su, T.-C. y Chou, H.-T. (2015): Application of Multispectral Sensors Carried on Unmanned Aerial Vehicle (UAV) to Trophic State Mapping of Small Reservoirs: A Case Study of Tain-Pu Reservoir in Kinmen, Taiwan. *Remote Sensing*, 7:10078-10097.

Thomson, S., Fountain, D. y Watts, T. (2007): Airborne geophysics–evolution and revolution. *Proceedings of Exploration*: 19-37.

Diseño universal y materiales multisensoriales en las actividades de divulgación de Geodivulgar con la asociación Ciencia sin Barreras

Universal design for learning and multisensory materials in the activities of Geodivulgar with the association Science without Barriers

O. Fesharaki[1], A. García-Frank[1], N. Iglesias Álvarez[1], M. Gomez-Heras[2], D. Martín-Perea[3] y R. Rico[1]

1 Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Calle José Antonio Novais 12, 28040 Madrid. omidfesh@ucm.es, agfrank@geo.ucm.es, nuriaiglesias@gmail.com, rrico@geo.ucm.es.
2 Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), calle José Antonio Novais 12, 28040 Madrid. miguel.gomez.heras@gmail.com.
3 Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, calle José Antonio Novais 12, 28040 Madrid. davidmam@ucm.es.

Resumen: Se muestran las actividades realizadas por el equipo multidisciplinar del Proyecto Geodivulgar: Geología y Sociedad con la asociación Ciencia sin Barreras entre el 2013 y la actualidad. Se describen las actividades en dos grandes líneas de trabajo, aquellas dirigidas a la divulgación y las que están pensadas para la autoformación, la difusión o la visibilización de nuestras actividades. Se destacan especialmente los aspectos relacionados con la preparación de materiales didácticos multisensoriales y con un diseño universal, ya que gran parte de la labor desarrollada por estos proyectos está destinada a público con diversidad funcional. La trayectoria del equipo permite ver que hay una demanda creciente en las actividades ofertadas y un reconocimiento de esta labor en forma de premios y menciones a nivel nacional e internacional.

Palabras clave: Diversidad funcional, divulgación, Geología, inclusión, materiales didácticos.

Abstract: *Activities carried out by the multidisciplinary team of "Geodivulgar: Geología y Sociedad" project with Science without Barriers Association since 2013 are shown. Activities are described as two main working lines: those aimed towards scientific outreach, and those planned for self-training and to disseminate our work, helping to make it more visible. Since most of the performed activities are targeted to people with functional diversity, aspects related to the tailoring of multi-sensory teaching materials with a universal design are highlighted. The team´s trajectory shows an increasing demand for the offered activities. Several international prizes have been awarded in recognition of our work.*

Key words: *Functional diversity, scientific dissemination, Geology, inclusion, didactic materials.*

INTRODUCCIÓN

Muchos autores han indicado que la geología es, entre las ciencias, la más desconocida para la sociedad, y han achacado esta circunstancia a múltiples factores (http://www.madrimasd.org/informacionidi/analisis/analisis/analisis.asp?id=65443). Entre ellos se cita su poca presencia en la Educación Obligatoria y la escasa labor de divulgación que se realiza en torno a esta ciencia. Sin embargo, actualmente la oferta de talleres educativo-divulgativos de contenido geológico se está ampliando, principalmente en relación con las temáticas que más interés despiertan en la sociedad (paleontología o riesgos geológicos). A pesar de esta mejoría, siguen siendo actividades muy puntuales (p. ej. Semanas de la Ciencia) que, en general, se ofertan en las ciudades más grandes y con mayor representación de instituciones científicas (Rodríguez Pérez *et al.*, 2014). En el caso de actividades divulgativas destinadas para el público con diversidad funcional aún son más escasas (Iglesias *et al.*, 2015b). Sin embargo, la tendencia actual es hacia la inclusión: "La equidad, que garantice la igualdad de oportunidades, la inclusión educativa y la no discriminación [...] con especial atención a las desigualdades que deriven de la discapacidad" (LOE, 2006, Artículo1), y de forma más amplia en la Convención sobre los Derechos de las Personas con discapacidad (Naciones Unidas, 2006; http://www.un.org/disabilities/documents/convention/convoptprot-s.pdf). Estas y otras leyes garantizan la compensación de las desigualdades en el acceso universal a la cultura científica.

Geodivulgar y la Asociación Ciencia sin Barreras llevan varios años realizando actividades de divulgación científica. En todos los casos, es recomendable seguir las premisas del diseño universal que impliquen realizar el mínimo de adaptaciones *a posteriori* para el público destinatario. En el caso de las personas con diversidad funcional es muy recomendable el uso de materiales multisensoriales que

permitan abordar cada nuevo conocimiento que se quiere transmitir desde diversos puntos de vista (Iglesias *et al.*, 2015b). En este trabajo presentamos la trayectoria de ambos proyectos, destacando el potencial didáctico que tienen estos materiales en la transmisión del conocimiento.

LOS PRIMEROS PASOS

Geodivulgar: Geología y Sociedad (Fig.1), surgió y se desarrollo a partir de una serie de proyectos de Innovación y Mejora de la Calidad Docente de la Universidad Complutense de Madrid, obtenidos en convocatorias competitivas. En este ámbito, desde 2013 está acercando, ampliando y reforzando conceptos relacionados con la geología que tienen los ciudadanos (http://www.ucm.es/geodivulgar/). Esta labor se ha realizado tanto en el contexto de la educación (formal y no formal), como mediante propuestas de ocio cultural de contenido científico para todos los públicos. La tabla I recoge un resumen de las actividades realizadas desde 2013 por el equipo de este proyecto. La importancia de contar con un equipo de trabajo interdisciplinar queda reflejado en el trabajo de Iglesias *et al.* (2015b). La asociación Ciencia sin Barreras, fundada en 2014 alrededor de la experiencia de Geodivulgar (http://cienciasinbarreras.theiagd.org/), y que actualmente tiene 50 socios (Fig.2), amplía la labor divulgativa a todas las ciencias, con especial atención a personas con diversidad funcional (Iglesias *et al.*, 2015b).

FIGURA 1. *Logo de Geodivulgar: Geología y Sociedad.*

ESTRATEGIAS DE TRABAJO

Las acciones realizadas se clasifican en dos grandes grupos: (1) Actividades de divulgación *sensu stricto*, para público interesado por conocer más sobre la geología y (2) Actividades de autoformación, difusión y visibilización para público especializado y los propios integrantes del equipo (ver Tabla I).

En todos los casos, el objetivo principal es divulgar la geología adaptando los contenidos a los diferentes niveles de conocimiento de los que parte cada colectivo. Principalmente en el caso de las personas con diversidad funcional, que, por lo general, son aquellas que más dificultades tienen en el acceso a actividades científicas, es importante que esta labor no sea puntual. Por ello se realizan múltiples talleres repetidos en el tiempo, a modo de refuerzo de conceptos y aptitudes. Cuando se colabora estrechamente con un centro, planteamos las actividades como una secuencia, introduciendo los conceptos más básicos en las primeras acciones, y desarrollando en sesiones sucesivas conceptos más complejos, que fomentan el pensamiento lógico y deductivo a través de un contenido científico (De la Ossa *et al.*, 2012; Iglesias *et al.*, 2015b).

En esta labor son muy importantes los materiales didácticos multisensoriales, ya que son imprescindibles para algunas personas con diversidad funcional, y además facilitan las explicaciones para cualquier otro colectivo, como ha quedado patente en el trabajo de Iglesias *et al.* (2015a), que también muestra preconceptos erróneos en personas en las que se presupone un mayor nivel de conocimientos previos y que, por lo tanto, reciben una menor atención por parte de los organizadores de las actividades.

Tipo de Actividad	Acción concreta
Divulgación *sensu stricto*	Clases teórico-prácticas
	Geo-rutas
	Talleres
	Salidas de Campo
	Convocatoria de concursos
Autoformación, difusión y visibilización	Participación en congresos y mesas redondas
	Organización de congresos y mesas redondas
	Curso-taller básico de lengua de signos
	Colaboración en actividades organizadas por otras entidades
	Edición de libros de divulgación

TABLA I. *Actividades realizadas por Geodivulgar con Ciencia sin Barreras divididas en dos grandes grupos: aquellas actividades de divulgación para todo el público y aquellas que han servido como autoformación de los miembros del equipo y para difundir y dar visibilidad a la labor realizada.*

TIPOS DE MATERIALES UTILIZADOS

Los materiales utilizados incluyen manufacturas preparadas por miembros del equipo con la ayuda de pedagogos y psicólogos, así como muestras de minerales y réplicas de fósiles adquiridas *ex profeso* (De la Ossa *et al.*, 2012; García-Frank *et al.*, 2014a, 2014b; Gómez-Heras *et al.*, 2014; Iglesias *et al.*, 2015b; Navalpotro *et al.*, 2015).

En el caso de personas con déficit visual, invidentes y con sordoceguera todos los conceptos que se quieren exponer deben contar con el apoyo de material táctil, con olor o con sabores, de forma que estos sentidos

puedan compensar la vista. Como ejemplo de algunas adaptaciones realizadas podemos citar el uso de mapas tridimensionales para la diferenciación de relieves o un globo terráqueo con iluminación interna, que permitió que su superficie estuviera caliente (https://www.youtube.com/watch?v=jhsRD-pLXF8), y muestras de rocas endógenas ligeramente calentadas como punto de partida para la explicación del calor interno de la Tierra, la tectónica de placas y el ciclo de las rocas (Gómez-Heras *et al.*, 2014). Se han preparado maletines de fácil transporte con colecciones de distintas rocas y minerales (García-Frank *et al.*, 2014a) que pueden reconocerse utilizando distintos sentidos, (por su textura, densidad, olor, sabor...) para explicar el ciclo de las rocas o nociones de mineralogía, e incluso el uso de modelos cristalográficos para la enseñanza de conceptos de geometría cristalina (López-Acevedo *et al.*, 2011). Otra de las ramas de la geología que es muy susceptible de proporcionar materiales táctiles es la paleontología. Así, se han utilizado fósiles de invertebrados en relación con sus "parientes actuales" (bivalvos o gasterópodos), de vertebrados para explicar las diferentes dietas (a partir de las morfologías de los molares), el tamaño corporal o la capacidad corredora (a partir de una colección de réplicas de patas de caballos con al menos tres estadios evolutivos), etc., y el uso de coprolitos y huellas pintadas con cierto resalte sobre grandes hojas de papel continuo que permiten la explicación de otros restos fósiles que no se producen por la muerte del ser vivo, sino que indican episodios de su actividad vital (Iglesias *et al.*, 2015b). El proceso de fosilización se ha explicado en varios talleres tanto simulando ambiente subacuático con urnas con sedimento cubierto por agua y fósiles (Gómez-Heras *et al.*, 2014), como en ambiente continental a través de actividades de excavación real en el yacimiento paleontológico de Somosaguas (Navalpotro *et al.*, 2015).

Una de las mayores dificultades de la geología para aquellos no iniciados en la materia reside en comprender el tiempo geológico. Normalmente este complejo concepto, incluso para estudiantes universitarios de geología, se suele divulgar mediante el uso de cintas métricas o relojes que representan la historia de la Tierra y permiten de una forma muy intuitiva explicar el poco tiempo que, por ejemplo, llevamos los seres humanos sobre la Tierra. En el caso de personas con sordoceguera, estas representaciones son más complicadas de usar, y por lo tanto, se ideó un recorrido por los pasillos del departamento de paleontología (UCM) que recreaba las diferentes etapas de la Tierra con algunos de sus grandes hitos marcados en el suelo con plástico de burbujas y por una cinta, de forma que fuese fácilmente detectable por los participantes (Gómez-Heras *et al.*, 2014).

Finalmente, se han realizado salidas al campo diseñadas especialmente para personas con discapacidad intelectual y personas con sordoceguera. Para los primeros, se realizaron trabajos relacionados con el ciclo del agua y la geología de la Sierra de Madrid (García-Frank *et al.*, 2014b), con la geología y los usos de las rocas en el parque regional del Sureste (Rivas, Madrid), y con la paleontología y los métodos de excavación en el yacimiento de Somosaguas (Madrid). Con los segundos también se han realizado salidas al yacimiento de Somosaguas para entender aspectos de paleontología sobre el terreno, y al Geoparque de la Costa Vasca para explicar nociones de estratigrafía, huellas fósiles y procesos geológicos perceptibles en el Flysch de Zumaia (https://www.youtube.com/watch?v=i2uWUBsY3Ow).

Todas estas prácticas han sido reconocidas a nivel internacional con la obtención de tres primeros premios en diferentes categorías en el Concurso Internacional Ciencia en Acción 2014, y con la reciente inclusión de la Asociación Ciencia sin Barreras entre las 98 Prácticas Innovadoras en Educación Inclusiva como ejemplo a seguir a escala mundial (http://zeroproject.org/practice/spain-ciencia-sin-barreras/) por parte del Zero Project (ONU – Convención sobre los derechos de las personas con discapacidad).

FIGURA 2. *Logo de la asociación Ciencia sin Barreras.*

A MODO DE CONCLUSIÓN

El diseño universal permite que la realización de actividades inclusivas de divulgación sea posible y no suponga un incremento en el coste en la adquisición y creación de materiales específicos para cada actividad. Todos los materiales generados pueden emplearse en sucesivos talleres, puesto que desde el principio se piensa en que puedan resultar didácticos para la mayor parte de las personas, y únicamente se realizan modificaciones en ocasiones puntuales, si son necesarias. De la misma forma, todas las personas pueden beneficiarse del uso de materiales multisensoriales que hacen más atractiva y eficaz la

labor divulgativa. Para todos, pero especialmente en el caso de las personas con diversidad funcional, estas actividades resultan beneficiosas en varios aspectos; en primer lugar son una oportunidad de romper con la rutina y socializar con otros participantes de las actividades y compartir experiencias con científicos expertos en distintas disciplinas, al igual que permiten el logro de comprender aspectos del funcionamiento de la Tierra o la vida en el Planeta, lo que reporta a los participantes una mejora de la percepción de su propia imagen repercutiendo en la mejora de su calidad de vida (García-Frank *et al.*, 2014b). Además garantizan el derecho del acceso universal al conocimiento científico reconocido en distintas leyes estatales e internacionales.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los miembros de Geodivulgar y Ciencia sin Barreras su dedicación a la labor de divulgación de las ciencias. Estas actividades han sido financiadas por los PIMCD 07-2013, 31-2014 y 21-2015, así como proyectos de The Jeremy Willson Charitable Trust, la Geological Society of London y otros donantes individuales.

REFERENCIAS

Boletín Oficial del Estado. BOE-A-2008-6963: Instrumento de ratificación de la Convención sobre los derechos de las personas con discapacidad, hecho en Nueva York el 13 de diciembre de 2006. Publicado en: «BOE» núm. 96, de 21 de abril de 2008: 20648-20659.

De la Ossa, L., Tejedor-Navarro, N. y Fesharaki, O. (2012): Experiencias durante la construcción de un diorama del Mioceno de Somosaguas por parte de alumnos con necesidades educativas especiales. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 20: 290-296.

García-Frank, A., Gómez-Heras, M., Gonzalo Parra, L., Canales Fernández, M.L., Muñoz García, M.B., González-Acebrón, L., García Hernández, R., Hontecillas, D., Iglesias Álvarez, N., Salazar Ramírez, R.W., Fesharaki, O., Navalpotro, T., Reviejo, M., Rodrigo Sanz, A., del Moral, B., Sarmiento, G.N. y Ureta, S. (2014a): Ready-to-serve Geology! Portable kits for scientific divulgation to people with functional diversity. En: *ICERI 2014 Proceedings* (L. Gómez Chova, A. López Martínez, I. Candel Torres, eds.). IATED Academy, Sevilla (España), 4666-4672.

García-Frank, A., Pérez Barroso, R., Espín Forjan, B., Benito Manjón, P., De Pablo Gutiérrez, L., Gómez-Heras, M., N. Sarmiento, G., Canales Fernández, M.L., González Acebrón, L., Muñoz García, M.B., García Hernández, R., Hontecillas, D., Ureta Gil, M.S. y del Moral, B. (2014b): Divulgación de la Geología: nuevas estrategias educativas para alumnos con necesidades educativas especiales por discapacidad intelectual. *El CSIC en la escuela: investigación sobre la enseñanza de la ciencia en el aula*, 10: 56-67.

Gómez-Heras, M., Gonzalo, L., García-Frank, A., Sarmiento, G.N., González, L., Muñoz García, M.B., García, R., Hontecillas, D., Ureta, M.S. y Canales, M.L. (2014): Geología para sordociegos: una experiencia multisensorial para la divulgación de la ciencia. *El CSIC en la escuela: investigación sobre la enseñanza de la ciencia en el aula*, 10: 45-55.

Iglesias, N., Fesharaki, O. y García-Frank, A. (2015a): ¿Qué marca la diferencia?: valoración preliminar de varios talleres de paleontología. En: *Libro de Resúmenes de la I Jornada de Divulgación Científica Inclusiva* (A. García-Frank, ed.). Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 19-21.

Iglesias, N., Fesharaki, O., García-Frank, A., González Acebrón, L., Rico, R., Salazar Ramírez, R.W., Sacristán, S., Martín Perea, D., Hontecillas, D., García Hernández, R., Gómez-Heras, M., Sarmiento, G.N., Muñoz García, M.B., Ureta Gil, M.S., Canales Fernández, M.L. y del Moral, B. (2015b): Dejando huella: divulgación paleontológica para personas con diversidad funcional. En: *Current Trends in Paleontology and Evolution* (L. Domingo et al., eds.). XIII Encuentro de Jóvenes Investigadores en Paleontología, Cercedilla, Madrid, 154-162.

López-Acevedo Cornejo, M.V., Chicote González, J.C., Goñi López, J. y López-Herce Cid, A. (2011): Forma y simetría en la naturaleza. Enseñanza adaptada a personas ciegas a través de métodos cristalográficos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19: 186-191.

Navalpotro, T., Berrocal, M., De la Fuente Olmos, D., Gonzalo Parra, L. y Fesharaki, O. (2015): "Sí se puede" hacer una actividad de paleontología con personas con sordoceguera. En: *Libro de Resúmenes de la I Jornada de Divulgación Científica Inclusiva* (A. García-Frank, ed.), 4-6.

Rodríguez-Pérez, E., Romero-Nieto, D. y Fesharaki, O. (2014): Gymkhana geourbana como método didáctico y de motivación de estudiantes de geología. *Reduca (Geología)*, 6: 1-25.

Pyrene, mito y ciencia: dos visiones para explicar la formación de los Pirineos

Pyrene, myth and science: two points of view to explain the formation of the Pyrenees

C. García-Lasanta[1], P. Santolaria[1], A. Casas-Sainz[1], S. Caudevilla[2], A. Valdeón[3] y J. Calvo[4]

1 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, España. lasanta@unizar.es, psotin@unizar.es, acasas@unizar.es,
2 Departamento de Fisiatría y Enfermería, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, España. scp@unizar.es
3 Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, España. emys@galapagosdenavarra.com
4 Unidad de Cultura Científica, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, España.

Resumen: En el marco del VI Taller de Guión y Producción de Documental científico organizado por la Unidad de Cultura Científica de la Universidad de Zaragoza, los arriba firmantes produjimos el cortometraje documental titulado *Pyrene, mito y ciencia*. Nuestra idea de divulgación se basó en el contraste entre dos historias que, desde dos visiones muy distantes entre sí (mitología clásica y geología), se han utilizado para explicar el mismo hecho: la formación de los Pirineos. Así, a lo largo de los aproximadamente 16 minutos que dura el documental, los espectadores acompañan a la geóloga Rocío Navarrete a diferentes lugares del Pirineo, en los que una serie de geólogos expertos en la cadena pirenaica nos cuentan los principales eventos de la historia que dio lugar a estas montañas tal y como las vemos hoy en día. Y al mismo tiempo, entre cada una de la etapas de nuestro viaje, descubrimos a la legendaria joven Pyrene, cuya trágica historia de amor con el héroe Heracles se utilizaba en el pasado para contar el origen de la cordillera.

Palabras clave: Pirineos, historia geológica, divulgación científica, Pyrene, Universidad de Zaragoza.

Abstract: *In the frame of the VI Workshop of Script and Production of Scientific documentaries organized by the Scientific Culture Unit of the University of Zaragoza, the researchers writing this abstract produced the short documentary entitled* Pyrene, myth and science. *Our idea for the scientific spreading was based on the contrast between two stories that, from very distant points of view (classic mythology and geology), have been used to explain the same fact: the formation of the Pyrenees. In that way, during around 16 minutes of documentary, the viewer accompanies the geologist Rocío Navarrete through different places in the Pyrenees, where several experts describe the main events which leaded to the mountains we see nowadays. And at the same time, we discover the legendary young woman called Pyrene, whose tragic love story with the hero Heracles was used to explain the origin of these mountains in the past.*

Key words: *Pyrenees, geological history, scientific spreading, Pyrene, University of Zaragoza.*

INTRODUCCIÓN

Las producciones audiovisuales y el formato documental en general han probado sobradamente su utilidad en la divulgación científica (e.g. Bienvenido, 2002). Además, son herramientas especialmente útiles para la divulgación de la Geología. Los parajes naturales donde los geólogos desarrollan su trabajo de campo no son ajenos al resto de la población, sino que se comparten con otras actividades humanas relacionadas con ocio, deporte, aventura, tranquilidad, cultura, belleza, patrimonio y arte. Las herramientas audiovisuales permiten en la actualidad visitar cualquiera de esos lugares desde casa, desde un cine o desde el aula de un centro de enseñanza.

Los Pirineos son uno de los enclaves naturales más conocidos en nuestro país, así como uno de los más estudiados desde el punto de vista geológico. Culturalmente, estas montañas han presenciado y protagonizado diversos episodios históricos además de diversas leyendas que hoy en día forman parte de la herencia popular de la zona.

La Universidad de Zaragoza, mediante la realización de los Talleres de Guión y Producción de Documental científico que organiza la Unidad de Cultura Científica, ayuda a sus investigadores a crear cortometrajes documentales en los que puedan explicar su trabajo al gran público. Durante el curso 2014-2015, aprovechamos este taller para realizar un cortometraje en el que abordar la geología básica del Pirineo de manera divulgativa y también homenajear a la herencia popular de la región explicando una de las leyendas clásicas sobre su formación.

PREPRODUCCIÓN: EL GUIÓN

La geología del Pirineo contada en diez minutos

Uno de los grandes retos del proyecto fue sintetizarla extensa historia geológica de la cordillera pirenaica (respecto a tiempo y eventos) en formato de cortometraje, respetando el tono divulgativo, que a

menudo necesita explicaciones conceptuales adicionales. La historia por abarcar se remonta unos 300 M.a., casi al final de la Orogenia Varisca. La localización de la cordillera, en el límite entre dos antiguas placas tectónicas (Euroasiática e Ibérica) juntas en la actualidad, convierten a este orógeno de colisión en un enclave que ha sufrido sucesivas etapas tectónicas (extensión, desgarre, compresión) asociadas a medios sedimentarios y condiciones diagenéticas diversas. Esta variedad y complejidad geológica dificulta sintetizar un lapso de tiempo de 300 M.a. en tan solo diez minutos.

Nuestra estrategia se centró en elegir, no tanto los eventos a contar, ya que todos son importantes, sino el lugar en el que se observa la huella de cada uno de ellos y las preguntas concretas que pretendíamos responder durante el corto. Tras mucha reflexión, decidimos llevar al espectador a siete (más una) localizaciones en las que explicaríamos las claves de la evolución de los Pirineos. La tabla I recoge los lugares y las preguntas y eventos que decidimos abordar en cada caso. Desde el principio, asociamos cada punto al geólogo experto de entre nuestros compañeros del departamento que pensamos podría acompañarnos y contar cada etapa.

DÓNDE	QUÉ	QUIÉN
Panticosa	Orogenia Varisca, ¿qué es un granito? ¿cómo se forma?	Teresa Román
Portalet	Desiertos Permo-Triásicos y volcanes en el Pirineo (el Midi d'Osseau)	Carlos Galé
Sarrance	Extensión mesozoica: calizas marinas del Jurásico y Cretácico, ¿y el origen de todos esos fósiles?	Beatriz Bádenas
Accous	Falla Norpirenaica, la colisión entre Europa e Iberia	Rocío Navarrete
Urdos y Gavarnie	Compresión: ¿cómo se forman las montañas? ¿qué es un cabalgamiento?	Antonio Casas
Castiello de Jaca	Las turbiditas, ¿mares a la vez que se forman las montañas?	Andrés Pocoví
Salto de Roldán	El límite sur, ¿de dónde vienen los conglomerados? el fin de la tectónica pirenaica	Arantxa Luzón

TABLA I. *Síntesis de lugares que se visitan durante el cortometraje, de las preguntas planteadas y de los expertos participantes.*

La última localización incluida fue el Laboratorio de Modelización Analógica de la Universidad de Zaragoza, donde utilizamos un modelo analógico de compresión mediante cuña de doble vergencia, que simula a grandes rasgos la colisión entre Iberia y Europa y la configuración del orógeno pirenaico.

Un paso más en la divulgación: la leyenda de Pyrene

Una de las leyendas populares más famosas sobre elorigen de los Pirineos es la que cuenta la historia de la joven griega Pyrene. Existen multitud de versiones de la historia, todas ellas con los mismos protagonistas: Pyrene, su padre Tubal, Heracles (el Hércules romano) y un ser con tres cabezas llamado Gerión. Las diferentes versiones se basan en el papel que juega cada uno en la historia. A veces, Pyrene es una joven despechada tras ser abandonada por Heracles; en otras, Gerión no es un tipo tan malo, solo busca ajustar cuentas con el héroe a raíz de una disputa anterior. A veces hay fuego y otras una serpiente gigante. Para simplificar, decidimos quedarnos con los hechos comunes en todas ellas y reinventar el resto desde un punto de vista entre romántico y épico.

La última gran cuestión era cómo reflejarla en el documental. Los medios de producción no eran suficientes para preparar *atrezzo* creíble y contratar actores. Además, estábamos limitados por el tiempo de grabación que el taller ponía a nuestra disposición. Como solución, optamos por una forma de "arte estático" que simplificó en gran medida los medios necesarios: la ilustración. Cristina García Lasanta creó un total de dieciséis láminas originales con lápices de color y pastel que sirvieron para ilustrar nuestra versión sobre la leyenda de Pyrene (Fig. 1). Se rodaron planos dinámicos sobre ellas y, sobre las imágenes, se superpuso un audio con la leyenda narrada. Por último, se acompañó de una música evocadora *et voilà*.

FIGURA 1. *Una de las obras realizadas para ilustrar la leyenda de Pyrene (Pyrene y Gerión. Lienzo de 300x420mm).*

Rocío Navarrete, el nexo entre ambas historias

Uno de los formatos de documental científico más utilizado es aquel en el que un personaje conductor, experto en la materia, da una clase magistral con un tono divulgativo. Un cliché muy común en Ciencias de la Tierra es relacionar a ese experto con *un aventurero con barba y entrado en años*. Con la intención de alejarnos de este tópico, decidimos que nuestra conductora iba a ser una geóloga joven y experta, pero aún desconocedora de la geología pirenaica. Ella nos trasladaría a diferentes etapas en las que va descubriendo las respuestas a sus preguntas. En nuestro caso, se trataba de un viaje en toda regla (además de una evolución a través del tiempo geológico), por lo que nos pareció útil adoptar este formato para facilitar al espectador seguir un hilo continuo. Así, nuestra compañera Rocío Navarrete se convirtió en el elemento

común en todas las localizaciones del documental. Los geólogos de la Tabla I le contarían a ella los detalles de cada enclave.

Además, al elegir a Rocío como conductora, nos planteamos que pudiera ser identificada como Pyrene. Un recurso claro para que espectador llegue a esta conclusión tiene lugar en el arranque, cuando una ilustración con el personaje mitológico confluye con el plano real de nuestra geóloga (Fig. 2). Además, decidimos dividir la leyenda en capítulos y narrarla intercaladamente entre las explicaciones geológicas, por lo que la convergencia entre ambas historias (mitológica y geológica) resulta perfecta.

FIGURA 2. *Pyrene se mimetiza con la geóloga Rocío Navarrete en una escena del documental.*

PRODUCCIÓN: EL RODAJE

Ocho lugares, dos países y un solo día de rodaje

Cada grupo de investigadores que participa en el taller dispone de un día de rodaje con un cámara y tecnología audiovisual profesional. En nuestro plan de rodaje, incluíamos seis localizaciones con diálogos (y dos más sin diálogos), además de los desplazamientos a través de cuatro grandes valles pirenaicos: Aspe y Osseau (Francia), y Tena y Aragón (España). Todo ello en un día, saliendo y regresando a Zaragoza capital.

Ante lo complejo del plan, decidimos probarlo unas semanas antes. Un domingo de marzo realizamos la ruta planeada junto a todos nuestros protagonistas, parando en cada localización alrededor de una hora (dependiendo de la escena) y ensayando diálogos. Así, pudimos ajustar el horario: hora de salida de Zaragoza y tiempos estimados que podíamos permitirnos en cada localización. Este ensayo general nos permitió acortar diálogos, ordenar localizaciones y plantear descansos (como la comida). Además, pudimos organizar el desplazamiento de las, al menos, trece personas que nos movilizaríamos el día del rodaje.

El día D (o A, de *acción*)

A mediados de abril se llevó a cabo el rodaje principal siguiendo el plan descrito. Nos acompañaron el director del curso, Javier Calvo y el cámara profesional José Carlos Ruiz (Fig. 3). Sus opiniones de realizadores expertos contribuyeron a mejorar la fotografía y los encuadres en algunas escenas. Además, en algunos casos se tomaron dos grabaciones a la vez desde diferente ángulo, con lo cual se redujo el tiempo para conseguir cada escena.

Por otra parte, dado lo ajustado del horario de ese día, el rodaje en el Laboratorio de Modelización de la facultad fue pospuesto. Y se aprovechó ese segundo día de producción para rodar sobre las ilustraciones.

FIGURA 3. *Dos momentos del rodaje. Arriba en Gavarnie, abajo en el Salto de Roldán.*

POSTPRODUCCIÓN: EL MONTAJE

Para el montaje se utilizó el programa *FinalCut Pro*, un completo *software* para la edición de sonido e imagen para conseguir calidad profesional. El montaje es una parte fundamental en la producción de material audiovisual. Hasta ese momento no se tiene plena conciencia del tono, ritmo o duración del proyecto planteado en el guión. Tampoco se reconoce todo el potencial del material grabado hasta que no se ha comenzado a montar. De hecho, el material obtenido en el rodaje obliga a reescribir parcialmente el guión en muchas ocasiones. La duración completa del metraje es otra de las cosas que se descubre en esta etapa.

En estos momentos tomamos algunas decisiones importantes: recortamos contenido de muchas escenas, respetando los diálogos fundamentales para entender la evolución sedimentaria y tectónica del Pirineo (y eliminado otros datos divulgativos ajenos a esa línea); decidimos narrar la leyenda por capítulos, utilizándola como intercalaciones en el viaje de la protagonista; añadimos escenas de recapitulación de información para asentar conceptos en el espectador, en las que nuestra geóloga narraba en *voz en off*. Algunas de estas intersecciones necesitaron clips adicionales. Para

rellenar algunas de estas partes se utilizaron vídeos acelerados y *time lapses* tomados por Pablo Santolaria en diversos parajes pirenaicos (Fig. 4).

Un arranque capaz de impresionar (e intrigar)

Uno de los grandes consejos que recibimos del director del curso, Javier Calvo, fue que buscáramos impactar al espectador desde el mismo comienzo. Como realizador profesional, Javier describe la actitud actual del espectador como la de "un usuario de *youtube*": la sociedad de hoy ha perdido un poco de paciencia. Un portal de videos *online* permite saltar de un vídeo al siguiente con un simple clic. Si queremos evitar ese clic con el que el usuario abandona nuestra obra, hemos de atraer su atención desde la primera secuencia, animarle a ver el resto.

FIGURA 4. *Ibón de Estanés, fotograma de Pablo Santolaria.*

Basándonos en este consejo, decidimos abrir el cortometraje con una secuencia lo más impresionante que fuera posible: planos aéreos sobrevolando los Pirineos. En menos de dos minutos y antes de mostrar el título, introdujimos a nuestra protagonista femenina, primero como joven griega y después como geóloga. También comenzamos la leyenda, utilizando un tono misterioso y épico:

En un tiempo olvidado,
en el que dioses y hombres compartían la Tierra,
cuenta la leyenda que Pyrene, la joven hija del rey Tubal
habitaba en un lugar repleto de frondosos bosques,
más allá del jardín de las Hespérides.

En esta secuencia se incluye además el motivo del viaje: entender la evolución geológica de los Pirineos, mientras se muestran planos generales y planos aéreos de algunos de los paisajes míticos de la cordillera.

HORA DE DIVULGAR

La obra se estrenó el 8 de junio de 2015 en el Edificio Paraninfo (Zaragoza), junto a los otros cuatro cortos producidos en la sexta edición del Taller de Guión y Producción de Documental científico. A partir de entonces, *Pyrene, mito y ciencia* se ha exhibido en numerosos institutos y colegios de Aragón, en la Feria de Muestras de Zaragoza, en las Jornadas de la Noche de los Investigadores, en el Ciclo de Ciencia Viva y en la Penitenciaría de Zuera, entre otros lugares.

También recibió buena acogida y críticas desde su publicación en internet (puede verse gratuitamente en *vimeo.com*). La web especializada en montañismo *Barrabés* compartió la obra en su blog, al igual que la web del Parque Geológico del Sobrarbe. También el ICOG de Aragón incluyó una reseña en su página y la SGE la promovió a través de *twitter*. Otras webs, dedicadas a noticias de Aragón (*Heraldo.es*, *soidaragon.com*) o a naturaleza y medio ambiente, también se hicieron eco del documental.

CONCLUSIONES

A pesar de lo tedioso que puede parecer a simple vista un trabajo de estas características, el resultado final es de sobra gratificante. *Pyrene, mito y ciencia* demuestra una vez más la utilidad del lenguaje audiovisual para la divulgación de la ciencia, y más aún en nuestro campo de las Ciencias de la Tierra, aprovechando el potencial paisajístico de un enclave como los Pirineos. Si a esto se une la divulgación cultural de una leyenda clásica, conseguimos aumentar aún más la conexión con el espectador.

AGRADECIMIENTOS

Agradecer la colaboración de los geólogos del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza que se ofrecieron a participar en esta aventura: Rocío Navarrete, Teresa Román Berdiel, Carlos Galé, Beatriz Bádenas, Andrés Pocoví y Arantxa Luzón. Gracias a la Unidad de Cultura Científica por promover este curso. Y por supuesto al director del taller Javier Calvo por sus consejos y su gran visión narrativa, así como la profesionalidad del trabajo del cámara José Carlos Ruiz (Fig. 5).

FIGURA 5. *El equipo de Pyrene, mito y ciencia.*

REFERENCIAS

Bienvenido, L. (2002): La divulgación científica a través del género documental. Una aproximación histórica y conceptual. *Mediatika*, 8: 69-84.

Canal STEREOVIDEO: Vídeos cortos *online* para el aprendizaje de la técnica de representación estereográfica en Geología Estructural e Ingeniería Geológica

STEREOVIDEO Channel: on line short videos to learn the stereographic projection technique in Structural Geology and Engineering Geology

J. M. Insua-Arévalo[1], P. Castiñeiras[2], J. A. Álvarez-Gómez[1], M. J. Rodríguez-Peces[1], J. J. Martínez-Díaz[1,3], R. Tejero López[1] y M. Tsige Beyene[1]

1 Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. insuarev@ucm.es
2 Dpto. de Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid.
3 Instituto de Geociencias, IGEO (CSIC-UCM). 28040 Madrid.

Resumen: En este trabajo se presenta el canal de vídeos *online* STEREOVIDEO ubicado en el sitio web YouTube (https://www.youtube.com/user/geostereovideo). Se trata de un canal de vídeos didácticos de corta duración (< 5 min) destinados al aprendizaje del manejo de la técnica de la proyección estereográfica aplicada a la Geología Estructural y a la Ingeniería Geológica. Este tipo de vídeos pretenden reforzar el tradicional método didáctico presencial con la utilización de recursos virtuales. De esta manera se facilita la posibilidad de profundizar en aspectos más conceptuales de cada disciplina una vez dominado el manejo de la herramienta de representación. La presente comunicación muestra las características de los vídeos: desde su propio contenido didáctico, a aspectos más técnicos relacionados con la estructura, grabación y edición de los mismos, en los que se detalla tanto el material audiovisual, como el software utilizado.

Palabras clave: Proyección estereográfica, geología estructural, ingeniería geológica, video, *online*.

Abstract: *We present here the online video channel STEREOVIDEO sited on the YouTube website (https://www.youtube.com/user/geostereovideo). STEREOVIDEO is a channel of educational videos of short duration (<5 min) focused on learning the stereographic projection technique applied to Structural Geology and Engineering Geology. This type of videos aims to reinforce the traditional classroom teaching method with the use of virtual resources. Such a reinforcing facilitates the possibility to deepen more conceptual aspects of each discipline once the students dominate the representation tool. This communication shows the characteristics of the videos: from the educational content of each video itself, to more technical aspects related to the structure, record and edition, including the used audiovisual devices, as well as the software.*

Key words: *Stereographic projection, structural geology, engineering geology, video, online.*

INTRODUCCIÓN

La utilización de vídeos en las tareas docentes en geología presenta innumerables ventajas para la asimilación de conceptos espaciales, así como la de procesos complejos (Bergillos-Ruíz, 1993). Estos documentos audiovisuales han sido utilizados de manera extensa desde el uso generalizado del vídeo doméstico en la década de 1980. Inicialmente, el tipo de vídeo más utilizado es el denominado "documental", que si bien su reproducción es sencilla, para su creación se requiere de unos medios logísticos y técnicos de cierta sofisticación. Sin embargo, ya bien entrados en el siglo XXI tenemos a nuestra disposición una amplia oferta de recursos tecnológicos que nos otorgan la posibilidad de ir un paso más allá en la creación y utilización de material audiovisual con objetivos docentes. Por un lado, el acceso económico a grabadoras de vídeo digital de alta resolución (HD, *High Definition*), y por otro, la posibilidad de difusión vía internet. Este último aspecto permite la reproducción a discreción de los vídeos por parte del usuario final (estudiante), tanto en ordenadores personales y portátiles, como en dispositivos más ligeros y de uso ampliamente generalizado como tabletas digitales, y sobre todo, dispositivos de telefonía móvil tipo *smartphone*.

El acceso a internet en la actualidad es prácticamente universal e inmediato, lo que facilita la utilización de nuevos métodos de aprendizaje, como el *blended Learning* (semipresencial, e.g., Garrison y Kanuka, 2004), que nos permite combinar diferentes métodos de impartición, modelos de enseñanza y estilos de aprendizaje, que son aplicados a través del uso de recursos tanto virtuales como físicos. En esta línea, recientemente se están desarrollando en algunas de las universidades más importantes del mundo numerosos cursos *online* abiertos multiusuario (MOOC, e.g., Bagaley, 2013) que están

revolucionando la enseñanza universitaria. Con este concepto educativo se tiene la posibilidad de obtener material didáctico desde cualquier lugar del mundo en cualquier momento.

En esta comunicación queremos compartir nuestra experiencia en la creación de una serie de vídeos cortos (< 5 minutos) realizados para el aprendizaje de la técnica de representación estereográfica con aplicación a diferentes aspectos geológicos.

APRENDIZAJE DE LA PROYECCIÓN ESTEREOGRÁFICA EN GEOLOGÍA

Una de las principales tareas para el desarrollo de la geología es la representación gráfica de las distintas estructuras geológicas existentes. Una de estas técnicas es la proyección estereográfica, que consiste en la proyección de líneas y planos orientados mediante una falsilla (Figura 1) teniendo en cuenta sus relaciones angulares en el espacio. Esta técnica requiere de un adiestramiento básico en el que se adquieren las capacidades necesarias para su apropiada utilización y posterior resolución de problemas geológicos (e.g., Lisle y Leyshon, 2004; Babín Vich y Gómez Ortiz, 2010). Dicho adiestramiento se suele realizar en las clases presenciales en las que el profesor describe de manera detallada los diferentes pasos a seguir, destinando para ello un número importante de horas lectivas.

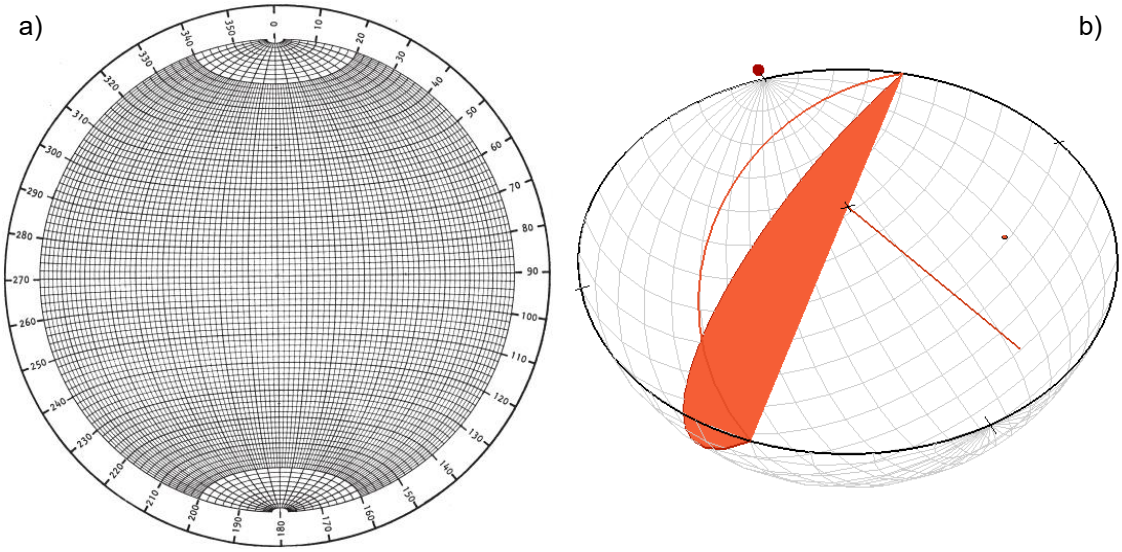


FIGURA 1. *a) Falsilla equiareal o de Schmidt (tomada de Hoek y Bray, 1977). b) Representación tridimensional de un plano y su polo. Vista oblicua del hemisferio inferior desde el SO según la aplicación Visible Geology (http://app.visiblegeology.com/).*

El aprendizaje de la representación estereográfica requiere de la repetición de una serie de pasos sucesivos. Estos pasos, sin ser complejos, sí son numerosos (Phillips, 1971). Además, hay que dominar diferentes conceptos que hacen que, en muchas ocasiones, el estudiante pierda la secuencia de movimientos con la falsilla estereográfica.

En la actualidad, existen numerosos planes de estudios universitarios que incorporan en sus títulos asignaturas relacionadas con las Ciencias de la Tierra: Geología, Ingeniería Geológica, Ciencias Ambientales, que se imparten tanto a nivel de grado como de postgrado. La técnica de representación estereográfica se imparte principalmente en las asignaturas de Geología Estructural, aunque resulta muy útil en otras disciplinas como Ingeniería Geológica, Expresión Gráfica y Cartográfica, Cartografía Geológica, Tectónica, Geología de Campo, Sismología, Cristalografía.

PROYECTO STEREOVIDEO

El proyecto STEREOVIDEO está generando material audiovisual original de carácter didáctico en el que se explican en español de manera detallada las técnicas de representación estereográfica. Este material consiste en una serie de vídeos cortos (< 5 minutos) organizados en tres bloques temáticos:

- BLOQUE 1: Técnicas básicas de utilización de la proyección estereográfica: manejo básico de la falsilla estereográfica como herramienta para la representación de líneas y planos, así como sus relaciones angulares.

- BLOQUE 2: Resolución de problemas de Geología Estructural: representación y análisis de pliegues, fallas, discordancias y basculamientos, rotaciones, definición y orientación del tensor de esfuerzos.

• BLOQUE 3: Resolución de problemas de Ingeniería Geológica: análisis cinemáticos de estabilidad de taludes en macizos rocosos: planares, por cuñas, vuelcos, etc.

El objetivo principal de estos vídeos es que sirvan de refuerzo en la formación de los estudiantes que podrán reproducir los vídeos tanto antes como después de la explicación del profesor en clase. Además del manejo de la plantilla estereográfica, los vídeos incorporan en su edición tanto datos de campo de estructuras geológicas con valor didáctico, como diagramas que facilitan la visualización tridimensional de las estructuras representadas.

A fecha de presentación de esta comunicación ya se ha realizado la grabación en formato de vídeo digital de una serie de 7 vídeos pertenecientes al primer bloque (Bloque básico), más un vídeo de introducción (Fig. 2). Los vídeos grabados están compuestos de dos partes: (1) la principal, filmada en estudio, en la que se muestra en planos cenitales de detalle la falsilla de representación estereográfica y su manejo sobre el escritorio. Esto ocupa la mayor parte del tiempo del vídeo. Y (2), donde se muestra un diagrama en tres dimensiones mediante la aplicación Visible Geology (http://app.visiblegeology.com/) con el que se visualizan los elementos representados.

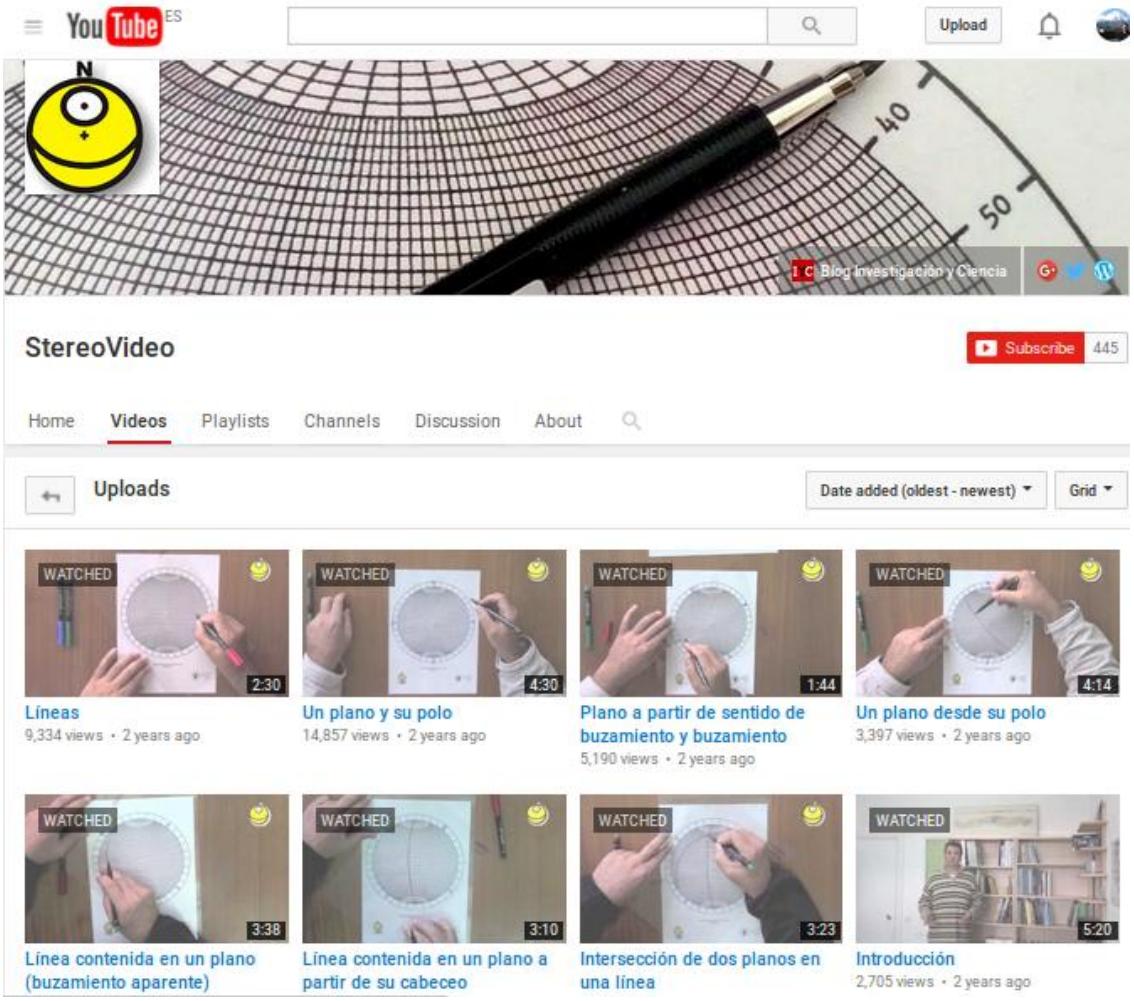


FIGURA 2. *Vista del canal StereoVideo en YouTube (https://www.youtube.com/user/geostereovideo) con los 8 vídeos disponibles en la actualidad con su título (en azul) y su duración en minutos en la parte inferior derecha de cada vídeo. Cada vídeo incluye una descripción detallada de su contenido disponible en el canal.*

El material audiovisual de estudio y de exteriores se ha registrado mediante un equipo de grabación en alta definición (1920x1080 píxeles) que les otorgará la calidad necesaria para que puedan ser visualizados de manera clara por los estudiantes. No hay que desestimar el hecho de que estos vídeos tengan una calidad de grabación adecuada, ya que esto los hará más atractivos y motivadores. El equipo utilizado ha constado de los siguientes componentes: Cámara digital de vídeo de alta definición Sony Handycam HDR-XR105, trípode portátil, micrófono externo Zoom H2n y reflector de luz Delamax 8 en 1 para exteriores.

Los modelos tridimensionales han sido grabados mediante captura de pantalla en vídeo directamente desde el ordenador, empleando el software libre Kazam.

Tras la grabación se ha realizado un proceso de montaje y edición del sonido mediante el software gratuito Audacity, y de los vídeos mediante el software iMovie. En este proceso se ha realizado la sincronización de imagen y audio, la incorporación de rótulos explicativos, el montaje de escenas consecutivas o superpuestas, la incorporación de créditos e imágenes corporativas.

Una vez finalizados los vídeos se han colgado para su visualización *online* a través de internet. Para ello se dispone de un canal principal, a través de la página de YouTube (Fig. 2), donde se ha creado un canal específico (https://www.youtube.com/user/geostereovideo). El uso del canal de YouTube presenta una serie de ventajas que lo hacen óptimo para su utilización y difusión: gratuidad, interfaz de fácil manejo, facilidad de encontrar en buscadores (e.g. Google), acceso a nivel mundial. Además tiene la posibilidad de introducir comentarios y recibir *feedback* de todos los usuarios que, junto con las potentes herramientas de seguimiento (número de visionados, lugar del espectador, enlace utilizado), supone una gran ayuda a la hora de optimizar el material didáctico en el futuro.

AGRADECIMIENTOS

El proyecto STEREOVIDEO ha sido financiado por el Programa de Apoyo a los Grupos Innovadores (Proyectos de Innovación y Mejora de la Calidad Docente) de la Universidad Complutense de Madrid. Proyectos nº 8 (2013) y nº 168 (2015). Agradecemos los comentarios de P Alfaro y el revisor anónimo que han contribuido a la mejora de esta comunicación.

REFERENCIAS

Babín Vich, R.B. y Gómez Ortiz, D. (2010): Problemas de Geología Estructural. 1 a 9. *Reduca* (Geología). Serie Geología Estructural, 2 (1): 1-192.

Bagaley, J. (2013): MOOC rampant. *Distance Education*, 34(3): 368-378.

Bergillos Ruiz, P. (1993): Aplicaciones del medio vídeo en el aprendizaje de la geología. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 1: 44-46.

Garrison, D.R. y Kanuka, H. (2004): Blended learning: Uncovering its transformative potential in higher education. *Internet and Higher Education*, 7(2): 95-105. doi:10.1016/j.iheduc.2004.02.001

Hoek, E. y Bray, J. (1977): *Rock Slope Engineering*. Institution of Mining and Metallurgy, 402 p.

Lheyson, P.R. y Lisle, R.J. (1996): *Stereographic projection techniques in Structural Geology*. Butterworth-Heinemann Ltd. Oxford, 104 p.

Lisle, R.J. y Leyshon, P.R. (2004): *Stereographic Projection Techniques for Geologists and Civil Engineers*. Cambridge University Press.

Phillips, F.C. (1971): *The use of stereographic projection in Structural Geology*. Edward Arnol. London, 90 p.

Experiencias hápticas en Geología

Haptic experiences in Geology

V. López-Acevedo [1], J. C. Chicote [2] y J. Goñi [3]

1 Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de CC Geológicas. Universidad Complutense. C/ José Antonio Nováis, 12. 28040 Madrid. vcornejo@geo.ucm.es
2, 3 Facultad de CC Geológicas. Universidad Complutense. C/ José Antonio Nováis, 12. 28040 Madrid. jcchicote@yahoo.es, correo_javi@hotmail.com

Resumen: En el presente trabajo se muestran algunas posibilidades que ofrece la Geología para el desarrollo intelectual y sensitivo de personas con discapacidad visual. En él se hace una recopilación de los resultados obtenidos al explorar algunos métodos de estudio que se utilizan habitualmente en diferentes ramas de la Geología (Cristalografía, Mineralogía, Paleontología, Petrología, Geología Histórica, etc.) para hacer "tangible" la enseñanza y transmisión del conocimiento. El equipo de trabajo está integrado por una Profesora Titular de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid (UCM) y dos Colaboradores Honoríficos de la misma Facultad, discapacitados visuales ambos. Desde su perspectiva, especialmente cualificada en este caso, se ha podido establecer que los métodos utilizados proporcionan una gran diversidad de sensaciones hápticas (entendidas éstas como la suma de sensaciones no visuales ni auditivas que experimenta un individuo) que efectivamente podrían contribuir a mejorar las destrezas funcionales (capacidad espacial y orientación) y favorecer el desarrollo creativo e intelectual de personas con ceguera o deficiencia visual.

Palabras clave: Discapacidad visual, háptico, Geología.

Abstract: *The present paper shows some of the means for intellectual and sensitive development of the visually impaired provided by Geology. It compiles the results obtained through the exploration of some methods of study usually applied in different branches of Geology (Crystallography, Mineralogy, Paleonthology, Petrology, Historical Geology, etc.) to make teaching and knowledge transmission become "tangible". This working team includes a Titular Professor of Geological Sciences of the Universidad Complutense de Madrid and two Honorific Collaborators from the same Faculty, both visually impaired. From their perspective, especially qualified in this case, it has been proved that the methods used provide a great diversity of haptic perceptions (understood as the sum of non-visual or hearing sensations experimented by an individual) that could indeed lead to an improvement in the functional skills (spatial capability and orientation) and intellectual and creative development of blind or visually impaired people.*

Key words: *Visual impairment, haptic, Geology.*

INTRODUCCIÓN

La palabra háptica se refiere a la ciencia del tacto. En este trabajo nos vamos a referir a las experiencias hápticas, entendidas en su sentido más amplio como el conjunto de sensaciones no visuales y no auditivas que experimenta un individuo. Desde esta perspectiva, hemos explorado las posibilidades de diferentes métodos de estudio y objetos de interés geológico para adaptarlos a la enseñanza de personas con discapacidad visual con el fin de, no solo identificar las cualidades de los objetos tridimensionales y reconocer su forma espacial sino de, más allá de este simple reconocimiento, enfatizar el disfrute de la cultura y el conocimiento inherente a cada objeto.

MÉTODOS DE ESTUDIO Y RESULTADOS OBTENIDOS

Cristalografía. Simetría y modelos cristalográficos

La geometría es posiblemente uno de los temas de estudio que más se utilizan en la educación de personas ciegas y con discapacidad visual, ya que resulta casi imprescindible para la adecuada construcción mental de sus representaciones espaciales. Para ello se emplean diversos materiales: dibujos de líneas realzadas y sobre todo, piezas tridimensionales que constituyen un material didáctico de gran utilidad. Considerados desde esta perspectiva, los modelos cristalográficos pueden contribuir a enriquecer y ampliar casi exponencialmente, las oportunidades de aprendizaje en este terreno, ya que ofrecen una gran variedad de formas y simetrías, muy diferentes de las habituales, y además la posibilidad de identificarlas o

describirlas según criterios perfectamente definidos y reconocibles. Por esta razón, los primeros trabajos del equipo se centraron en el estudio de la forma y la simetría en la naturaleza -ampliable a otros tipos de ámbitos- aprovechando para ello los mismos métodos que la "Cristalografía Morfológica" emplea para trabajar con los "modelos cristalográficos".

Los dos primeros trabajos, concebidos para proporcionar nuevos recursos a los maestros de educación especial, también resultan especialmente útiles a los estudiantes universitarios de cristalografía con visión intacta. El tercer trabajo lo realizamos en colaboración con la orientadora de un colegio de educación infantil y secundaria y está pensado para público de ese nivel. En él se proponen diversas actividades que, a través del juego (Fig. 1) y desde un punto de vista inclusivo, ayudan a entender el concepto de simetría y el funcionamiento de los elementos que la hacen posible (López-Acevedo *et al.*, 2011).

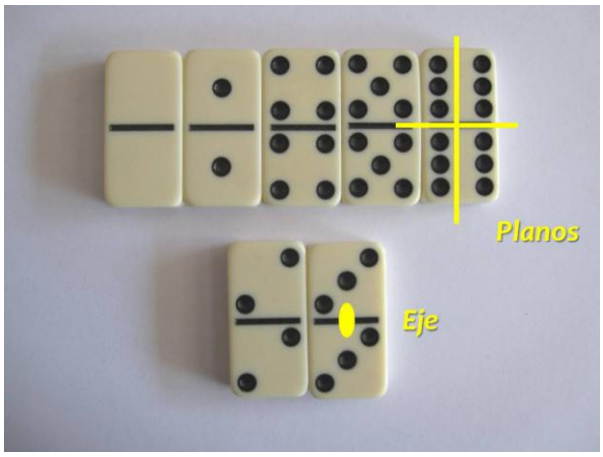


FIGURA 1. *Las fichas de dominó constituyen una colección excepcional para estudiar la simetría plana. Además, tienen una forma que recuerda al signo generador de las letras Braille y que resulta especialmente adecuado para la enseñanza de niños con deficiencia visual.*

El "visu". Mineralogía, Petrología y Paleontología

En el segundo trabajo realizado (Chicote *et al.*, 2015) se muestra como la técnica de reconocimiento mineral denominada "*visu"* resalta de manera especial las propiedades hápticas de los minerales y es extrapolable a rocas y fósiles. Incluso, algunas propiedades de estos materiales son únicamente aprehensibles por el canal háptico, como por ejemplo el peso (vinculado a la densidad), el tipo de rotura (astillosa, concoidea,…), o el propio tacto (suave, frío,…). Además merece destacar el valor de los fósiles en relación a la experiencia háptica que estriba no solo en el reconocimiento de sus formas sino también en la emoción que puede suponer acariciar a unos seres que poblaron la tierra hace muchos millones de años y fueron testigos de la fascinante historia de nuestro planeta.

Geología Histórica

Finalmente, se ha desarrollado un material docente de carácter inclusivo que permite hacer "tangible" el concepto de tiempo geológico, tan enigmático y difícil de asimilar. Se propone una unidad de medida de pequeño tamaño –un botón– que equivale a 2000 siglos, el tiempo que lleva el *Homo sapiens* sobre la faz de la tierra. 23.000 botones equivalen a los 4.600 millones de años que es la edad de nuestro planeta. Haciendo cadenetas o simples montañas con los botones que corresponden a cada uno de los eones que fragmentan la edad de la Tierra se tiene una idea muy clara de la magnitud de cada uno de ellos. Este material y sus posibilidades docentes se muestra en un audio y dos presentaciones –que fueron galardonados con una mención de honor en el concurso de Ciencia en Acción 2015– y además en un video "La edad de la Tierra" –que se realizó tomando el audio como base– con el fin de ampliar la difusión de esta idea y aprovechar al máximo las posibilidades del material docente desarrollado (López-Acevedo, *et al.*, 2015).

CONCLUSIONES

La Geología proporciona dos recursos que, debidamente contextualizados, podrían constituir un novedoso campo de entrenamiento para las experiencias hápticas:

1 Una gran colección de formas geométricas tridimensionales –sólidos cristalinos– que incrementan las posibilidades de que las personas con discapacidad visual mejoren las construcciones mentales del espacio que les rodea (amplitud, forma, orientación).
2 La técnica del "visu", aplicada a diferentes materiales geológicos, permite ejercitar el sistema de percepción háptico siguiendo el principio de "aprender tocando" (cualidades tangibles, forma y aspectos emocionales).

El intento de transformar la historia y la edad de nuestro planeta en una realidad palpable constituye un ejemplo de desarrollo creativo e intelectual que ha quedado plasmado en el material docente ideado para que el gran público, ya sea con discapacidad visual o con visión intacta, pueda entender el concepto del tiempo geológico.

El material docente descrito –libremente disponible *online*– puede constituir una innovadora fuente de recursos para maestros de educación especial, encargados de la enseñanza de personas con discapacidad visual.

AGRADECIMIENTOS

A la asociación Ciencia sin Barreras de la Universidad Complutense que ha contado con nosotros desde siempre.

REFERENCIAS

López-Acevedo, V., Chicote, J. C. y Goñi, J. (2011): Forma y simetría. Enseñanza adaptada a personas ciegas a través de los modelos cristalográficos. *Reduca (Geología). Serie Cristalografía.* 3(2): 1-56.
http://www.revistareduca.es/index.php/reduca-geologia/article/viewFile/772/788

López-Acevedo, V., Chicote, J. C. y Goñi, J. (2011): Forma y simetría. Enseñanza adaptada a personas ciegas a través de los modelos cristalográficos. *AUDIO. Complumedia.UCM.*
http://complumedia.ucm.es/resultados.php?contenido=fA8_8PwJdGZslViaGZdFUg

López-Acevedo, V., Chicote, J. C., Goñi, J. y López-Herce A. (2011): Forma y simetría en la naturaleza. Enseñanza adaptada a personas ciegas a través de métodos cristalográficos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra,* (19.2): 187-192.
http://www.raco.cat/index.php/ECT/article/view/247618/331569

Chicote, J. C., López-Acevedo, V. y Goñi. J. (2015): El lenguaje háptico de las piedras. *Integración. Revista sobre discapacidad visual – Edición digital* – N.º 65, febrero 2015.
http://www.once.es/new/servicios-especializados-en-discapacidad-visual/publicaciones-sobre-discapacidad-visual/nueva-estructura-revista-integracion/copy_of_numeros-publicados/numero-65/el-lenguaje-haptico-de-las-piedras

López-Acevedo, V., Calero, V., Goñi, J., Chicote, J.C., Muelas, M. y Martínez J.E. (2015): *EDADI.*
https://prezi.com/dywfmucwlzki/la-edad-de-la-tierra-i/

López-Acevedo, V., Calero, V., Goñi, J., Chicote, J.C., Muelas, M. y Martínez J.E. (2015): *EDADII.*
https://prezi.com/2gw-edqpzvrn/la-edad-de-la-tierra-ii/

López-Acevedo, V., Calero, V., Goñi, J., Chicote, J.C., Muelas, M. y Martínez J.E. (2015): *La Edad de la Tierra.*
https://youtu.be/o57AVCjhVlU

Aprendiendo Geología con los PIGs de la provincia de Guadalajara

Learning Geology based on Geosites of Guadalajara region

J.A. Lebrón[1], M.D. López Carrillo[2] y A. Calonge[1]

1 Dpto. Geología, Geografía y Medio Ambiente. Facultad de Educación. Universidad de Alcalá. 19001. Guadalajara. España. lebron02@gmail.com; a.calonge@uah.es

2 Dpto. Didácticas Específicas. Centro Universitario Cardenal Cisneros (centro adscrito a la Universidad de Alcalá) 28806. Alcalá de Henares. Madrid. España. lola.lopez@cardenalcisneros.es

Resumen: Estudios preliminares muestran que la incorporación de nuevos modos de enseñanza despiertan alto interés entre los estudiantes de los diferentes niveles de enseñanza, al ser un aspecto con el que se sienten directamente vinculados. Una estrategia señalada es el aprendizaje en el campo a través de los denominados Puntos de Interés Geológico (PIGs). En este trabajo se presenta una serie de PIGs pertenecientes a la provincia de Guadalajara seleccionados, entre otros motivos, por presentar de manera especialmente didáctica algunos aspectos geológicos de considerable relevancia. Además, hay que destacar la existencia de nuevos medios que permiten la difusión de las características que conforman el entorno natural, especialmente los elementos geológicos, a través de las nuevas tecnologías. De esta manera, es posible promocionar el Patrimonio Geológico en un entorno social más amplio, mediante el empleo de determinadas redes sociales, tales como Facebook, Twitter o Instagram, entre otras, o aplicaciones para teléfonos inteligentes (smartphones).

Palabras clave: Enseñanza, Geología, Patrimonio Geológico, Puntos de Interés Geológico, Nuevas Metodologías.

Abstract: *Preliminary results from this research indicate that teaching strategies raise high interest as a topic they feel concerned with the students from different levels. A remarkable learning strategy is that of so-called Geosites; didactical places through some points being relevant for showing geological elements with clarity and simplicity. In addition, we must mention the existence of new means for the diffusion of the characteristics that make up the natural environment, especially the geological elements, through new technologies. Thus, it is possible to promote geological heritage in a broader social environment through the use of certain social networks such as Facebook, Twitter or Instagram, among others, or applications for smart phones (smartphones).*

Key words: *Education, Geology, Geological Heritage, Geosites, New Methodologies.*

INTRODUCCIÓN

Es evidente que debemos apostar por un cambio didáctico hacia fórmulas de enseñanza más activas y participativas. Máxime en el caso de materias como la Geología, cuyo laboratorio se encuentra en el entorno. Por esta razón, el trabajo de campo es el punto de partida de cualquier investigación geológica.

Además las actividades en el campo son fundamentales para adquirir competencias y conocimientos geológicos. Por un lado, potencia la curiosidad de los estudiantes acerca de los fenómenos y procesos geológicos y por otro les ofrece oportunidades para cuestionar y discutir temas de observación, análisis y razonamiento, es decir, progresar en el proceso de razonamiento científico.

En este trabajo se propone un cambio didáctico profundo, es decir, combinar metodologías de enseñanzas tradicionales y actividades de campo (en nuestro caso Puntos de Interés Geológico) que favorezcan formas de enseñar Geología más activas y participativas. Una propuesta que consiste en plantear rutas y recorridos geológicos que incluyan puntos geológicos de interés con valor educativo y científico.

Toda esta investigación carece de valor si no entendemos que el cambio en el modo de plantear la enseñanza de la Geología debe tener consecuencias en la didáctica que se aplique para su enseñanza. En esta línea nuestro principal objetivo es encontrar fórmulas efectivas de involucrar a los estudiantes y profesores de Ciencias Geológicas en un nuevo enfoque del proceso enseñanza–aprendizaje de la Geología.

Utilizar el estudio del Patrimonio Geológico como eje motivador para la enseñanza de las Ciencias Geológicas puede ser un comienzo. Los estudiantes no solo conocerán la riqueza geológica de la zona donde viven sino que además aprenderán a través de ella y valorarán positivamente su uso *in-situ*, o a través de herramientas on-line (ya sean redes sociales, apps, actividades on-line…).

En general, el estudio del Patrimonio Geológico tiene como objetivo desarrollar cuatro principios: identificar, valorar, conservar y divulgar todos aquellos puntos o lugares que posean un elevado valor geológico. En esta línea la finalidad de este trabajo es poner de manifiesto la riqueza geológica de la provincia de Guadalajara, promoviendo una serie de medidas que no solo influyan en su protección y conservación, sino también en su difusión y divulgación.

CATALOGACIÓN E INVENTARIO DE PIGS

La metodología a seguir en esta propuesta se basará en la búsqueda y resolución de los cuatro objetivos nombrados anteriormente. En esta línea, el punto de partida es la identificación de todos aquellos elementos que pueden ser incluidos en un inventario preliminar. Estos elementos reciben el nombre de Puntos o Lugares de Interés Geológico y se definen como "áreas o zonas que muestran una o varias características consideradas de importancia dentro de la historia geológica de una región natural" (Duque *et al*., 1978; Arana *et al*, 1992).

Esta primera selección tiene como objetivo la realización de un listado de los elementos geológicos más representativos o destacados de la zona de estudio. Se trata de una de las pautas metodológicas que se sigue para la elaboración de este tipo de estudios (Jordá Pardo, 2004). Los criterios que se han empleado para realizar esta selección preliminar se basan fundamentalmente en el interés educativo y/o científico de los elementos a inventariar.

El inventario que se ha llevado a cabo ha requerido una serie de pasos a seguir entre los que destacan el estudio previo de la geología de la zona a través de la revisión de la bibliografía disponible sobre la región e incluso la realización de diversas campañas de campo. Previamente al inicio de la selección de los Puntos de Interés Geológico se delimitó el área de estudio, en función de muy diversos criterios. Aunque en ocasiones esta localización territorial se basa en aspectos como los rasgos semejantes o comunes del medio físico (relieve, vegetación y/o clima) y humano (usos del suelo, hábitat y/o paisaje agrario), en nuestro caso, la delimitación del área de estudio se ha llevado a cabo en base a criterios meramente administrativos, a nivel de provincial.

Desde el punto de vista geológico, esta provincia se asienta sobre tres grandes dominios que le confieren una elevada diversidad geológica (Cuenca del Tajo, Sistema Central y Cordillera Ibérica), lo que permite, además, la presencia de una gran biodiversidad y de destacados elementos paisajísticos. Otro de los pasos previos a la confección del inventario consistió en definir la tipología de los puntos a inventariar. Es imprescindible que este objetivo se concrete antes de proceder a la elaboración del inventario ya que de ello depende su correcta realización. En este trabajo, la naturaleza de los puntos que se desean inventariar se establece a partir de su interés científico y/o educativo y su posible uso como recursos didáctico-divulgativos. También hay que recalcar que en esta propuesta se incluye tanto el patrimonio mueble como el patrimonio inmueble. En cuanto a las dimensiones de los PIGs, no se ha tenido en cuenta una limitación en el tamaño de los mismos, por lo que podrán proponerse elementos concretos de dimensiones reducidas así como zonas o áreas amplias que posean un interés geológico único (véase barrancos o cañones, yacimientos paleontológicos o afloramientos y series estratigráficas, entre otros).

Una vez seleccionada la zona de estudio y resueltos los aspectos previos a esta fase de catalogación, el esquema de trabajo para la realización de esta primera fase del estudio del Patrimonio Geológico de la provincia se completa con una revisión de la bibliografía disponible sobre la geología de la zona. Esta revisión nos permite elaborar un primer listado de aquellos elementos o lugares que presentan características o rasgos geológicos significativos desde diversos puntos de vista: científico, divulgativo y/o socio-cultural.

FIGURA 1. *Punto de Interés Geológico en el entorno natural en el Barranco de la Hoz.*

Por lo tanto esta propuesta constituye el primer Inventario de Puntos de Interés Geológico de la Provincia de Guadalajara. Este tipo de inventario sigue las pautas establecidas para el desarrollo de inventarios de reconocimiento avanzado (según Sharples, 2002) e incluye un total de 111 Puntos de Interés Geológico, que además representan cada una de las disciplinas que componen el estudio de la Geología, como la Paleontología, Estratigrafía, Tectónica, Geomorfología, Mineralogía, Petrología y Vulcanología (Fig. 1). Además, esta selección pretende ser representativa de toda la geología del área de estudio, proponiéndose Puntos de Interés Geológico estructurados en función

de diferentes litologías, edades y disciplinas geológicas.

LOS PIGS DE GUADALAJARA PARA LA ENSEÑANZA DE LAS GEOCIENCIAS

Previamente al análisis de los diferentes recursos didácticos destinados a la difusión de la geología en esta región, se estima necesario conocer las posibles funciones educativas que puede ofrecer el conjunto del Patrimonio Geológico de la provincia de Guadalajara, en base a los distintos niveles educativos contemplados por la ley.

Tomando como punto de partida cualquier nivel educativo en el que nos centremos, podemos afirmar que el contenido geológico dentro de la Educación Obligatoria y del Bachillerato a nivel nacional, permite claramente la difusión general de gran parte de los conocimientos asociados a las Ciencias de la Tierra, aunque esto no significa que en los primeros niveles educativos se realice de manera satisfactoria. De esta manera, podemos afirmar que uno de los mejores entornos naturales que pueden ser empleados como "aulas de la naturaleza" es el de la provincia de Guadalajara.

En base a los contenidos incluidos en el currículo de estas etapas educativas, se pueden llevar a cabo actividades divulgativas en una gran parte de los Puntos de Interés Geológico inventariados en esta investigación. Así, para la divulgación de los diferentes elementos geológicos que conforman el entorno natural de esta región, se proponen las siguientes actividades para el desarrollo divulgativo en la Educación Infantil y Primaria:

- Realización de visitas a centros de interpretación o museos del entorno.
- Realización de actividades de identificación, descripción y clasificación, de determinados elementos geológicos, como fósiles, minerales o rocas.
- Realización de excursiones a determinados entornos naturales de elevado valor paisajístico (Fig. 2); aumentando así la posibilidad de interacción *in situ* de los niños, para facilitar la adquisición de los aprendizajes.

Y en la Educación Secundaria y Bachillerato:

- Salidas de campo destinadas a la identificación de los diferentes tipos de rocas, minerales y fósiles existentes en la zona.
- Observación y reconocimiento de las diferentes formas de relieve de la provincia, como las ciudades encantadas de Tamajón, Hoya del Espino o El Claro; los Relieves ruiniformes de Chequilla, el entorno del Barranco de la Hoz o el Cañón del río Dulce, entre otros.
- Además, uno de los contenidos que aparecen de manera exclusiva dentro del currículo de Bachillerato, es el asociado con los eventos de deformación de las rocas, desarrollándose los conceptos de pliegue y falla. En este caso, en la región pueden visitarse determinados enclaves geológicos en los que es posible observar estos fenómenos, como son el caso del entorno jurásico de Cuevas Labradas, el Hundido de Armallones, el cañón del río Dulce, o los cabalgamientos de las inmediaciones de Tamajón o Almiruete.

FIGURA 2. *Visita al entorno natural de la localidad de Chequilla junto a un grupo de alumnos de Educación Primaria de Guadalajara, realizada en octubre de 2010.*

A partir de los datos mencionados anteriormente se ha llevado a cabo el análisis de las diversas propuestas didáctico-divulgativas existentes en la provincia de Guadalajara. Este conjunto de propuestas constituyen los denominados Georrecursos tradicionales, entre los que destacan:

1. Visitas a los diferentes museos y centros de interpretación presentes en la provincia, tales como los museos de Molina y Atienza, o los centros de interpretación de Corduente, Mandayona o El Cardoso, entre otros…
2. Desarrollo de rutas geológicas (geoturismo), destacando la iniciativa del Geolodía como elemento clave para la promoción del Patrimonio Geológico a nivel nacional.
3. Elaboración de publicaciones, tanto científicas como divulgativas sobre determinados enclaves naturales de la región.
4. Celebración de diversos congresos, reuniones, simposios, etc… centrados en diversos aspectos geológicos, en alguno de los municipios de la provincia, y abiertos a los docentes en activo y al público en general.

Dentro de las acciones relacionadas con el geoturismo, hay que resaltar la presencia de numerosas infraestructuras que permiten llevar a cabo interesantes rutas geológicas, en las que es posible contemplar diversas placas o paneles explicativos, que facilitan en gran medida la comprensión de los aspectos y características geológicas pueden observarse en dichos recorridos. Gran parte de estas infraestructuras se

encuentran situadas en las diferentes rutas que conforman las Geo-Rutas del Alto Tajo (Carcavilla *et al*, 2008), pero existen otro grupo de elementos informativos ubicados en localizaciones como los miradores de Félix Rodríguez de la Fuente (Fig. 3), o de Trijueque, los Monumentos Naturales de Sierra de Pela y Laguna de Somolinos, o de Tetas de Viana, o la Microrreserva de los Cerros Volcánicos de La Miñosa.

FIGURA 3. *Anticlinal generado sobre los materiales jurásicos, observado desde el mirador de Félix Rodríguez de la Fuente, en las inmediaciones de la localidad de Pelegrina, dentro del Parque Natural del Barranco del Río Dulce.*

Dada la importancia de este tipo de infraestructuras de cara a la difusión del Patrimonio Geológico de la región, se propone la elaboración de una serie de acciones que permitan la divulgación *in situ* de determinados elementos geológicos presentes en determinados Puntos de Interés Geológico del Parque Natural de la Sierra Norte, tales como la Ciudad Encantada de Tamajón, los cabalgamientos alpinos de Tamajón o Almiruete, el pico del Ocejón y las Chorreras de Despeñalagua, entre otros.

Además, en base a las acciones anteriormente citadas, se contempla necesaria la adquisición de nuevas fórmulas que permitan llegar a un público más amplio. En una sociedad en la que se prima la modernización y adecuación de los métodos tradicionales de divulgación, es relativamente reciente la difusión del Patrimonio Geológico a través de distintas redes sociales como Instagram, Facebook (a través de la creación de grupos específicos o comunidades) o Twitter. Estas plataformas digitales suponen un novedoso método para promover el conocimiento del Patrimonio Geológico de una región, suponiendo un claro aliado para los métodos tradicionales de divulgación de la Geología. Además, no hay que olvidar el creciente número de aplicaciones móviles que permiten acercar el Patrimonio Geológico a jóvenes y adultos.

CONCLUSIONES

Esta iniciativa pretende mejorar los conocimientos geológicos de los estudiantes, en todos los niveles educativos, y apuesta por una alfabetización geológica elemental para que los jóvenes sean capaces de comprender y transmitir los conceptos fundamentales que controlan la dinámica de la Tierra y tomar decisiones responsables sobre la Tierra como un sistema global. Asimismo trata de proporcionar herramientas para ayudar a superar el rechazo que ciertos profesores y estudiantes de Ciencias sienten hacia la Geología, acercando el conocimiento de la misma a cada uno a través de acciones cercanas.

Por otra parte, no se puede obviar el hecho de que el acondicionamiento y la accesibilidad de los Puntos de Interés incrementa de un modo directo su riesgo de destrucción y expolio por coleccionistas, comerciantes, o visitantes sin escrúpulos, haciendo necesario que las medidas de acondicionamiento y adecuación didáctica y turística vayan acompañadas de las correspondientes medidas de protección y mantenimiento. Estos aspectos resultan cruciales para la protección del patrimonio geológico y la Geoconservación. La educación es la clave para un futuro sostenible y como sabemos el futuro está en las manos de los niños y por lo tanto el futuro de Ciencias de la Tierra está en sus manos también.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del Proyecto Ministerio de Economía y Competitividad nº CGL2015-69805-P y del Grupo de innovación docente: UAH-GI15-77 “Competencias en red”. También ha recibido el apoyo del proyecto de la UAH: UAH/EV783 y del Grupo de Investigación CCEE2008/R02 (UAH: Enseñanza de las Ciencias de la Tierra).

REFERENCIAS

Arana, R., Rodríguez Estrella, T., Manchego, M.A y Ortíz, R. (1992): *Lugares de interés geológico de la Región de Murcia,* A.R.M.A.N, Murcia, 219 p.

Carcavilla, L., Ruiz, R. y Rodríguez, E. (2008): *Guía Geológica del Parque Natural del Alto Tajo.* Ed: Junta de Comunidades de Castilla – La Mancha. 267 p.

Duque, L. C., Murcia, V., Abril, J., García Salinas, F. y Elízaga, E. (1978): *Proyecto previo de puntos de interés geológico*. IGME (inédito).

Jordá Pardo, J.F. (2004): El patrimonio geológico de la provincia de Zamora: inventario preliminar de lugares de interés geológico. *Geogaceta,* 6 (4): 119-122.

Sharples, C. (2002): *Concepts and principles of geoconservation*. Tasmanian Parks & Wildlife Service website (Version 3), 79 p.

Proyecto MOW. Mediterranean Outflow Water

MOW Proyect. Mediterranean Outflow Water

F. J. Morales Manzanos[1] y I. Palomo Lozano[2]

1 Dpto. Biología-Geología, Escuelas Francesas, S.A.L., C/ Almendralejo, 18 - 41019 Sevilla. javier.morales@andaluciajunta.es
2 Dpto. Matemáticas, Escuelas Francesas, S.A.L., C/ Almendralejo, 18 - 41019 Sevilla. inmapalomo@escuelasfrancesas.es

Resumen: presentamos una experiencia educativa interdisciplinar dirigida a distintos niveles (1º de bachillerato, 3º-4º de E.S.O. y 3º-4º de E.P.O.). Un aspecto del proyecto es la investigación que relaciona las surgencias de agua profunda en la zona de estudio con la Mediterranean Outflow Water (MOW) mediante su caracterización geoquímica (temperatura, salinidad, SiO2, nitrógeno total, PO43-, alcalinidad, O2, contenido en carbono inorgánico) y biológica (asociaciones de foraminíferos bentónicos). Por otro lado, desarrollamos modelizaciones que permiten comprender mejor la dinámica oceánica. La realización de una serie de prácticas de campo en el medio estudiado y las visitas a centros de investigación, contribuyen a un mejor conocimiento e implicación del alumnado en el proyecto. El aspecto social y divulgativo se trabaja a través de la participación en eventos de divulgación científica, donde se potencia la faceta de comunicación al mismo tiempo que se desarrollan actitudes respetuosas con el medio litoral.

Palabras clave: Mediterranean Outflow Water, modelización dinámica oceánica, aprendizaje basado en proyectos, aprendizaje colaborativo, foraminíferos bentónicos.

***Abstract**: we present an interdisciplinary educational experience aimed at different levels (BACH.1, E.S.O. 3-4 and E.P.O. 3-4). In this project, we propose to relate these upwelling to the Mediterranean Outflow Water (MOW). This is achieved through a geochemical characterization (temperature, salinity, SiO2, total nitrogen, PO43, alkalinity, O2, and total inorganic carbon content) and a biological characterization (associations of benthic foraminifera). On the other hand, we develop different models that enable a better understanding of several aspects of ocean dynamics. A series of field experiments on the medium under study and visits to research centers contribute to a better understanding and involvement of students in the project. Diffusion and social aspects represent another pillar of this project. Participation in popular science events leverages scientific communication while respectful attitudes with the coastal environment are developed.*

***Key words:** Mediterranean Outflow Water, ocean dynamics modeling, project based learning, collaborative learning, benthic foraminifera.*

¿ENSEÑAR O HACER CIENCIA?: ALUMNOS INVESTIGADORES

No queremos enseñar ciencia, queremos que el alumnado haga ciencia. Es el planteamiento del que partimos con este proyecto. Si observamos las temperaturas de superficie al norte del mar de Alborán, (http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2008/10/Mediterranean_sea_surface_temperature) podemos apreciar que la temperatura del agua en esa zona es entre 1,5o y 2oC inferior a zonas adyacentes de la misma latitud. Por otra parte, son abundantes las citas de surgencias de aguas profundas en la zona (Villalobos-Roca et al., 1989; Cebrián y Ballesteros, 2004). Con estos datos, proponemos relacionar los afloramientos de aguas profundas con las características de las aguas litorales en la Punta de la Mona, en las inmediaciones del Parque Natural de Maro-Cerro Gordo en Málaga-Granada (Fig. 1).

Para que el alumnado comprenda de una forma atractiva los principios que gobiernan la circulación oceánica, desarrollamos una serie de modelizaciones con materiales simples. A partir de muestras de sedimento y agua recogidas a distintas profundidades (-10m, -30 m y -40 m) analizamos las asociaciones de foraminíferos y el contenido en nutrientes del agua para establecer la influencia del upwelling en el litoral.

FIGURA 1. *Situación del área de estudio (Punta de la Mona, La Herradura, Granada).*

Objetivos

Nos proponemos aplicar una metodología científica de investigación, para que el alumnado aprenda ciencia haciendo ciencia; desarrollar experiencias y modelizaciones que permitan comprender mejor la dinámica oceánica y su influencia en el funcionamiento actual del planeta; constatar el afloramiento de aguas profundas en zonas someras del litoral de Málaga-Granada y relacionar esta masa de agua con la MOW; potenciar el interés y el amor por la ciencia y en especial por la Geología. Todos estos objetivos se orientan a potenciar la adquisición de competencias clave en el alumnado.

Recursos

El proyecto no ha contado con financiación expresa para su desarrollo. Todas las experiencias se realizan con instrumental de laboratorio disponible en centros de secundaria o de fácil adquisición. Las prácticas de campo han sido financiadas parcialmente por sorteos que el alumnado ha realizado.

La toma de muestras de agua y sedimento la realizó BUCEONATURA (La Herradura, Granada) y C. Cano, Trabajos Subacuáticos de Sevilla; las muestras de agua las analizó INERCO, Ingeniería, Tecnología y Consultoría, S.A., todos ellos de forma desinteresada y gratuita. El tratamiento de sedimento, cálculos, modelizaciones, etc. se llevaron a cabo en el laboratorio de Biología-Geología y Laboratorio de Matemáticas del Centro.

Metodología

Es un proyecto de innovación educativa que incorpora una metodología propia del aprendizaje basado en proyectos (ABP) potenciando aspectos de investigación. La metodología es participativa y colaborativa donde el alumnado desarrolla el trabajo desde la investigación previa hasta el establecimiento de conclusiones. Proponemos un acercamiento diferente a la Ciencia, haciendo que el alumnado experimente, trabaje, reflexione, sintetice e innove, en una metodología más próxima al quehacer científico que la exclusiva transmisión magistral de conocimiento.

El proyecto, de carácter voluntario, presenta dos ramas, dirigidas a diferentes grupos, en función de su formación e intereses. Por un lado, el alumnado de bachillerato de las materias Biología y Geología y Matemáticas desarrolla una investigación centrada en asociaciones de foraminíferos e interpretación de análisis químicos de muestras de agua, utilizando e integrando diversos procedimientos estadísticos, geoquímicos, micropaleontológicos y sedimentológicos.

Por otro lado, el alumnado de 3º y 4º de E.S.O., trabaja, en las materias Biología y Geología y Física y Química, la modelización de principios y procesos de circulación oceánica. Algunos aspectos consecuencia de esta dinámica (formación de sebkhas o crisis de salinidad Messiniense) han sido también tratadas y modelizadas con alumnado de 3º y 4ª de E.P.O.

Por último, el alumnado ha presentado los resultados en diferentes foros: Museo Nacional de Ciencias Naturales, Feria de la Ciencia de Sevilla, Parque de las Ciencias de Granada y cicCartuja de Sevilla. La realización de prácticas de campo en el medio estudiado completa el desarrollo del proyecto (Fig. 2).

FIGURA 2. *Dentro de la programación de la Semana de la Ciencia en Andalucía 2014 del Parque de las Ciencias de Granada, alumnos de E.P.O. presentan junto con sus compañeros de bachillerato el "Proyecto MOW". (Investigación en el Aula - Parque de las Ciencias, Granada. 14-11-2014).*

MODELIZACIÓN DE PROCESOS DE CIRCULACIÓN OCEÁNICA

Algunas de las modelizaciones realizadas son:

Circulación termohalina

En un dispositivo consistente en dos tubos verticales transparentes conectados por dos horizontales, añadimos agua fría y caliente teñida con colorante. Al cabo de pocos segundos se establece una circulación donde el agua caliente sale en una dirección por el tubo superior (representando el agua atlántica que entra en el Mediterráneo) y la fría sale por el inferior en sentido contrario (representaría la MOW) hasta alcanzar el equilibrio térmico. Si teñimos el agua fría con permanganato potásico, incrementamos su salinidad acelerando la velocidad del proceso (Fig. 3).

Estratificación de masas de agua por salinidad y temperatura

En el océano las masas de agua se diferencian por sus propiedades físico-químicas, especialmente temperatura y salinidad, que impiden su mezcla a excepción de delgadas capas en la zona de contacto entre ambas. Cuando se disponen masas de agua cálida y salada sobre agua fría y dulce, filamentos de la superior se hunden mientras ascienden de la inferior, generándose dos capas separadas por una delgada capa intermedia. Como el equilibrio térmico se alcanza antes

que el químico, masas de diferentes salinidades pueden moverse respecto a otras sin mezclarse.

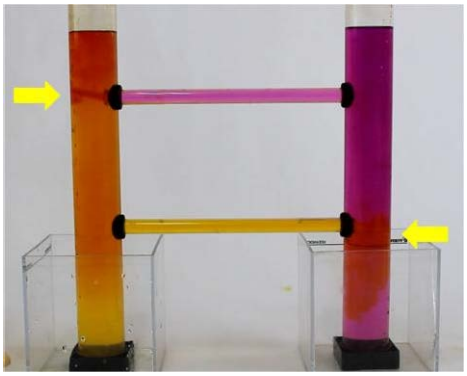


FIGURA 3. *Dispositivo de circulación termohalina. Puede observarse el movimiento de agua saliendo hacia la izquierda en la zona superior (caliente) y hacia la derecha en la inferior (fría) y la estratificación que se produce en los tubos horizontales.*

En la modelización colocamos en una probeta agua fría sobre la que disponemos una delgada capa de agua caliente teñida con permanganato potásico (que realiza las funciones de sal y colorante). Inmediatamente comienza a producirse el proceso, que continúa hasta que se alcanza el equilibrio térmico. Si utilizamos un recipiente suficientemente alto, puede observarse una estratificación en tres capas: superior cálida y salina, inferior fría y de menor salinidad y una capa intermedia producida por la mezcla de aguas (interdigitaciones) de las capas superior e inferior.

Corrientes oceánicas profundas

En el extremo de un acuario con agua caliente introducimos, con una pipeta sobre una rampa, agua fría teñida con permanganato potásico, que confiere al agua mayor densidad y permite visualizar el proceso. El agua fría y densa se desliza hacia el fondo sin que se produzca mezcla entre ambas.

RESULTADOS

Foraminíferos

Los diferentes microhábitats (epifaunales o infaunales) en que viven los foraminíferos influyen y se reflejan en la morfología de su concha, permitiendo relacionar las asociaciones con los parámetros del medio (Corliss y Chen, 1988; Corliss y Fois, 1991). El empleo de foraminíferos como recurso educativo es amplio (Calonge *et al*., 2001; Caracuel *et al*., 2004; Corbí *et al*., 2012).

El tratamiento de la muestra se ha realizado con las técnicas habituales. Los ejemplares se han determinado según criterios de Loeblich y Tappan (1988). Para su determinación, además de bibliografía, puede consultarse www.eol.com y www.foraminifera.eu.

Tafonómicamente la muestra no aparece muy afectada por abrasión y/o disolución, con individuos de distintos tamaños. Asumimos que corresponde a una asociación in situ. Se separan para su determinación 200 individuos de cada muestra.

Las asociaciones de foraminíferos son típicamente litorales (dominadas por *Elphidium*, *Ammonia* y *Quinqueloculina*), propias de fondos arenosos y/o fangosos con abundante vegetación, aguas frías y medios energéticos con esporádico aporte de agua dulce. La aparición ocasional de especies propias de ambientes profundos (*Cibicides*, *Cancris*, *Melonis*, *Oridorsalis* y *Planulina*) no modifica la interpretación de la asociación ni condiciona la misma. Ecológicamente las especies identificadas están en consonancia con el medio del que proceden. El coeficiente de similitud de Jaccard refleja disimilitud entre A-10 y el resto, mientras que A-30 y A-40 son semejantes (IJ=0.92). El índice de Williams (a=3-4), la distribución de Subórdenes (dominio de Rotaliina y caparazón hialino), la proporción planctónicos/bentónicos (30%-70%) y el dominio de infaunales (planispirales redondeados), indican medios infralitorales o de plataforma interna.

Geoquímica: nutrientes

En el diagrama T/S para el Estrecho de Gibraltar (Lacombe, 1971) se caracterizan tres masas de agua, que se corresponden con las principales identificadas en el Estrecho. Si proyectamos nuestros datos en el diagrama, por la profundidad a la que se han tomado (-10, -30 y -40 m), deben situarse en los puntos verdes, mientras que por salinidad y temperatura (37,1-37,3 PSU y 14-15ºC) lo hacen en los puntos rojos, cerca de la zona donde se representa la MOW (Fig. 4).

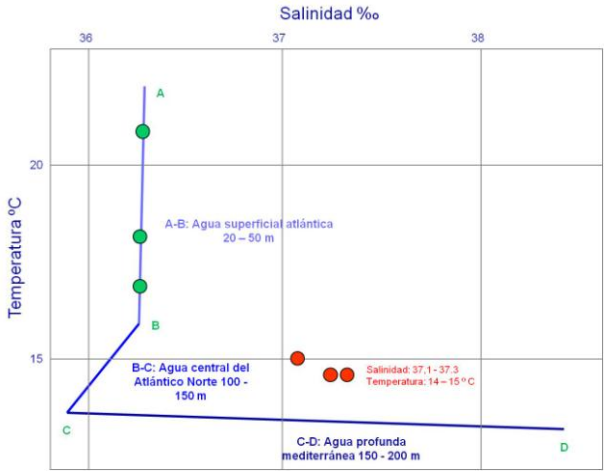


FIGURA 4. *Diagrama T/S para el Estrecho de Gibraltar. Si proyectamos nuestras muestras según la profundidad a la que fueron recogidas, deberían representarse en los puntos verdes. Sin embargo, al representarlas por sus características de salinidad y temperatura, quedan proyectadas en los puntos rojos, cerca de las características propias de la MOW (Modificado de: Lacombe, 1971).*

Comparando valores de salinidad de nuestras muestras con los publicados para diferentes masas de agua (Álvarez y Álvarez-Salgado, 2009) (Tabla I), observamos que están en concordancia con los

característicos de MOW. La temperatura es sensiblemente menor que la registrado en superficie para otras zonas del Mediterráneo.

	A-10	A-30	A-40	MMW	ENACWT	ENACWP	H	AA	MW	LSW	LDW	ISOW
Salinidad (PSU)	37,1	37,2	37,3	37	36,1	35,23	35,66	35	36,5	34,89	34,88	34,96
Nitrógeno total (µmolN/Kg)	15	11	11	0,23	2,12	9,58	6,28	12,4	5,16	12,03	12,94	9,26
Alcalinidad (µmolCO_3Ca/Kg)	1280	1280	1270	2418	2363	2320	2338	2320	2411	2301	2360	2290
Ortofosfatos (µmolPO_4/Kg)	<0.2	<0.2	<0.2	0,01	0,15	0,73	0,39	0,96	0,31	0,91	1,02	0,85
Carbono inorgánico (µmolC/Kg)	2258	2275	2308	2103	2096	2112	2107	2092	2151	2118	2147	2099
Silice (µmolSiO_2/Kg)	4,3	5	5	0,39	2,24	10,33	3,98	24,9	8,62	9,85	49,85	11,12
Temperatura (ºC)	15	14	14	20	15,3	8,3	12,2	7,5	11,74	3,4	1,92	1,93
	Muestreo			aguas superficiales			aguas intermedias				aguas polares	

TABLA I. *Resultado de los análisis de las muestras de agua tomadas a -10m (A-10, de control), -30 m y -40 m. Métodos de Análisis: Salinidad: SM 2510 B; Nitrógeno Total: Analizador automático por pirólisis oxidativa con detección por quimioluminiscencia; Ortofosfatos: UNE EN ISO 6878:2005; Carbono Inorgánico: UNE-EN 1484:1998; Sílice: Espectrofotometría UV con Molibdato Amónico. MMW: agua modal de Madeira - ENACWT: agua central del este del Atlántico norte subtropical - ENACWP: agua central del este del Atlántico norte subpolar - H: límite inferior de ENACWp y superior de ENACWt - AA: agua intermedia antártica diluida - MW: agua mediterránea - LSW: agua del mar de Labrador - LDW: agua profunda - ISOW: agua del desbordamiento de Islandia-Escocia. Valores característicos para diferentes masas de agua extraídos de Álvarez y Álvarez-Salgado (2009).*

Los valores extraordinariamente altos de carbono inorgánico pueden asociarse a un elevado aporte de nutrientes por upwelling. Esto induce una alta productividad que favorece la reproducción de organismos con concha carbonatada (bivalvos, gasterópodos, corales, foraminíferos, etc.) haciendo disminuir la cantidad de carbonatos (medidos por la alcalinidad total) en el medio.

En nuestra zona de estudio se aprecia una concentración mayor de N total (11-15 frente a 5,6 µmol/Kg). Los valores tomados a -10 m (15 µmol/Kg) contrastan con los registrados a -30 y -40 m (11 µmol/Kg), pudiendo estimarse la diferencia entre ambos (4 µmol/Kg) como procedentes de fuentes superficiales (NH_4^+) y el resto de zonas profundas, lo que puede evidenciar un aporte extra de nutrientes por upwelling. Las cantidades de P (factor limitante) y Si, relativamente bajas en relación a otros parámetros, pueden explicarse por el elevado consumo de los mismos en una zona de alta productividad, teniendo en cuenta que el aporte continental de Si en el zona es escaso debido a la naturaleza fundamentalmente calcárea de los relieves y a la ausencia de grandes aportes fluviales.

CONCLUSIONES

Las asociaciones de foraminíferos corresponden a aguas litorales. Sin embargo, con la prudencia que la escasez de muestras impone, podemos afirmar que el alto contenido en nutrientes (C inorgánico y N total) y la escasez de carbonatos pueden ser indicadores de zonas de alta productividad. Los valores de temperatura y salinidad tomados sitúan las muestras en el diagrama T/S cerca de las características de la MOW. La modelización de procesos de dinámica oceánica facilita la comprensión de la misma por el alumnado.

Respecto a la metodología, el trabajo colaborativo entre distintos niveles potencia la implicación del alumnado en su proceso de aprendizaje, asegura la consecución de los objetivos y constituye un elemento motivador y de éxito en el desarrollo de la experiencia. El conocimiento del medio litoral a través de las actividades realizadas fomenta el respeto y la concienciación social en relación con su conservación.

AGRADECIMIENTOS

Este proyecto ha recibido el Primer Premio en el certamen internacional Ciencia en Acción 2015 en la modalidad Laboratorio de Geología.

REFERENCIAS

Álvarez, M. y Álvarez-Salgado, X.A. (2009): Chemical tracer transport in the eastern boundary current system of the North Atlantic. *Ciencias Marinas*, 35(2): 123–139.

Corliss, B.H. y Fois, E. (1991): Morphotype analysis of deep sea benthic foraminifera from the north-west Atlantic ocean. *Marine Micropaleontology*, 17:195-236.

Calonge, A., Caus, E. y García, J. (2001): Los foraminíferos: presente y pasado. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 9.2: 144-150.

Caracuel, J.E., Corbí, H., Pina, J.A. y Soria, J.M. (2004): Geología en la costa: Técnicas de análisis de sedimentos en interpretación de ambientes sedimentarios. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 12.1: 77-82.

Cebrián, E. y Ballesteros, E. (2004): Zonation patterns of benthic communities in an upwelling area from the western Medierranean (La Herradura, Alboran Sea). *Scientia Marina*, 68, 1: 69-84.

Corbí, H., Giannetti, A., Baeza-Carratalá, J.F. y Falces Delgado, S. (2012): Los microfósiles y la Crisis de Salinidad del Mediterráneo como recurso didáctico en Ciencias de la Tierra. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 20.3: 249-261.

Corliss, B. y Chen, C. (1988): Morphotype patterns of Norwegian sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology*, 16: 716-719.

Lacombe, H. (1971): Le Détroit de Gibraltar. Océanographie physique. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 222: 111-146.

Loeblich, A.R. y Tappan, H. (1988): *Foraminiferal Gentionera and their Classification*. Van Nostrand Reinhold Co., N.Y., 970 p.

Villalobos-Roca, J.A., Villanueva Guimerans, P. y Ruiz-Cañavate, A. (1989): Manifestación de un afloramiento en el sector SE del mar de Alborán. *Scientia Marina*, 53(1): 59-65.

La revista de Enseñanza de las Ciencias de la Tierra: 25 años al servicio del profesorado

Thejournal"Enseñanza de las Ciencias de la Tierra": 25 years responding to teachers' needs

E. Pedrinaci[1], P. Alfaro[2], J. Bach[3], D. Brusi[4], E. Fernández[5], I. Fuertes[6], C. Gil[7], J.G. Morcillo[8] y J. Vegas[9]

1 I.E.S. El Majuelo, Gines, Sevilla.
2 Dpto. Ciencias Tierra y Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante 03080 Alicante. pedro.alfaro@ua.es
3 Dpto. de Geologia. Facultat de Ciències, UniversitatAutònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra. joan.bach@uab.cat
4Dep. deCiènciesAmbientals, Edifici de Ciències, Universitat de Girona 17071 Girona. david.brusi@udg.edu
5 Dpto. Geografía y Geología, Facultad de Ciencias Biológicas y Ambientales, Universidad de León 24007 León. e.fernandez@unileon.es
6I.E.S. Ribera de Castilla, Valladolid. ifueg@unileon.es
7I.E.S. Berenguer Dalmau, Catarroja, Valencia. congilsor@gmail.com
8 Dpto. Didáctica Ciencias Experimentales. Facultad Educación, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. jgmorci@ucm.es
9 Instituto Geológico y Minero de España, IGME, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. j.vegas@igme.es

Resumen: La revistaEnseñanza de las Ciencias de la Tierra (ECT) cumple ahora 25 años de existencia. Durante este tiempo su objetivo central ha sido atender a las demandas del profesorado que enseña geología en cualquiera de los niveles educativos, muy especialmente al profesorado de secundaria y al universitario que trabaja con profesores en formación. Como todas las revistas de didáctica, se ha visto en la disyuntiva de condicionar su línea de publicación a las exigencias derivadas de los indicadores que permiten aumentar su índice de impacto o atender a las necesidades del profesorado, fuesen o no coincidentescon las anteriores. La opción de ECT ha sido clara. Así, sus decisiones acerca de los contenidos que deberían ocupar la revista, su modo de tratarlos y la estructura consiguiente ha sido sensible a las necesidades manifestadas por el profesorado que, básicamente, pueden agruparse en tres categorías que responden, respectivamente, a las cuestiones qué geología enseñar, cómo enseñarla, y qué recursos pueden ayudar en esta tarea.La implantación que ECT ha conseguido en los países latinos y latinoamericanos, el número de consultas registradas en el repositorio RACO, así como el número de artículos descargados evidencian la utilidad e influencia que ha adquirido.

Palabras clave: Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, enseñanza de la Geología, revistas de didáctica.

Abstract: *The journal "Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (ECT)" (Teaching Earth Sciences) came into existence 25 years ago. During this time, its main purpose has been to respond to the demands of geology teachers at all education levels, but having in mind, above all, the secondary school and university teachers working with trainee teachers. Like all didactics journals, it has had to make a choice: either adapt its style to the requirements derived from indicators that lead to a good placement in the databases, or cater for the needs of the teachers, whether or not these needs agree with the former. ECT's option has been clear-cut. The decisions concerning the contents included in the magazine, the way of dealing with them and the corresponding structure have been tailored to the teachers' needs, which can be grouped into three categories: what geology should be taught, how should it be taught, what resources can be helpful for this task. The success that ECT has achieved in Latin and Latin American countries, the number of queries registered in the repository RACO, as well as the number of downloaded articles provide evidence of how useful and influential it has become.*

Key words: *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, Geologyteaching, didacticjournals.*

LOS ORÍGENES DE LA REVISTA

En septiembre de 1992 se publicaba el número cero de Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (ECT); era apenas un cuadernillo de 60 páginas, editado por Francisco Anguita (Fig. 1). La revista había nacido por iniciativa de la, entonces jovencísima, Asociación para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (AEPECT). Su objetivo inicial era dar continuidad a los Simposios sobre Enseñanza de la Geología que, desde 1980 y con carácter bianual, venían celebrándose. Se pretendía que las ideas, experiencias y propuestas didácticas no tuviesen que esperar a los Simposios para poder ser presentadas. Sus destinatarios, como ocurría con los Simposios, eran los profesores de los tres niveles educativos (universidad, educación secundaria y educación primaria).

La intención era sacar tres números al año. Sin embargo, la revista no solo carecía de la más mínima infraestructura sino que ni siquiera tenía un editor estable. Con todo, se inició una edición rotatoriaque

llevó de Madrid a Córdoba, de ahí a Zaragoza y de esta a Girona, con Consejo de Redacción cambiante pero ya con un Consejo Asesor que aparecía en la primera página del nº 1.Para su segundo año, ECTestableció una sede de edición permanente en la Universidad de Girona y David Brusi asumió la responsabilidad editorial hasta finales de 2014. Desde aquel lejano 1992, han transcurrido 24 años y,aunque no siempre con la puntualidad deseada, ninguno de los tres números anuales ha faltado a su cita.

FIGURA 1. *Portadas del número cero y del último número publicado (23.3) de Enseñanza de las Ciencias de la Tierra.*

UNA REVISTA ÚTIL

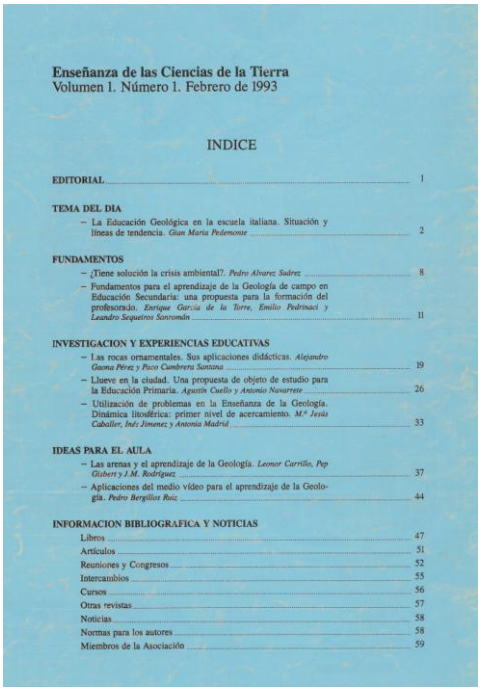
Desde el comienzo el objetivo fue hacer una revista que resultase útil al profesorado pero, ¿existía ya esa revista? y, en caso contrario, ¿qué características debía tener?

En aquel momento, 1992, en nuestro país solo había una revista dedicada a la didáctica de las ciencias, Enseñanza de las Ciencias (Alambique saldría dos años más tarde y Eureka no aparece hasta 2004), pero estaba centrada en trabajos de investigación, dejando sin atención otras necesidades del profesorado. Y, en cualquier caso, era una revista en la que rara vez aparecían artículos relacionados con la enseñanza de la Geología. En formato digital aparece en 2003 la Revista Electrónica de Enseñanza de las Ciencias. El Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural incluyó una sección "Aula, Museos y Colecciones". En el panorama internacional había dos referentes claros, la americana Journal of Geological Education, publicada por NationalAssociation of GeologyTeachers, y la británica, más modesta,TeachingEarthSciences, publicada por EarthScienceTeachers`Association. No existía ninguna revista sobre esta temática editada en los países latinos ni latinoamericanos.

Esta circunstancia subrayaba la necesidad de una revista más cercana en la que el profesorado pudiera escribir y leer sus investigaciones, experiencias y propuestas en el idioma en que habían sido realizadas y en un contexto educativo más próximo.Pero, sobre todo, una revista que atendiera a las demandas del profesorado, loque implicaba abordar cuestiones relacionadas con: a) la Geología que debe enseñarse, por tanto, tendrían que incluirse trabajos sobre los contenidos geológicos que figuran en los curricula y su actualización científica; b) cómo debe enseñarse esa Geología, por tanto habría que dar entrada a propuestas didácticas, experiencias de aula e investigaciones relacionadas con la enseñanza de la disciplina; y c) debía proporcionar recursos, materiales didácticos e informaciones sobre publicaciones, jornadas y encuentros.

ESTRUCTURA DE LA REVISTA

Si bien en el primer año se definió su estructura (Fig. 2), a lo largo de sus casi 25 años de existencia, las demandas del profesorado y la necesidad de adaptarse a la disponibilidad de trabajos originales y de calidad, ha aconsejado que, como norma general, dos de los números que se editan cada año sean monográficos, mientras que el tercero tenga una temática abierta. En consecuencia, se ha adoptado una estructura flexible, susceptible de adaptarse a la diversidad de contenidos abordados.


Enseñanza de las Ciencias de la Tierra
Volumen 1. Número 1. Febrero de 1993

INDICE

EDITORIAL ... 1
TEMA DEL DIA
– La Educación Geológica en la escuela italiana. Situación y líneas de tendencia. *Gian Maria Pedemonte* ... 2
FUNDAMENTOS
– ¿Tiene solución la crisis ambiental?. *Pedro Alvarez Suárez* ... 8
– Fundamentos para el aprendizaje de la Geología de campo en Educación Secundaria: una propuesta para la formación del profesorado. *Enrique García de la Torre, Emilio Pedrinaci y Leandro Sequeiros Sanromán* ... 11
INVESTIGACION Y EXPERIENCIAS EDUCATIVAS
– Las rocas ornamentales. Sus aplicaciones didácticas. *Alejandro Guoma Pérez y Paco Cambrero Santana* ... 19
– Llueve en la ciudad. Una propuesta de objeto de estudio para la Educación Primaria. *Agustín Cuello y Antonio Navarrete* ... 26
– Utilización de problemas en la Enseñanza de la Geología. Dinámica litosférica: primer nivel de acercamiento. *Mª Jesús Caballer, Inés Jimenez y Antonia Madrid* ... 33
IDEAS PARA EL AULA
– Las arenas y el aprendizaje de la Geología. *Leonor Carrillo, Pep Gisbert y J.M. Rodríguez* ... 37
– Aplicaciones del medio vídeo para el aprendizaje de la Geología. *Pedro Bergillos Ruiz* ... 44
INFORMACION BIBLIOGRAFICA Y NOTICIAS
Libros ... 47
Artículos ... 51
Reuniones y Congresos ... 52
Intercambios ... 55
Cursos ... 56
Otras revistas ... 57
Noticias ... 58
Normas para los autores ... 58
Miembros de la Asociación ... 59

FIGURA 2. *Contraportada del número cero con la estructura de la revista en 1992.*

Así, los artículos originales sobre los contenidos disciplinares y su actualización científica forman parte esencial de los números monográficos. Mientras que los trabajos de experiencias, investigaciones didácticas e ideas y propuestas para el aula están presentes tanto en los monográficos como en los números ordinarios.

La tabla I recoge el listado de los 27 monográficos editados por ECT hasta la fecha. En ellos puede verse que, junto a temáticas disciplinares como el riesgo

volcánico, el relieve o los glaciares, hay tres que recogen otras tantas obras clave de la historia de la Geología: el *Pródromo* de Nicolás Steno (Fig. 3), que incluye la primera, y hasta el momento única, versión castellana de la obra que para muchos historiadores de la ciencia marca el nacimiento de la Geología como ciencia; el segundo recoge la *Teoría de la Tierra* de James Hutton; y el tercero incluye *El origen de los continentes y los océanos*, de Alfred Wegener.

2016	24.1	El Karst
2015	23.2	Nuevas Tendencias en Estratigrafía
	23.1	Peligros volcánicos
2014	22.1	Patrimonio geológico
2013	21.3	Meteoritos
	21.2	¿Qué Geología enseñar?
2012	20.1	Alfred Wegener: 100 años Teoría Deriva Cont.
2011	19.3	Terremotos
	19.1	Actividades de campo
2010	18.1	Tierra y Vida
2009	17.3	Riesgos geológicos Externos
	17.2	Geología y Cambio Climático
2008	16.3	Recursos Geológicos
2007	15.3	Las Aguas Subterráneas
	15.2	El Relieve
2005	13.3	Los Glaciares
	13.1	Tsunami
2004	12.2	La Teoría de la Tierra de James Hutton
2003	11.3	Ciencias Planetarias
2002	10.3	El Pródromo de Nicolás Steno
2001	9.2	Los fósiles
2000	8.3	Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente (II)
1999	7.3	Los volcanes
1998	6.1	Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente (I)
1997	5.2	El trabajo de laboratorio en Geología
1996	4.3	Nomenclatura y terminología en C. Tierra
	4.1	Epistemología e Historia de la Geología
1995	3.2	La Geología y las Ciencias del Espacio

TABLA I. *Monográficos publicados por ECT a los que se sumarán en los próximos años coleccionesde artículos sobre Cuaternario, Magnetismo Terrestre, Minerales o Tectónica de Placas.*

FIGURA 3. *Portada del monográfico dedicado a Steno y el Pródromo (izquierda), y la del número 19.3 sobre Terremotos.*

Mención especial merece el monográfico *¿Qué Geología enseñar?*Se centra en la propuesta de lo que debería saber todo ciudadano acerca del planeta en que habita, elaborada entre 2011 y 2012 por la práctica totalidad de las Sociedades Científicas y Organizaciones españolas relacionadas con la Geología y su enseñanza. Propuesta quelleva el sugerente título *Alfabetización en Ciencias de la Tierra*.

SECCIONES DE ECT

Dos secciones se han sumado en los últimos años alesquema general: *LA GEOLOGÍA ES NOTICIA* y *CUADERNO DE ACTIVIDADES.*

LA GEOLOGÍA ES NOTICIA comenzó a aparecer en 2010 y, desde el primer momento, ha gozado de un notable éxito. Incluye trabajos breves en los que se presentan sucesos recientes que aparecen en los medios de comunicación o descubrimientos que, atendiendo al lema del Año Internacional del Planeta Tierra, *Ciencias de la Tierra para la Sociedad* (Calvo, 2006), ayudan a conectar en el aula de manera más atractiva y funcional lostemas curriculares con acontecimientos geológicos de plena actualidad. Por esta sección han pasadoya 43 noticias, por ejemplo, la erupción del Eyjafjalla que tuvo en jaque a media Europa, el juicio a sismólogos italianos por no predecir ¿? el terremoto de L'Aquila (Fig. 4), el terremoto de Lorca de 2011, la crisis sísmica de El Hierro relatada casi en tiempo real cuando aún no se había producido la erupción, la aportación de la investigación geológica a la solución de un crimen, los lagos subglaciares de la Antártida, las crecidas del sureste de España, las espectaculares grietas aparecidas en Puerto Lumbreras, el superbólido de Cheliábinsk de 2013 y el peligro de impacto de asteroides, el record de profundidad de una perforación en mar abierto alcanzado en diciembre de 2014, o la erupción del Villarrica de 2015, por citar algunos ejemplos.

FIGURA 4. *Primera carátula de LA GEOLOGÍA ES NOTICIA*

En cuanto a la sección *CUADERNO DE ACTIVIDADES*, su inauguración es mucho más reciente, 2016 y, por tanto, cuenta con una trayectoria muy breve pero el Consejo de Redacción de ECT tiene puestas grandes esperanzas en ella. La sección está pensada para recoger trabajos prácticos de aula, de laboratorio o de campo, más breves que un artículo, en los que se incluya la descripción detallada de una actividad y su modo de rentabilizarla didácticamente.

Son actividades que muestran cómo enseñar un concepto o proceso, o que proporcionan al estudiante un modelo que le ayude a avanzar en su aprendizaje de la Geología. Los trabajos pensados para esta sección tienen la virtud de su inmediatez, pueden llevarse a la práctica sin grandes exigencias y cabe esperar que sean duraderos, de manera que podrán acumularse para ir confeccionando un fichero de trabajos prácticos a los que recurrir para favorecer una mejor enseñanza de la Geología.

El *CUADERNO DE ACTIVIDADES* tiene, además, otro objetivo. Existen excelentes profesores de educación secundariay primaria que realizan con sus alumnos prácticas imaginativas y útiles que nos interesaría conocer pero, frecuentemente, quedan inéditas porque están poco habituados a publicar en revistas y las exigencias de los artículos, su estructura y su longitud les resultan disuasorios. Sin embargo, la expectativa de un trabajo breve en el que solo tienen que describir la actividad y su experiencia al respecto puede parecerles más asequible. De este modo todos nos beneficiamos de su experiencia y, tal vez, el autor se anime a escribir más adelante artículos más complejos.

ENSEÑANZA DE LAS CIENCIAS DE LA TIERRA EN CIFRAS

Las revistas de didáctica tienen algunas características especiales que no siempre les ayudan en los procesos de evaluación seguidos por las diferentes bases de datos (Jiménez-Aleixandre, 2008; Editorial, 2016), más aún en un caso, como el de ECT, en el que sus destinatarios no son solo los investigadores en didáctica sino el profesorado en general. Con todo, puede que algunas cifras contribuyan a formarse una idea más ajustada de la relevancia que a ECT le otorga la comunidad educativa.

ECT tiene algo más de 1000 suscriptores pertenecientes a más de una docena depaíses. A lo largo de sus casi 25 años de existencia ha publicado más de 700artículos, todos ellos accesibles en formato pdf en la página web de la revista (http://aepect.org/ect.htm).Desde el año 2008 todos los artículos de la Revista ECT se encuentran alojados y disponibles en el repositorio RACO(http://www.raco.cat/index.php/ECT/issue/archive)y, desde el primer momento, el número de consultas anuales ha sido siempre superior a las 100.000(Editorial, 2008), habiendo superado en 2015 las 225.000.

En la actualidad se encuentra en CARHUS, CIRC, Dialnet, DICE-CINDOC, DULCINEA, GEOREF, IN-RECS, ISOC, LATINDEX, MIAR, REBIUN, RESH y WORLDCAT.

CONSIDERACIONES FINALES

Las revistas científicas suelen valorarse por su índice de impacto y la posición más o menos relevante que ocupan en las bases de datos. Sin entrar en lo acertado o no de estos procedimientos, parece claro que estos criterios no se ajustan a una revista de didáctica como ECT. La didáctica se mueve en un terreno fronterizo entre las disciplinas específicas y las ciencias de la educación, que la sitúa en el campo de las ciencias sociales. Probablemente sea preciso abrir un debate sobre las contribuciones al progreso del conocimiento que realizan las investigaciones didácticas.

Sea como sea, ECT se ha mantenido fiel a su compromiso de servicio a los docentes con independencia de si esto ayudaba a mejorar su posición en las bases de datosde indexación. Estamos convencidos que los artículos de divulgación, de historia de la ciencia, de investigación educativa, de experiencias y recursos didácticos resultan imprescindibles para la enseñanza de la Geología.

Las cifras aportadas muestran que ECT se ha consolidado como un importante canal de intercambio y difusión de la enseñanza de las Ciencias de la Tierra en lengua castellana.

REFERENCIAS

Calvo, J.P. (2006): El Año Internacional del Planeta Tierra. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 14.4: 21-25.

Editorial (2008): *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19.2: 129.

Editorial (2016): Sobre el impacto de las revistas latinoamericanas de educación. *Revista Eureka sobre Enseñanza y Divulgación de las Ciencias*, 13.1: 1-2.

Jiménez-Aleixandre, M.P. (2008): La publicación como proceso de diálogo y aprendizaje: el papel de artículos y revistas en la Didáctica de las Ciencias. *Enseñanza de las Ciencias*, 26.3: 311-320.

RACO. (2016): http://www.raco.cat/index.php/ECT/issue/archive

Impacto social de las actuaciones para la divulgación de la geología en la Red de Parques Nacionales

Social impact of the actions to divulge the geology of the National Parks network in Spain

L. R. Rodríguez Fernández [1] y L. González Menéndez[2]

1 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas, 23, 28003, Madrid./ lr.rodriguez@igme
2 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Avda. Real 1, 24006, León. / l.gonzalez@igme.es

Resumen: El Instituto Geológico y Minero de España, y el Organismo Autónomo Parques Nacionales, están elaborando la serie *Guías Geológicas de Parques Nacionales* de carácter didáctico-divulgativo. Para difundir de forma adecuada esta iniciativa se han realizado una serie de actuaciones complementarias a la edición en formato papel de las Guías Geológicas de cada Parque Nacional y a la elaboración de una exposición itinerante complementaria. Estas actuaciones se han concretado en la construcción una web en la que se pueden visualizar todos los contenidos de las guías en formato de libro electrónico y en un blog donde se hace una breve descripción de los contenidos de cada guía y donde los visitantes pueden dejar sus comentarios. Con el fin de analizar el impacto social de la puesta en marcha de estas actuaciones se han realizado una serie de estadísticas y mediciones mediante la herramienta *Google Analytics* que nos han permitido conocer el extraordinario éxito social de la serie: ¨ *Guías Geológica de Parques Nacionales*¨

Palabras clave: guías geológicas, google analytics, impacto social**,** Parques Nacionales

Abstract: *The Geological Survey of Spain and the National Park Government Agency are currently developing guide-books of different National Parks, trying to give out geological information in a clear and didactic way. In order to show these guide-books to the public, different actions were taken besides the paperback edition and traveling expo. These actions consisted in the development of a web site with all the contents of the guide-books displayed in e-book format and a blog with further explanations where the visitors can write opinions and comments. Recently a download function has been added that allows web visitors to get information about specific geological routes. To find out the social impact of these actions we have used the tool Google Analytics and have made different statistics. The results show an important success of these guide-books of National Parks.*

Key words: *geological guides, Google Analytics, National parks, social impact*

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La figura de parque nacional se acerca en nuestro país a los cien años de historia, pues el 7 de diciembre de 1916 se aprueba en las Cortes una ley que contempló la selección de un elenco de parajes excepcionales para la conservación de sus valores naturales y el disfrute y respeto de la sociedad. Tras un siglo de historia, la esencia de la figura de Parque Nacional permanece inalterada en cuanto a su excepcionalidad y el simbolismo que conlleva, aparte de su riqueza natural, un reconocimiento social generalizado y unos valores estéticos, culturales, educativos y científicos destacados. Es por ello que la conservación y divulgación de sus valores naturales merece una atención preferente y la declaración de interés general del Estado.

Durante estos cien años han sido escasas las actuaciones para el conocimiento y divulgación de los valores geológicos en la Red de Parques Nacionales. Sin embargo, desde el año 2002 el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y el Organismo Autónomo Parques Nacionales (OAPN) están elaborando y editando una colección de Guías Geológicas de Parques Nacionales. El objetivo fundamental de estas guías es dar a conocer el patrimonio geológico de cada parque nacional, así como fomentar el interés por la Geología, aprovechando el foco de atracción que representan, pues cada año visitan los 15 parques nacionales españoles algo más de 10 millones de personas. Esta iniciativa surge en un contexto sociológico en el que se había detectado una creciente demanda del sector de turismo activo y del público en general, de guías y otros productos divulgativos que sirviesen para un mejor conocimiento y explicación del paisaje natural (Rodríguez Fernández, 2004). Cada guía está concebida como un manual de campo para la visita auto-guiada del parque, donde se describen los lugares de interés geológico, de manera divulgativa a lo largo de una selección de itinerarios (Rodríguez Fernández, 2011).

En estas guías se hace especial énfasis en considerar los parques nacionales como *laboratorios*

geológicos naturales, en los que es posible visualizar tanto los procesos geológicos activos como aquellos que sucedieron en el pasado y han dejado su impronta y su registro, haciendo especial hincapié en que la Tierra es un planeta vivo y en cambio constante a lo largo del tiempo geológico (Rodríguez Fernández y Díaz Martínez, 2012).

Actualmente la serie "Guías Geológicas de Parques Nacionales" está conformada por 10 guías ya editadas, correspondientes a los parques nacionales del Teide, Picos de Europa (1ª y 2ª edición), Aigüestortes (con una edición en castellano y otra en catalán), Timanfaya, Caldera de Taburiente, Ordesa y Monte Perdido (con una edición en castellano y otra en francés) e Islas Atlánticas de Galicia. Se encuentran en fase de edición la guía geológica del Parque Nacional de Garajonay e isla de la Gomera y una 2ª edición revisada de la del Parque Nacional del Teide y la primera edición de esta misma guía en inglés. A lo largo de los años 2016 y 2017 está previsto finalizar y editar las guías geológicas correspondientes a los parques nacionales de Cabañeros, Monfragüe, Sierra Nevada, Archipiélago de Cabrera y Doñana y en 2018 se completará la colección con las de las Tablas de Daimiel y Guadarrama.

Como complemento a las guías geológicas se han elaborado una serie de paneles divulgativos recogidos en una exposición itinerante. La exposición consta de dos paneles por cada parque nacional, uno generalista (Fig. 1) donde se explican los elementos geológicos más característicos y representativos de cada parque y otro en el que se describen dos o tres itinerarios seleccionados, de los contenidos en la guía geológica correspondiente al parque (Rodríguez Fernández, et al., 2011). Esta exposición se encuentra a disposición de las entidades interesadas en su utilización, en el Centro Nacional de Educación Ambiental (CENEAM) y es visitable en la página web de esta institución: http://www.magrama.gob.es/es/ceneam/exposiciones-del-ceneam/exposiciones-itinerantes/exposicion-guias-geologicas.aspx

DIFUSIÓN WEB DE LAS GUIAS GEOLÓGICAS DE PARQUES NACIONALES

Con el fin de divulgar y dar a conocer y difundir de una forma más generalizada esta colección de guías geológicas, se ha construido un sitio web en el que se pueden visualizar todos los contenidos de las guías en formato de libro electrónico: http://www.igme.es/LibrosE/GuiasGeo/libros.htm.

En esta página-web se puede visualizar cada guía geológica pulsando el comando *ver guía* que aparece debajo de la reproducción de cada una de las portadas (Fig. 2).

FIGURA 1 *Aspecto de uno de los paneles del parque nacional de Sierra Nevada donde se muestran los elementos más característicos del parque. En este caso: los procesos glaciares y su influencia en el paisaje actual, el agua y su importancia como agente modelador externo y la historia geológica del entorno del parque en el contexto geológico regional, desde el Mioceno hasta la actualidad. También se han realizado paneles donde se incluyen algunos de los itinerarios más representativos en cada parque. Estos muestran los rasgos geológicos y geomorfológicos más importantes que se encuentran a lo largo de las distintas paradas y zonas de interés.*

También se ha construido un blog donde se hace una breve descripción de los contenidos de cada guía y donde los visitantes pueden dejar sus comentarios.: http://igmepublicaciones.blogspot.com.es/2013/03/guias-geologicas-de-parques-nacionales.html.

Esta página web y sus contenidos ha recibido una Mención de Honor en la convocatoria de los premios Ciencia en Acción de 2014 de la Caixa, en la categoría de: ¨Materiales didácticos en soporte no interactivo¨.

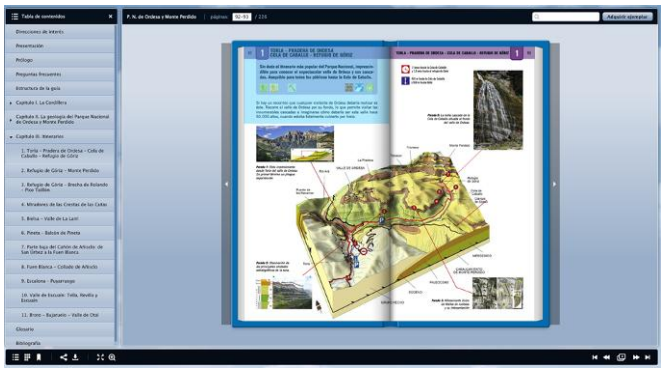


FIGURA 2. *Imagen de la página de la guía geológica del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido visualizable en http://www.igme.es/LibrosE/GuiasGeo/ordesa_sp/index.html.*

ESTADÍSTICA DE VISITAS A LAS GUÍAS GEOLÓGICAS EN INTERNET

Se han realizado una serie de estadísticas y mediciones mediante la herramienta *Google Analytics*, que han permitido conocer, entre otras variables, las páginas visitadas en relación a las guías geológicas de Parques Nacionales durante los años 2014 y 2015. En el año 2014 se produjeron un total de 207.297 visitas representado el 13.35% de las páginas vistas totales de la web del IGME (1.552.212), (Rodríguez Fernández y González Menéndez, 2015; Fig. 3) con un promedio de casi 18.000 páginas vistas por mes y con algún máximo en los meses de enero y febrero de casi 30.000 visitas/ mes. En el año 2015 se ha mantenido e incluso incrementado la tendencia, en términos absolutos, con un total de 229.743 visitas.

Respecto al patrón de distribución anual de visitas según cada mes, o grupo de meses, se puede observar que 2014 y 2015 presentan un espectro algo diferente. Las principales coincidencias parecen estar en el descenso de número de visitas durante los meses de Diciembre - Enero y en algunos picos de aumento de visitas entre los meses de Enero y Abril (aunque con diferencias en los valores absolutos).

También se ha realizado un análisis y seguimiento de los datos del blog, que, aunque más modestos en general, también colocan a las Guías Geológicas de Parques Nacionales como la publicación más visitada a gran distancia del resto de guías, manuales y libros disponibles en ese blog, (Rodríguez Fernández y González Menéndez, 2015).

Estos resultados gráfico - estadísticos también nos han permitido conocer algunos datos un poco sorprendentes como el gran número de visitas de fuera de España, destacando sobre todo las de Estados Unidos y de países de Iberoamérica como Perú, Argentina, México, Colombia o Chile, y con na presencia importante de visitas de otros países europeos como Alemania y Rusia (Fig.4).

Estos datos revelan el también importante impacto internacional las Guías Geológicas de Parques Nacionales, a pesar de que están disponibles únicamente en español, con la excepción de la Guía Geológica del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, disponible también en francés.

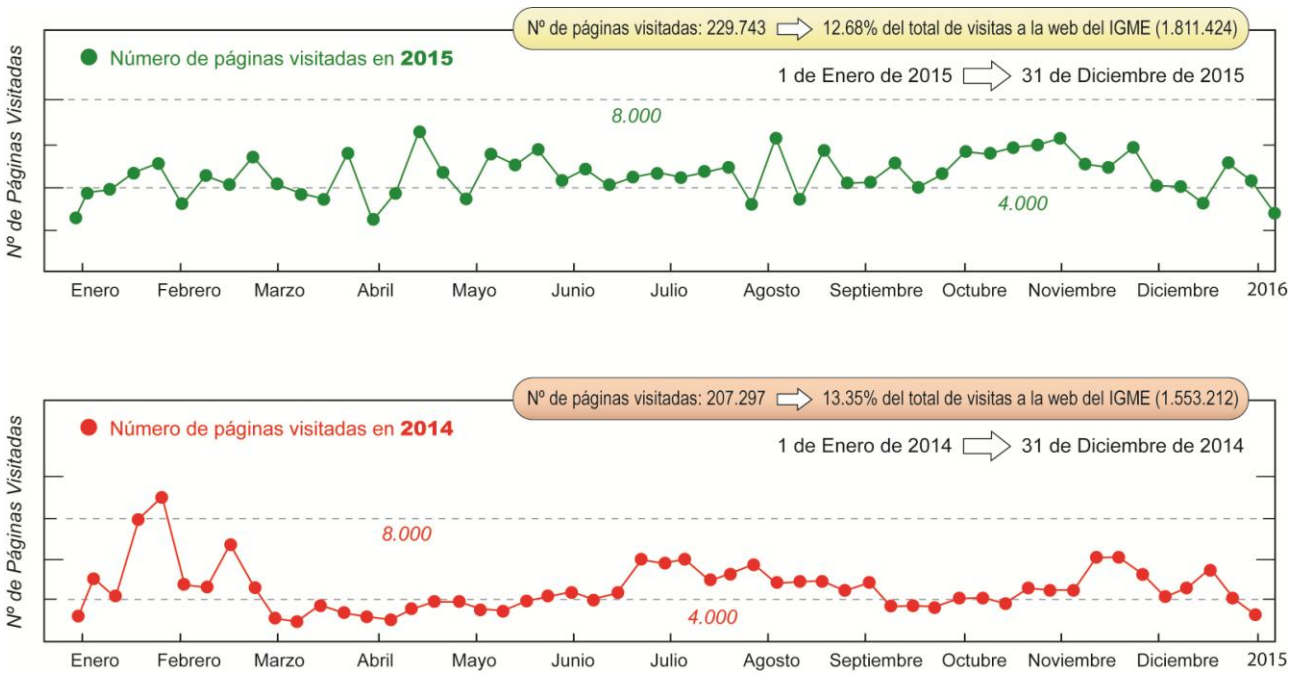


FIGURA 3. *Páginas visitadas totales en 2014 y 2015 de las Guías Geológicas de Parques Nacionales. Los datos han sido obtenidos mediante la herramienta Google Analytics.*

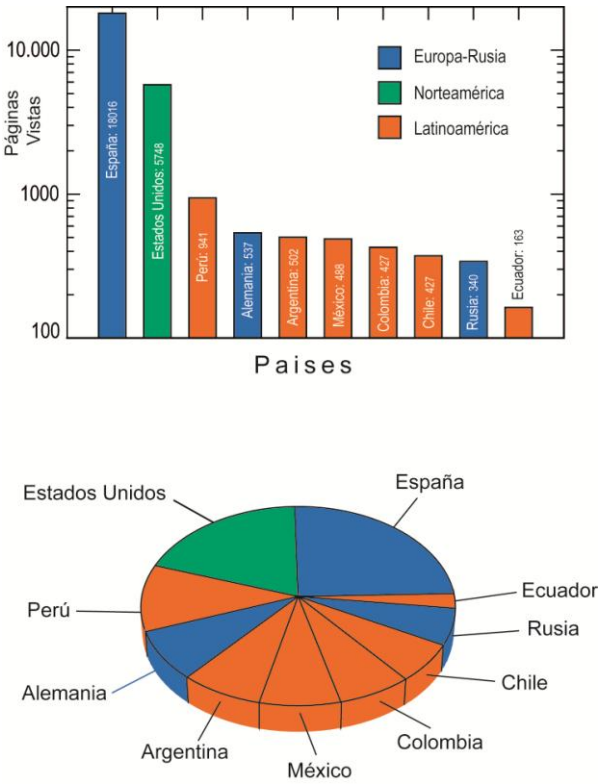


FIGURA 4. *Gráfico de barras y de sectores relativos a las Guías Geológicas de Parques Nacionales. Visitas a la página web de las guías geológicas mostradas por países: Destacan las numerosas visitas recibidas desde fuera de España, en especial de Estados Unidos e Iberoamérica en su conjunto. Con respecto a las visitas desde otros países europeos, la procedencia más frecuente es de Alemania y Rusia.*

CONCLUSIONES

El uso de estas nuevas herramientas tecnológicas de difusión del Patrimonio Geológico en la Red de Parques Nacionales españoles, han permitido multiplicar exponencialmente el número de interesados y conseguir un impacto social, tanto nacional como internacional extraordinario, lo que indica que este tipo de actuaciones son de gran interés y tienen una gran rentabilidad social con un esfuerzo inversor modesto.

El éxito de la difusión de las guías geológicas en estos soportes determina que en un futuro próximo este previsto implementar una plataforma de venta de las guías geológicas en formato libro electrónico, con el fin de que los usuarios y visitantes dispongan de la información en soporte digital para su visualización en ordenadores, tablets o smarthphones, y esta probablemente, constituya la futura plataforma de edición de las sucesivas reediciones actualizadas de las guías.

Con el fin de facilitar la difusión entre los numerosos visitantes extranjeros de muchos de los parques nacionales, se ha decidido que en sucesivas actualizaciones se hagan ediciones en otras lenguas. En estos momentos ya está en fase de impresión una versión actualizada de la Guía Geológica del Parque Nacional del Teide en inglés y también se van a realizar ediciones en inglés de las guías geológicas de todos los parques nacionales canarios y en alemán de algunos de ellos. Por último indicar que también se está estudiando extender esta actuación a algunos parques nacionales peninsulares en vista del éxito de la edición en francés de la Guía Geológica del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, realizada en cooperación con el Geoparque de los Pirineos y la Comarca del Sobrarbe.

AGRADECIMIENTOS

A José Román Hernández, Luis Durán y María Eugenia Lozano García por su ayuda en la elaboración de las nuevas herramientas de difusión de las guías geológicas. A los sucesivos directores y subdirectores del OAPN por apoyar esta iniciativa para hacerla realidad. Agradecemos a Pedro Alfaro la revisión y sugerencias aportadas para mejorar este trabajo.

REFERENCIAS

Rodríguez Fernández, L.R. (2004): Las Guías Geológicas de Parques Nacionales: objetivos, contenidos y metodología. *Geo-Temas*, 6(4): 45-47.

Rodríguez Fernández, L.R. (2011): Las guías geológicas de Parques Nacionales: un ejemplo de divulgación del patrimonio geológico. En: Avances y retos en la conservación del Patrimonio. Geológico en España. (E. Fernández-Martínez y R. Castaño de Luis, Eds.) *Actas de la IX Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico (Sociedad Geológica de España)*. León: 235-238.

Rodríguez Fernández, L.R., Díaz-Martínez, E.; Robador, A., Rábano, I., Carcavilla L. y Vegas, J. (2011): Exposición temporal itinerante sobre las Guías Geológicas de los Parques Nacionales. En: Avances y retos en la conservación del Patrimonio. Geológico en España. (E. Fernández-Martínez y R. Castaño de Luis, Eds.) *Actas de la IX Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico (Sociedad Geológica de España)*. León: 239-243.

Rodríguez Fernández, L.R. y Díaz Martínez, E. (2012): Estrategias y actuaciones para la divulgación del patrimonio geológico en la Red de Parques Nacionales. *Geo-Temas*, 13: 400.

Rodríguez Fernández, L.R. y González Menéndez, L. (2015): Impacto social de las guías geológicas de Parques Nacionales y su capacidad para divulgar el patrimonio geológico en la red de Parques Nacionales. *Cuadernos del Museo Geominero (IGME),* 18: 413-418.

Aplicación del método científico al extraño caso de las rocas deslizantes (*sailing stones*) de La Mancha

Application of the scientific method to the strange case of the sailing stones from La Mancha

J.P. Rodríguez-Aranda[1], M.E. Sanz-Montero[2] y Ó. Cabestrero[2]

1 Dpto. Didáctica CC. Experimentales. Fac. Educación. Univ. Complutense Madrid. C/Rector Royo Villanova s/n. 28040-Madrid. juanparo@ucm.es
2 Dpto. Petrología y Geoquímica. Fac. Geología. Univ. Complutense Madrid. C/ José Antonio Novais, 12. 28040-Madrid (España).mesanz@ucm.es

Resumen: La comprensión del método científico por los estudiantes y la población en general es más fácil si se ilustran sus diferentes fases con ejemplos concretos. El presente trabajo muestra la metodología que se ha seguido para explicar un proceso geológico, concretamente el caso de las rocas deslizantes en las lagunas salinas de La Mancha. El fenómeno consiste en el desplazamiento por arrastre de rocas de varios kilogramos de peso sobre el fondo de las lagunas. Las piedras dejan largos surcos que pueden perdurar meses aun después de que se evapore la lámina de agua. Las fases que se han considerado para la visualización del método son: (1) observación y definición del problema, (2) análisis de datos y establecimiento de hipótesis, (3) contrastación y discusión de hipótesis y (4) determinación de conclusiones y publicación de resultados. No obstante, estas fases no son compartimentos estancos y se han interrelacionado a lo largo de la investigación. Ésta se ha llevado a cabo durante más de tres años y todavía continúa. Las conclusiones e hipótesis genéticas se han publicado en dos artículos de sendas revistas científicas especializadas y en diferentes medios para su divulgación.

Palabras clave: Método científico, fases, discusión, rocas deslizantes, lagunas salinas.

Abstract: *The comprehension of the scientific method for the students and the population in general is easier if its different steps are learned analyzing specific examples. The present work shows the process that has been followed to explain the sailing stones phenomenon in the playa lakes from La Mancha (Spain). That geological phenomenon consists of heavy rocks dragging across the lake bottom. The stones leave long grooves that may remain for months even after the water lamina evaporates. The steps that have been considered in order to visualize the method are: (1) observation and definition of the problem, (2) data analyses and formulation of hypothesis, (3) testing and discussion of hypothesis and (4) drawing conclusions and publication of results. However, these steps are not isolated and have been interrelated throughout the research. This investigation has lasted for more than three years. Main conclusions and hypotheses about the genesis were published in two scientific papers and disseminated through different mass media outlets.*

Key words: *Scientific method, step, discussion, sailing stones, playa lake.*

INTRODUCCIÓN

El método científico es el instrumento básico que utiliza la ciencia para avanzar. Así pues, resulta fundamental que los estudiantes interioricen bien cómo funciona y que la sociedad, en general, sea consciente de su existencia y utilidad. De este modo, se debe concienciar a la sociedad de que las afirmaciones científicas son el producto de un proceso elaborado, muchas veces arduo, y no de una "idea feliz" o una casualidad que ocurrió por azar (p.e. Sabino, 2006). De hecho, numerosas personas piensan que el descubrimiento de la penicilina o de determinados astros sucedió por casualidad y no son conscientes de todo el trabajo que había detrás y del que siguió a la primera observación.

La didáctica y divulgación del método científico está ligada estrechamente a los ejemplos que se utilizan para ilustrar su comprensión (De Pablo, 2011). Cuanto más claros se encuentren los diferentes pasos de su desarrollo en un caso concreto, tanto más fácil será la asimilación del concepto. Si esto se consigue, el estudiante podrá aplicarlo más tarde a otro fenómeno distinto o similar.

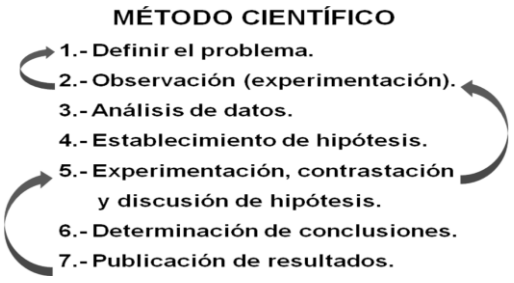


FIGURA 1. Esquema simplificado del método científico. Obsérvese cómo se puede volver atrás en el proceso. La revisión bibliográfica tiene lugar a lo largo de todo su desarrollo.

En el presente trabajo se expone cómo se ha desarrollado por los autores dicho método en el caso concreto de las rocas deslizantes de la Mancha (Sanz-Montero y Rodríguez-Aranda, 2013a; Sanz-Montero et al., 2014). Estas rocas aparecen al final de largos surcos, generalmente serpenteantes excavados sobre el fondo de lagos efímeros someros.

DESARROLLO DEL MÉTODO

Las fases de la metodología científica (Fig. 1) no son compartimentos estancos y, en muchos casos, se puede o se debe volver atrás para retomar el proceso. Así, la definición del problema suele derivar de una observación o experimentación previa. Y, después de la publicación de unos resultados concretos, si la investigación continúa, se contrastarán las conclusiones obtenidas y, frecuentemente, se realizarán nuevas observaciones para precisar, complementar o modificar las hipótesis originales publicadas. Además, paralelamente a cada una de las fases, se lleva a cabo una revisión bibliográfica a diferentes escalas dependiendo de los casos. A continuación, se exponen las diferentes fases que se realizaron en dos investigaciones sucesivas.

Investigación inicial

Observación y definición del problema.

La primera vez que se descubrieron trazas dejadas por piedras deslizantes en La Mancha fue el 28 de Diciembre de 2012, concretamente, en la laguna del Altillo Chica (Lillo, Toledo). Se iban a realizar una serie de mediciones de control (pH, salinidad, temperatura, profundidad, etc.) en la laguna dentro de un proyecto que estudiaba la biomineralización de tapices microbianos y la formación de estromatolitos y microbialitas (Rodríguez-Aranda y Sanz-Montero, 2015). Ese día se observaron decenas de trazas acabadas en rocas y otras tantas terminadas en montones de fango y tapices microbianos deformados (Fig. 2). Los investigadores no habían visto antes el fenómeno y no se lo esperaban dada la escasa lámina de agua y lo plana que era la laguna. Tenían referencias de que era un proceso muy raro y, como comprobaron por la bibliografía, sin una explicación satisfactoria.

Al día siguiente, los geólogos tomaron numerosos datos de forma detallada: fotografías, esquemas, orientaciones de trazas, muestras de sedimento, etc. Pretendían obtener evidencias de la causa que podía mover objetos de varios kilogramos de peso en un ambiente sedimentario tradicionalmente considerado de baja energía. Visitaron también otras lagunas cercanas para comprobar si el fenómeno se había producido en ellas, sin un resultado claro.

Una revisión bibliográfica indicó que el proceso se había descrito de forma detallada sólo en el Oeste de EEUU y allí se había interpretado en relación con ráfagas de viento y placas de hielo (p.e. Messina y Stoffer, 2000). Por tanto, fueron recabados los parámetros meteorológicos de los últimos cuatro meses en dos estaciones cercanas. Asimismo, las muestras de sedimento tomadas se estudiaron mediante microscopía electrónica y difracción de rayos X.

FIGURA 2. *Trazas dejadas por piedras deslizantes y tapices microbianos deformados en la laguna del Altillo Chica. Foto tomada el 28 de Diciembre de 2012.*

Las lagunas del Altillo Chica, Altillo Grande y el Longar, que constituyen el humedal de Lillo, fueron monitorizadas en cuatro ocasiones más entre Enero y Junio de 2013. El 19 de Enero de 2013 tuvo lugar una ciclogénesis explosiva en la zona que no movió rocas, pero borró parcialmente las trazas anteriores.

Análisis de datos y establecimiento de hipótesis.

Las direcciones de los vientos, las orientaciones de las trazas y sus respectivas frecuencias se representaron en diagramas circulares. De este modo, se pudo establecer una relación clara entre dichos factores y determinar el momento de formación de las trazas, que ocurrió del 7 al 14 de Noviembre de 2012. Por otro lado, los datos de temperatura del aire y agua no indicaban episodios de congelación en la laguna. Las observaciones sobre el terreno y los análisis de muestras revelaron que los tapices microbianos estaban bien desarrollados y que representaban superficies de bajo rozamiento. Se precisó igualmente la relación temporal y espacial de las trazas con otras estructuras sedimentarias hidrodinámicas como *ripples* de corriente y huellas de rodadura de cantos.

Análogamente al caso del hielo, se desechó un posible movimiento de las piedras por aguas de arroyada, ya que la mayoría se habían desplazado saliendo de la laguna a contrapendiente. Asumido el viento como motor de las piedras y como causa de la fragmentación y desplazamiento de los tapices microbianos, se elaboró una hipótesis alternativa a las principales ideas propuestas en EEUU. El viento producía corrientes de agua en la laguna, aunque su profundidad fuera de unos pocos centímetros. Las corrientes, a su vez, generaban *ripples* y movían por rodadura cantos pequeños. Si la intensidad de las ráfagas era suficiente, superior a 40 km/h, podían originar el arrastre de piedras de varios kilogramos de peso, romper los tapices microbianos y desplazarlos. El movimiento de las rocas estaba favorecido por la

reducción del coeficiente de rozamiento que aportaban los tapices: mucus deslizante constituido por sustancias extracelulares (EPS), gran contenido en gases de metabolismo de bacterias (CO_2, O_2, H_2S) y movimiento solidario del tapiz transportando rocas encima. Esta hipótesis se consolidó en Abril de 2013. Además, se estableció que las rocas procedían de las orillas de la laguna (Paleozoico y Mioceno) y del propio substrato mioceno y plioceno del lago efímero; no obstante, los agricultores de los campos colindantes han podido introducir en el vaso lacustre algunas piedras de forma artificial.

Contrastación y discusión de hipótesis.

La hipótesis fue contrastada mediante la comparación con las previamente enunciadas por otros autores. Como las que decían que las piedras viajaban dentro o sobre placas de hielo, o bien empujadas por ellas. Se revisó nuevamente la bibliografía y se vio que procesos similares a los observados ocurrían en zonas costeras. También se revisaron las fotografías y se comprobó que las trazas se realizaron en un medio saturado en agua, dadas las estructuras de deformación del sedimento, por ejemplo, rebordes o *levees* a los lados de los surcos dejados por las piedras en su desplazamiento. Se llevaron a cabo experimentos de laboratorio con fuentes de aire y diferentes objetos sobre distintas superficies para comprobar cómo se vencían las fuerzas de rozamiento. Los objetos que se movían con más facilidad se hallaban sobre trapos que asemejaban tapices microbianos. Analizados los datos climáticos de la zona, se vio que los episodios de formación de trazas parecían estar ligados a tormentas de finales del otoño e invierno, pues eran los momentos donde había agua en la laguna y los vientos soplaban con más fuerza y en las direcciones más favorables. Por tanto, se planteó una nueva campaña de observaciones entre Noviembre de 2013 y Marzo de 2014.

Determinación de conclusiones y publicación.

Se consideró conveniente publicar los resultados de la investigación, ya que estaban suficientemente fundamentados. El artículo se mandó a la revista *Sedimentary Geology* el 2 de julio de 2013. El 22 de octubre ya se encontraba disponible en internet y en diciembre la revista lo publicó en papel (Sanz-Montero y Rodríguez-Aranda, 2013a). También en diciembre se publicó un artículo de divulgación sobre el tema (Sanz-Montero y Rodríguez-Aranda, 2013b).

Contrastación y discusión de hipótesis.

Se estableció contacto con la Dra. Messina, que había trabajado en EEUU (Messina y Stofer, 2000), para que diera su opinión sobre la hipótesis propuesta. Dicha investigadora manifestó su acuerdo con las ideas sugeridas y corroboró la presencia de tapices microbianos en el Valle de la Muerte (EEUU).

Segunda investigación

Fases de observación y definición del problema.

En esta segunda investigación se pretendía precisar qué factores influían en el transporte de rocas. Fundamentalmente, se quería saber la manera de vencer el coeficiente de rozamiento estático para iniciar el desplazamiento de objetos, ya que el rozamiento dinámico estaba reducido por la presencia de tapices microbianos. Por tanto, se pretendía observar y filmar, si era posible, el movimiento de piedras durante una tormenta. Una vez consultadas las previsiones meteorológicas para episodios de ciclogénesis explosivas, se visitó la laguna del Altillo Chica el 4 y el 28 de enero y el 10 de febrero de 2014. En dichas fechas se realizaron observaciones y mediciones antes, durante y después de las tormentas. No se pudo observar el movimiento de rocas pesadas, aunque sí de tamaño gravilla, menores de 3 cm, y cómo éstas generaron marcas de corriente. Asimismo, se midieron velocidades de viento y corrientes de agua, se fotografió y filmó la formación de estructuras sedimentarias y se tomaron muestras de agua para el cálculo de sólidos en suspensión. Vientos de 45 km/h generaban corrientes de 7 km/h en una lámina de agua de apenas 5 cm de profundidad.

Análisis de datos y establecimiento de hipótesis.

No se pudo observar directamente el movimiento de ninguna roca, probablemente, porque la duración de las ráfagas de viento superiores a 40 km/h no fue suficiente, porque el agua estaba muy turbia y dificultaba las observaciones y/o porque las piedras se movieron en otras zonas del cuerpo de agua distintas a las que se estaban monitorizando.

Las piedras que sobresalían unos centímetros sobre el nivel del agua de la laguna eran socavadas a su alrededor por las corrientes, de forma similar a lo que ocurre con los pilares de los puentes, debido a las turbulencias que se localizan en su proximidad. Al comparar esas marcas de socavación con las depresiones que se hallan al inicio de las trazas se notó que eran muy parecidas en morfología y en las estructuras sedimentarias asociadas (Fig. 3). Se concluyó, entonces, que la excavación alrededor de las rocas que sobresalían del agua las preparaba para ser desplazadas por las corrientes inducidas por el viento.

Otra hipótesis novedosa postulada a partir de los datos obtenidos es que en este tipo de ambientes se pueden formar con relativa frecuencia estructuras hidrodinámicas de alta energía. De este modo, se debe tener cuidado al interpretar la presencia de facies que indican alta velocidad de corriente dentro de las rocas antiguas depositadas en medios lacustres someros, aparentemente de baja energía.

Contrastación y discusión de hipótesis.

Las conclusiones obtenidas se contrastaron mediante bibliografía con los experimentos llevados a cabo en el laboratorio por distintos autores y en ambientes sedimentarios actuales (véase Sanz-Montero et al., 2015). Por otro lado, se revisaron de nuevo todas

las observaciones de 2012, 2013 y 2014 para comparar huellas de socavamiento alrededor de piedras y los puntos de inicio de las trazas de rocas deslizantes. El resultado fue satisfactorio.

FIGURA 3. *Comparación entre una huella de socavamiento en media luna alrededor de una roca generada en una tormenta y una depresión localizada en el punto inicial de una traza. Se han marcado con flechas los lugares con acumulación de gravilla.*

Determinación de conclusiones y publicación.

En agosto de 2014 se envió un artículo a la revista *Earth Surface Processes and Landforms*. El 16 de diciembre ya se podía consultar en internet y en Marzo de 2015 se publicó en la revista. A raíz de dicho trabajo, varios medios de información (periódicos, radio, televisión, revistas *on line* de divulgación científica) se hicieron eco del fenómeno. En Febrero de 2016, se publicó un artículo de divulgación sobre el tema (Sanz-Montero et al., 2016a).

Contrastación y discusión de hipótesis.

Desde diciembre de 2012 hasta marzo de 2016 se han registrado al menos 10 episodios diferentes de formación de trazas de rocas deslizantes en las lagunas de Lillo. En diciembre de 2014 se observaron claramente por primera vez trazas recién formadas en la laguna del Altillo Grande, aparte de en el Altillo Chica. En enero de 2015, durante una tormenta en El Longar, se comprobó como una roca de unos 0,8 kg se arrastró 30 cm. De todos estos datos se deduce que el fenómeno no es tan raro si las condiciones son las adecuadas. En el verano de 2015 se grabaron diferentes vídeos en la zona de *splash* de playas asturianas donde se observaba la formación de socavamiento por el oleaje alrededor de cantos y su posterior deslizamiento. Proceso similar al que se propone para el desplazamiento de rocas.

Por otro lado, en junio de 2015 se realizó un viaje de trabajo a Racetrack Playa en el Valle de la Muerte para comparar las trazas que allí se encuentran con las que se generan en las lagunas manchegas. El resultado indica que ambos tipos de trazas son muy similares, aunque en EEUU se mueven comúnmente rocas de más de 20 kg y en La Mancha de hasta 8 kg.

Además, se ha escrito una réplica (Sanz-Montero et al., 2016b) a un artículo publicado en la revista *Aeolian Research* en el que se proponía al viento como único agente en el movimiento de las rocas de Racetrack Playa, sin considerar las corrientes de agua ni el hielo.

CONSIDERACIONES FINALES

En el presente artículo se ha temporalizado y se ha descrito de manera real el proceso del método científico para el caso concreto de las rocas deslizantes de La Mancha. El proceso es complejo si se considera la investigación en conjunto pues las diferentes fases teóricas se entrelazan. No obstante, la esencia del método se mantiene y los pasos de la investigación se ajustan generalmente a los estipulados. La ilustración del método con un ejemplo concreto permite una mejor comprensión de sus fases.

AGRADECIMIENTOS

Ministerio de Economía y Competitividad, proyectos CGL2011-26781 y CGL2015-66455-R.

REFERENCIAS

De Pablo, M.A. (2011): Aprendiendo geología mediante la investigación en el aula. *Actas I Congr. Docentes C. Nat. Ed.: Santillana*: 139-144.

Messina, P. y Stoffer, P. (2000): Terrain analysis of the Racetrack Basin and the sliding rocks of Death Valley. *Geomorphology*, 35: 253–265.

Rodríguez-Aranda , J.P. y Sanz-Montero, M.E. (2015): Tapices microbianos: los organismos que fabrican estromatolitos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23.2: 206-217.

Sabino, C.A. (2006): *Caminos de la ciencia: una introducción al método científico*. Ed.: Lumen Humanitas. 208 p.

Sanz-Montero, M.E., Rodríguez-Aranda, J.P. (2013a): The role of microbial mats in the movement of stones on playa lake surfaces. *Sedimentary Geology*, 298: 53-64.

Sanz-Montero, M.E. y Rodríguez-Aranda, J.P. (2013b): Piedras que se mueven solas en una laguna manchega. *Unidad Inf. Científica y Divulg. Invest. OTRI, UCM*. 3 p.

Sanz-Montero, M.E., Cabestrero, Ó. y Rodríguez-Aranda, J.P. (2015): Sedimentary effects of flood-producing windstorms in playa lakes and their role in the movement of large rocks. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40-7: 864-875.

Sanz-Montero M.E., Cabestrero Ó., Rodríguez-Aranda J.P. (2016a): ¿Qué causa el deslizamiento de piedras (sailing stones) sobre el fondo de lagos? Desde La Mancha al Valle de la Muerte. *Unidad Inf. Científica y Divulg. Invest. OTRI, UCM.* 3 p.

Sanz-Montero M.E., Cabestrero Ó., Rodríguez-Aranda J.P. (2016b): Comments on Racetrack Playa: Rocks moved by wind alone. *Aeolian Research*, 20: 196-197.

Las prácticas de Geofísica marina en los grados de Ciencias del Mar y Geología de la Universidad de Alicante

The Marine Geophysics practices in the Marine Sciences and Geology grades of the Alicante University

J. E. Tent-Manclús[1], R. Lluch Morales[1], y S. Rosa Cintas[1]

1 Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante, Ap. 99, E-03080 Alicante. je.tent@ua.es

Resumen: En las asignaturas de "Geología marina", del grado de Ciencias del Mar, y "Geofísica y prospección geofísica" del grado de Geología de la Universidad de Alicante se realizan prácticas en barco de Geofísica marina de alta resolución con un equipo boomer. Se describe el desarrollo de estas prácticas y sus particularidades durante estos últimos 4 cursos y se compara con la experiencia previa en las licenciaturas de Ciencias del Mar e Ingeniería Geológica. Tras la experiencia acumulada se concluye que: 1) el alumnado tienen mucha mejor opinión de la práctica cuando está se realiza en medio día, en vez de día completo; 2) las buenas condiciones atmosféricos predisponen a una buena opinión por parte de los alumnos; 3) Aunque las práctica pueden tener un gran interés formativo, el costo de los barcos y los problemas derivados de las condiciones marinas no favorecen la realización de las prácticas.

Palabras clave: Geofísica marina, Grado de Geología, Grado de Ciencias del Mar, Alicante.

Abstract: *In the subjects of "Marine Geology", of the Marine Sciences degree, and "Geophysics and geophysical prospecting" of the Geology degree of the Alicante University practices of high resolution marine geophysics with a boomer equipment are carried out by boat. It is described the practices and its particularities after teaching the last 4 courses of the degrees. Then the practices are compared with the previous experience in the former bachelor degrees of Marine Sciences and Engineering Geology. After the accumulated experience, is concluded that: 1) Students have better opinion when the practice is performed in a half day, full day instead; 2 good atmospheric conditions predispose a good opinion from the students; 3) Although the practice can have a great educational interest, the cost of ships and the problems arising from marine conditions are not conducive to the realization of practices.*

Key words: *Marine Geophysics, Geology grade, Marine Science Grade, Alicante.*

INTRODUCCIÓN

Los estudios de grado de Ciencias del Mar y de Geología comenzaron su andadura en la Universidad de Alicante en el curso 2010-2011. Las asignaturas de "Geología marina" (código 24535) y de "Geofísica y prospección geofísica" (código 25534), la primera del Grado de Ciencias del Mar y la segunda del de Geología, comenzaron a impartirse en el curso 2012-2013, al tratarse de asignaturas de tercer curso, en ambos casos. Contando el presente curso académico, 2015-2016, en total se han impartido dichas asignaturas durante los últimos cuatro (Molina et al., 2015 y Cañaveras Jiménez et al., 2015). En la Tabla I se muestra el número de alumnos matriculados en los sucesivos cursos.

Dentro de los planes de aprendizaje de ambas asignaturas se diseñó la realización de prácticas de geofísica marina en barco, para posteriormente interpretar los registros obtenidos durante la campaña marina. Se aprovecha la cercanía al mar de la Universidad de Alicante, para realizar la salida desde el Puerto de Alicante. Las prácticas de barco anteriormente se realizaban en las asignaturas de "Geofísica y prospección geoquímica" de la licenciatura de Ingeniero Geólogo y la de "Métodos en oceanografía" de la licenciatura de Ciencias del Mar, habiendo comenzado a realizarlas en el año 2005. Esto es 7 años de experiencias previas con las licenciaturas. Además, dichas salidas partían de los puertos de Santa Pola, El Campello o Alicante por la disponibilidad de los barcos.

Considerando todos los años de experiencia en la impartición de las prácticas de barco, tanto en los grados como en las licenciaturas, a continuación se comentan las ventajas y problemas encontrados a la hora de realizar dichas prácticas.

DESCRIPCIÓN DE LA PRÁCTICA

Unos días antes de la salida en barco se enseñan los componentes del equipo a los alumnos. Se hacen las comprobaciones previas, en seco, y se prepara el equipo de trabajo.

CURSO	GEOLOGÍA MARINA	GEOFÍSICA Y PROSPECCIÓN GEOFÍSICA
2012-2013	32	20
2013-2014	43	19
2014-2015	55	16
2015-2016	46	23

TABLA I. *Alumnos matriculados en las asignaturas de "Geología Marina" del grado de Ciencias del Mar y de "Geofísica y Prospección Geofísica" del grado de Geología de la Universidad de Alicante en los años de impartición de los grados.*

El equipo de sísmica de reflexión de alta resolución es un GeoPulse (Boomer) de Geoacustics (Fig. 1), con adquisición digital mediante el programa SonarWiz.SBP V2.91 de Chesapeake Technologies Inc. instalado en un ordenador con doble pantalla. Una para el control de la navegación y la otra para la sísmica (Fig. 2). La penetración media por debajo del fondo marino está comprendida entre 30 y 100 m, aunque en buenas condiciones puede llegar a 200 m. La energía del pulso varía entre 105, 175 y 280 Julios y el rango de frecuencia está comprendido entre 200 y 2000 Hertzios. Los datos obtenidos mediante un streamer de 20 geófonos monocanal son georeferenciados en tiempo real mediante un GPS diferencial, Trimble AgGPS 132, conectado al ordenador a través del programa de adquisición Hypack Max 2.6. Todo el sistema necesita una alimentación eléctrica mediante un grupo electrógeno trifásico.

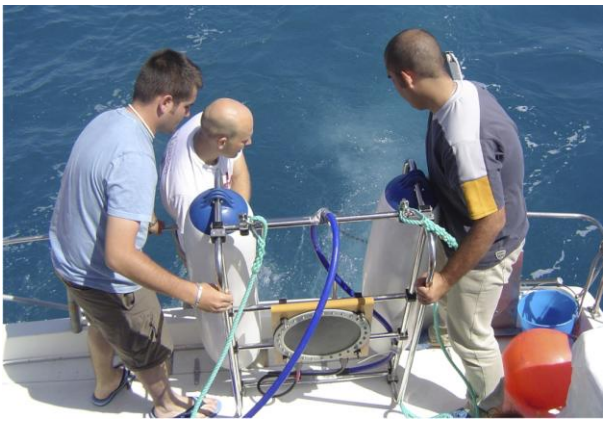


FIGURA 1. *Fotografía del momento de colocar en el agua el catamarán del boomer durante unas prácticas con alumnos.*

Además de enseñar el equipo, también se menciona la prevención de riesgos ya que, por ejemplo, la membrana del Boomer necesita para funcionar pulsos de alimentación de 3700 V de corriente continua. Los alumnos muestran especial interés por la adaptación a un medio nuevo de prácticas, el barco.

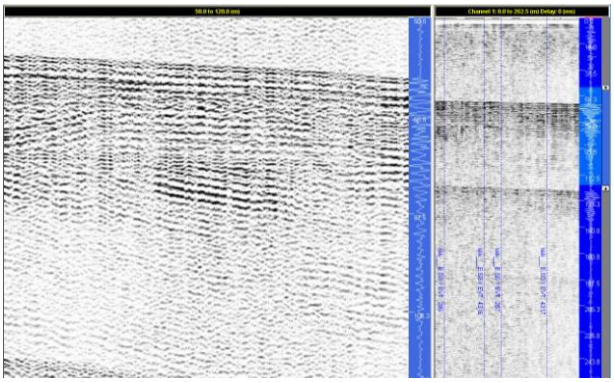


FIGURA 2. *Captura de pantalla del programa Sonarwiz.SBP V2.91 en el momento de la adquisición de datos en el mar.*

La práctica está diseñada para que el alumnado realice 4 horas de navegación, más media hora de explicación en puerto antes de salir y media hora de explicación en puerto a la llegada. En la explicación del puerto se comentan las normas de seguridad; prohibición de fumar, por el queroseno del streamer, y la importancia de las tomas de tierra sumergidas en el agua marina para que no se produzcan interferencias.

La clase se divide en grupos de 10 alumnos, ya que la capacidad del barco, con el que se realizan las prácticas es de 12 personas (incluyendo a los alumnos, más el profesor y el patrón del barco). El barco utilizado, "Tres Jueves", está preparado para realización de cursos de buceo. Cada día de prácticas se realizan 2 salidas con sendos grupos. Aunque, en realidad, los tiempos siempre se ajustan el mismo día de la realización de la práctica, según las condiciones de la mar. Si la mar está mal, se alarga la explicación de puerto y el recorrido se acorta.

En la explicación de llegada se realiza un pequeño resumen de la práctica y se lleva a cabo el apagado de los equipos con seguridad. En la práctica del primer grupo se montan los equipos mientras que en el último grupo se desmontan.

Tras la salida en mar, se realiza una hora de práctica en el laboratorio donde el alumnado analiza los registros que se han obtenido en la campaña. El software de adquisición tiene la opción de realizar un "play-back" de los registros a mayor velocidad. Sin los problemas de espacio del barco y con la posibilidad de volver para atrás, se comentan los diferentes errores de adquisición, como afectan los filtros al registro, como cambia el registro cuando variamos la escala vertical en la pantalla y las curiosidades de los registros.

La práctica se completa con un trabajo individual del alumno, empleando un registro sísmico propio (de 1500 a 2000 m de longitud) extraído de la campaña de barco realizada. Todos los registros tienen las mismas variables para la representación del perfil y se obtienen mediante capturas de pantalla de la adquisición. Se trata de ficheros de imagen tiff más un fichero de datos

asociado a cada una de ellas. No se trabaja con registros brutos porque para ello se necesitaría aprender un software de representación de fichero SEG-Y (archivo sólo numérico).

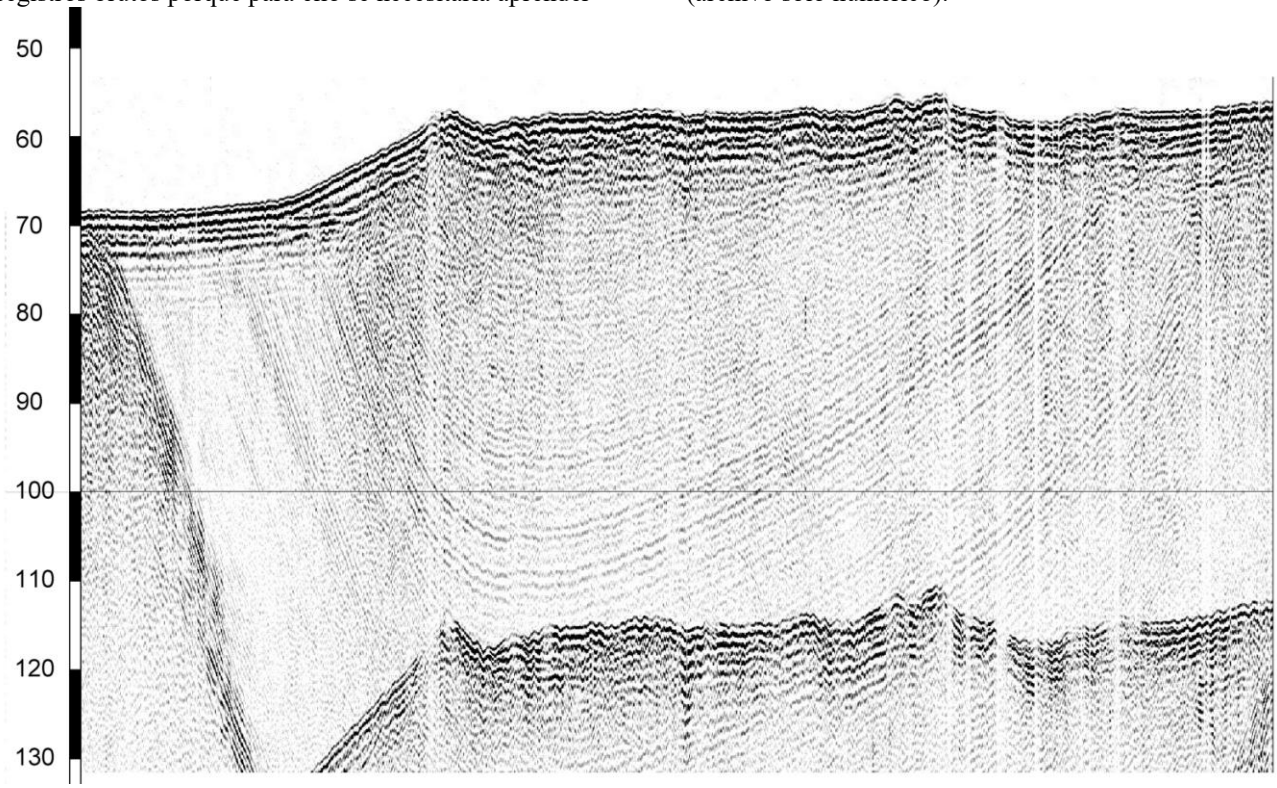


FIGURA 3. *Perfil sísmico de alta resolución obtenido con el equipo con el que se realizan las prácticas en al zona al sur de la isla de Tabarca (Alicante). Se observa una sinclinal formado sobre materiales del Tortoniense-Plioceno y un escarpe erosivo con depósitos de talud, que separa dos superficies de abrasión. La orientación del perfil es N-S, con el norte a la derecha, y la su longitud unos 1300 m . La escala vertical son metros por debajo de la superficie del mar, utilizando una velocidad de sonido de 1500 m/s homogénea para todo el perfil.*

En las clases de teoría de la asignatura se dedican 6 horas a la interpretación sísmica: la descripción de diferentes sistemas de sísmica tanto de tierra, como de mar, monocanal y multicanal, de reflexión y de refracción (2 horas); las partes de un perfil, diferentes procesados y los artefactos que pueden aparecer en ellos (2 horas); y diferentes ejemplos de perfiles realizados en diferentes contextos geológicos (2 horas).

El bloque de interpretación sísmica se completa con 4 horas de laboratorio de mapas trabajando perfiles en papel de diferentes contextos geológicos y viendo como la técnica de procesado ha mejorado desde los perfiles petroleros multicanal de los años 70 hasta los actuales de sísmica 3D.

Las primeras prácticas en los grados se realizaron durante el curso 2012-2013 y se han realizado durante 4 cursos. Las prácticas en las licenciaturas se diferenciaban de las de los grados en que la salida era de día completo.

Si las condiciones son buenas se realizan perfiles perpendiculares a la costa pero si estas son malas, se busca la protección de la escollera del puerto o del Cabo de las Huertas.

La realización de las prácticas no sólo depende del tiempo atmosférico, también hay que tener en cuenta que el equipo tiene muchas partes susceptibles de avería. El ambiente marino y los años tampoco mejoran su conservación.

EVALUACIÓN DE LAS PRÁCTICAS

Con los registros obtenidos y la navegación en bruto de la campaña los alumnos deben realizar un informe describiendo la actividad realizada (parte del barco) y el perfil asignado. En el informe deben localizar el perfil asignado utilizando los datos de la navegación. Se trata de un fichero georreferenciado que el alumnado debe trabajar con programas de dibujo técnico.

Deben reconocer las partes del perfil símico monocanal (múltiples, onda directa, escala vertical) e interpretar el tipo de sedimento a partir del aspecto de los reflectores, posición espacial y geometría. Se separan las unidades litosísmicas del perfil y se caracterizan. No se profundiza en su interpretación como cuerpos estratigráficos por falta de horas lectivas.

En la asignatura de Ciencias del Mar, con un bloque específico dedicado a la Geología del Cuaternario y a

las variaciones del nivel del mar debidas a las glaciaciones, los alumnos deben integrar la curva de variación del nivel del mar tras la última glaciación al perfil estudiado.

CONCLUSIONES

Aunque el alumnado prefiere una práctica de día completo, teniendo en cuenta la experiencia previa en las licenciaturas y la actual en los grados es mejor la opción de medio día. Hay un mejor aprovechamiento de los recursos y las 4 horas de navegación son suficientes para ver el funcionamiento del equipo. De esta forma además se tienen más horas lectivas para trabajar los datos de las campañas.

La opinión de los alumnos sobre la práctica depende en gran medida de las condiciones de la mar.

El costo de las prácticas es el más alto por día de práctica de campo de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Alicante, debido al coste del alquiler del barco. La capacidad del barco condiciona la división del curso en grupos de 10 alumnos. Un barco con mayor capacidad es mucho más caro, y no es fácil que reúna las condiciones para poder manejar el equipo con seguridad.

Estas prácticas tienen una elevada capacidad formativa ya que el alumnado ve como se obtiene un perfil sísmico de alta resolución, descubre como es el trabajo en el medio marino (incluido los del Grado de Ciencias del Mar), e intentan interpretar un perfil sísmico de un lugar que supuestamente conocen bien, por cercanía. Sin embargo, el costo económico de la práctica, la meteorología y las averías dificultan la realización de las prácticas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca dentro del proyecto de redes docentes de la Universidad de Alicante 3450. Agradecemos los comentarios y sugerencias de Pedro Alfaro.

REFERENCIAS

Cañaveras Jiménez, J.C., Baeza Carratalá, J.F., Climent Payá, V.J., Delgado Marchal, J., Martín Martín, M., Martín Rojas, I., Navarro Gómez, I., Soria Mingorance, J.M. y Villalvilla Soria, J.M. (2015): Grado en Geología de la Universidad de Alicante (2010-2014). Red de seguimiento. En: *investigación y Propuestas Innovadoras de Redes UA para la Mejora Docente* (Álvarez Teruel, J.D., Tortosa Ybáñez, M.T., Pellín Buades, N. Coord.). Universidad de Alicante, 142-158.

Molina Palacios, S., Corbí Sevila, H., Guillena Townley, G., Raventós Bonvehi, J., Sánchez Lizaso, J.L., Tent-Manclús, J.E., Valles Pérez, C. y Zubcoff Vallejo, J. J. (2015): Seguimiento y diseño de una actividad interuniversitaria en el grado de Ciencias del Mar para mejorar las prácticas docentes. En: *investigación y Propuestas Innovadoras de Redes UA para la Mejora Docente* (Álvarez Teruel, J.D., Tortosa Ybáñez, M.T., Pellín Buades, N. Coord.). Universidad de Alicante p. 7-22

El Jardín Geológico de la Universidad de Oviedo: la Geología a pie de calle

The Geological Garden of the Oviedo University (Oviedo, Spain): Geology at street

L. M. Rodríguez Terente[1] y M.J. Domínguez-Cuesta[2]

1 Museo de Geología, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo. Jesús Arias de Velasco s/n 33005 Oviedo. terente@geol.uniovi.es
2 Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. Jesús Arias de Velasco s/n 33005 Oviedo. mjdominguez@geol.uniovi.es

Resumen: La Universidad de Oviedo cuenta desde mayo de 2015 con un Jardín Geológico que consiste en un recorrido a escala sobre el tiempo geológico, en el que se distribuyen grandes muestras de rocas representativas de los periodos geológicos más destacados en la Cordillera Cantábrica.
El recorrido, pintado sobre el suelo aledaño a los parterres de la Facultad de Geología, fue segmentado metro a metro de tal manera que cada uno de estos tramos métricos representa 150 y 3 millones de años en el Precámbrico y Fanerozoico, respectivamente. Tanto las muestras como los límites de las unidades cronoestratigráficas se encuentran señalizadas con placas en las que se detalla información básica sobre la naturaleza, edad y procedencia de las rocas. La presencia de un código QR conectado con la web del Museo de Geología permite ampliar dicha información. La iniciativa ha permitido sacar la Geología de las aulas y ha sido muy bien recibida por los ciudadanos que se acercan con curiosidad al Jardín.

Palabras clave: Jardín Geológico, Museo de Geología, Divulgación, Didáctica.

Abstract: *Since May 2015 the University of Oviedo has a Geological Garden consisting of a journey on the geological time scale. Large samples of representative rocks of the most outstanding geological periods in the Cantabrian Mountains are showed. The path, painted on the floor adjacent to the garden of the Faculty of Geology, was segmented each metre. Each of these sections represents 150 and 3 million years corresponding to Precambrian and Phanerozoic ages, respectively. Both, samples and limits of chronostratigraphic units are marked with plates on which basic information on the nature, age and origin of rocks is detailed. The presence of a QR code connected with the Geology Museum website allow to enlarge this information. The initiative has helped to take the Geology outside of the classroom. It has been well received by citizens who come to the Garden curiously.*

Key words: *Geological Garden, Museum of Geology, Divulgation, Teaching.*

INTRODUCCIÓN

El 18 de mayo de 2015, coincidiendo con el Día Internacional de los Museos, se inauguró el Jardín Geológico de la Universidad de Oviedo, ubicado en los jardines que rodean al edificio de la Facultad de Geología, en el centro de la ciudad de Oviedo. Tanto el edificio, como los jardines, fueron diseñados por el arquitecto asturiano Ignacio Álvarez Castelao e inaugurados en 1969 (Arancón, 2009). En el año 2001 el edificio, concebido para albergar la Facultad de Geología y con numerosas referencias arquitectónicas a diferentes disciplinas geológicas, fue protegido bajo la figura de Protección Integral Singular que otorga el Principado de Asturias (Ley 1/2001 de 6 de marzo, del Patrimonio Cultural del Principado de Asturias).

A lo largo de los años, en los diversos parterres en los que se compartimentan los jardines, se han ido colocando diferentes muestras geológicas que, junto con las especies vegetales, aportaban gran variedad estética aumentando el atractivo del entorno. En ocasiones, estas muestras han sido utilizadas como recurso didáctico por parte del profesorado del Departamento de Geología, por un lado y como complemento al Museo de Geología en funcionamiento desde el año 2001 (Rodríguez Terente y Gutiérrez Claverol, 2009), por otro.

Todo ello constituyó el germen del Jardín Geológico que aquí se presenta, que comenzó a proyectarse dos años antes de su inauguración (Rodríguez Terente y Domínguez-Cuesta, 2013), con la finalidad de sacar la Geología de las aulas y acercarla a la ciudadanía, a través de un recorrido con muestras geológicas de gran tamaño dispuestas a lo largo de un circuito con un hilo conductor de tipo cronológico.

La idea de utilizar elementos geológicos al aire libre con fines divulgativos no es nueva y se ha llevado a cabo en diversos de lugares, tanto en relación con espacios naturales protegidos como con centros de enseñanza donde se imparte Geología (Carcavilla *et al.*, 2007; Matos *et al.*, 2011).

OBTENCIÓN DE MATERIALES Y DISCURSO

El circuito geológico necesariamente debía respetar la distribución de los parterres y de las especies vegetales preexistentes en ellos e inamovibles. Por ello, se evaluaron hasta tres posibilidades de recorrido distintas, eligiéndose finalmente el más largo para exponer el mayor número posible de ejemplares. Era importante introducir un nexo entre las diferentes rocas del recorrido y para ello se recurrió a un criterio temporal. De esta manera se podían organizar espacialmente los ejemplares del Jardín, intercalando rocas con génesis y naturaleza diferentes.

Así, se concibió esta nueva infraestructura de divulgación geológica como un recorrido por el tiempo geológico a escala, en el que se distribuyeran rocas representativas de los periodos geológicos más destacados de la Cordillera Cantábrica, eligiéndose grandes muestras de los tipos litológicos más importantes de la región asturiana y limítrofes (Cantabria y León) A lo largo de un año, se retiraron algunos de los ejemplares preexistentes y otros se reubicaron en sus lugares definitivos.

Se realizaron diversas visitas a canteras y afloramientos que pudieran suministrar ejemplares de las litologías y edades seleccionadas. Es necesario destacar que todas las muestras elegidas fueron donadas tanto por empresas como por particulares, los cuales se encuentran convenientemente citados en los paneles, la web y, en general, en todos los ámbitos en los que se detallan informaciones de las rocas. En la mayoría de los casos se contrató a una empresa que se encargó de la recogida, transporte y colocación de los ejemplares, si bien en alguna ocasión las propias empresas que facilitaron las muestras se ofrecieron también a transportarlas y colocarlas (Fig.1). Además, el Servicio de Jardines de la Universidad de Oviedo, también participó, ocupándose de las de menor tonelaje.

FIGURA 1. *Colocación de la muestra correspondiente a la arenisca de la Formación San Pedro (Silúrico) en los parterres de la Facultad.*

En total se acopiaron 32 nuevas muestras que, junto a las 14 preexistentes, suman los 46 ejemplares que se ubicaron a lo largo del recorrido y que pueden observarse actualmente en el Jardín (Tabla 1).

La realización física del circuito se llevó a cabo pintando en el suelo una banda rojiza con una anchura de 40 cm y una longitud total de 207 metros (Fig. 2).

Las divisiones geológicas se realizaron de acuerdo con las edades establecidas por la *International Union of Geological Sciences* en la Tabla Cronoestratigráfica Internacional, v. 2015/01 (IUGS, 2015).

FIGURA 2. Recorrido *del Jardín Geológico parcialmente pintado sobre el suelo aledaño a los parterres.*

RECORRIDO POR EL JARDÍN GEOLÓGICO

Tanto el inicio como el final del circuito se encuentran señalizados con grandes paneles que informan de manera sintética al visitante de cómo realizar el recorrido, sugiriendo el sentido más adecuado a seguir, de más antiguo hacia el momento actual, así como sus características más relevantes (Fig. 3).

FIGURA 3. *Panel informativo del recorrido del Jardín Geológico. Al fondo Aulario y Edificio Departamental de la Facultad de Geología.*

Para facilitar la comprensión del tiempo geológico, el recorrido fue segmentado metro a metro de tal manera que cada segmento pintado en el suelo representara un lapso temporal. El período de tiempo

abarcado por cada uno de estos metros pintados sobre el suelo varía a lo largo del trayecto.

Existe una escalera que separa la primera parte del recorrido que es lineal y se encuentra a un nivel más bajo que el resto, en el que está representado el Precámbrico, donde cada metro lineal equivale a 150 millones de años. Tras ascender la escalera se accede a un nivel más elevado en el que el recorrido por el Jardín Geológico discurre paralelamente a los bordes de los caprichosos parterres diseñados por Castelao (Fig. 4). Geológicamente esta parte superior del recorrido representa el Fanerozoico, en el que cada banda de un metro pintada en el suelo equivale a 3 millones de años. Esta solución permitió salvar, además del cambio que suponía la existencia de una barrera arquitectónica como es la escalera, la escasa disponibilidad de muestras de edad precámbrica. La roca más antigua disponible corresponde a una edad de 580 millones de años, por lo que quedan sin representación litológica los primeros 4.000 millones de años (9 metros del circuito).

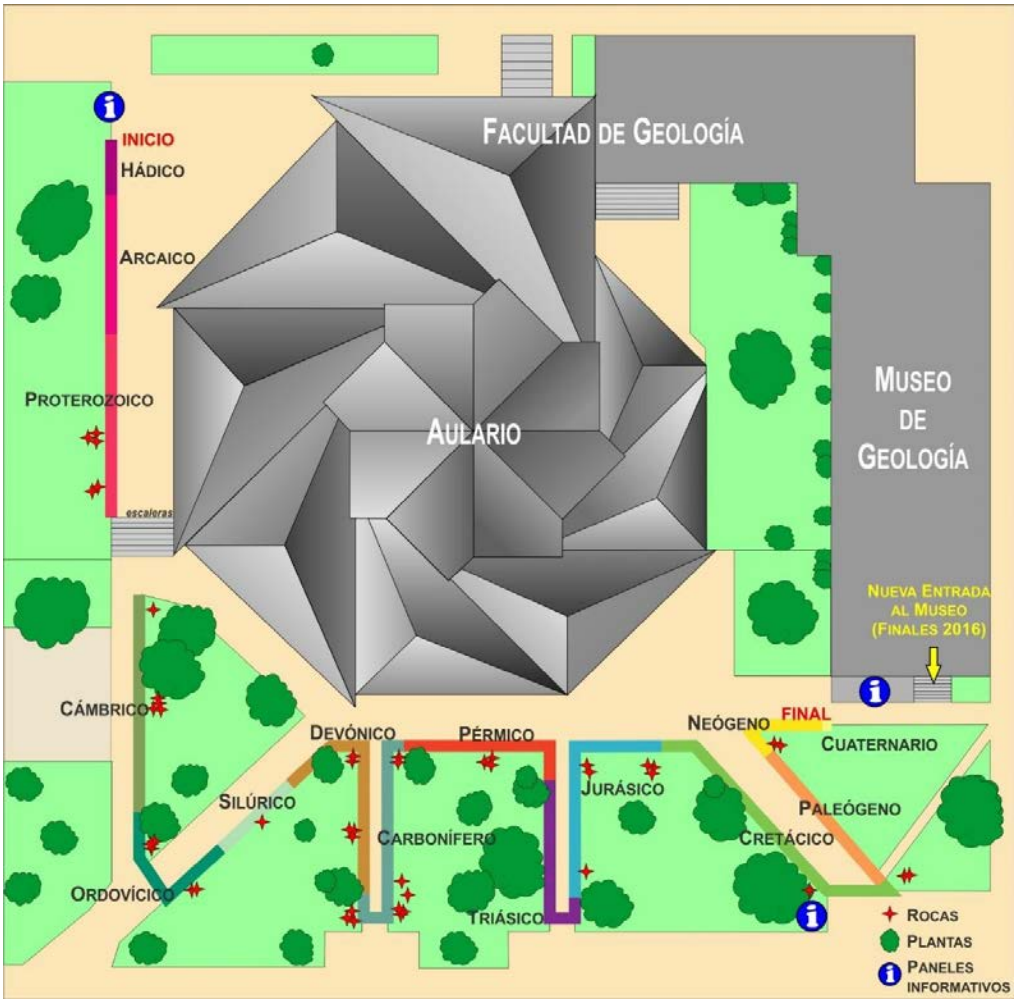


FIGURA 4. *Plano del Jardín Geológico de la Universidad de Oviedo. Los colores correspondientes a cada período geológico se han tomado de la escala de colores de la IUGS (2015).*

El límite entre cada período está señalizado con un mojón de aglomerado con forma de tejadillo, sobre el que se situaron los paneles correspondientes al periodo del que se sale y al que se entra, respectivamente (Fig. 5). Dichos carteles son de colores variados de acuerdo a la escala de color propuesta por la IUGS (2015). En cada uno de ellos existe un código QR que permite al visitante acceder mediante cualquier dispositivo móvil a la web http://museodegeologia.uniovi.es/jardin-geologico, en la que se detallan algunos de los rasgos más sobresalientes de la época geológica que se trate.

Los conjuntos de muestras también se encuentran señalizados con una placa en la que se detalla la litología, la unidad estratigráfica y la localidad de los ejemplares (Fig. 5). De igual forma que las divisiones entre los periodos, se respeta la escala de colores de la IUGS. La presencia de un código QR permite al visitante ampliar la información en la web donde se destacan las características más singulares de las rocas observadas.

CONCLUSIONES Y FUTURO

A pesar del escaso tiempo transcurrido desde la inauguración del Jardín Geológico de la Universidad de

Oviedo se ha podido constatar el elevado interés que suscita entre los transeúntes, habiéndose cumplido el objetivo fundamental de que sirviera como escaparate de la Geología ante la sociedad. A lo largo de estos 10 meses de funcionamiento se han realizado diversas visitas guiadas, prestando especial atención a las preguntas y sugerencias de los visitantes.

Los profesores del Departamento de Geología han descubierto en este Jardín un nuevo apoyo docente para varias de las asignaturas impartidas en el grado, relacionadas con aspectos petrológicos, estratigráficos, geomorfológicos, estructurales y paleontológicos.

En el momento presente, se sigue trabajando en la ampliación y mejora del Jardín Geológico: i) tratando de conseguir muestras correspondientes al Triásico, Neógeno y Cuaternario para ofrecer un registro continuo; ii) valorando la posibilidad de rotular las más de 25 especies vegetales diferentes y iii) ampliando los contenidos de la web. Además, en otro parterre anexo, fuera del discurso temporal, se están concentrando muestras de rocas ígneas que constituirán un buen complemento litológico y didáctico.

FIGURA 5. *Ejemplo de las placas utilizadas para señalar los cambios de período geológico (en primer término) y la naturaleza, edad y unidad geológica de cada muestra (en segundo término).*

PERIODO	ROCA	MUESTRAS	UNIDAD GEOLÓGICA	PROCEDENCIA
Paleógeno	Caliza	2	Fm. Peña Saría	Val de San Vicente, Cantabria
Cretácico	Caliza	1	Fm. Ullaga	Llanera, Asturias
	Caliza	2	Fm. Oviedo	Oviedo, Asturias
Jurásico	Caliza	1	Fm. Gijón	Huergo, Siero, Asturias
	Conglomerado	2	Fm. La Ñora	Gijón, Asturias
	Arenisca	3	Fm. Lastres	Villaviciosa, Asturias
Pérmico	Conglomerado	3	Fm. Caravia	Loroñe, Colunga, Asturias
Carbonífero	Caliza	1	Fm. Alba	Carreño, Asturias
	Caliza	2	Fm. Barcaliente	Carreño, Asturias
	Arenisca	5	Grupo Sama	Turón, Mieres, Asturias
	Arenisca	2	Estefaniense de Villablino	Villablino, León
Devónico	Caliza	2	Fm. Bañugues	Carreño, Asturias
	Caliza	3	Fm. Moniello	Trubia, Oviedo, Asturias
Silúrico	Arenisca	1	Fm. San Pedro	Babia, León
Ordovícico	Cuarcita	4	Serie de Los Cabos	Valdés, Asturias
	Pizarra	2	Fm. Luarca	Valdés, Asturias
Cámbrico	Arenisca	1	Fm. La Herrería	Valderrodero, Salas, Asturias
	Caliza	4	Fm. Vegadeo	Vegadeo, Asturias
Ediacárico	Ortogneis	3	Grupo Allande	Trones, Cangas del Narcea, Asturias
	Pizarra	2	Grupo Navelgas	Norón, Tineo, Asturias

TABLA I. *Relación de edad, litología y procedencia de los ejemplares de rocas observables en el Jardín Geológico.*

REFERENCIAS

Arancón, G. (2009): Arte y ciencia en el edificio de geológicas. En: *50 Años de Geología en la Universidad de Oviedo*. (Álvarez Pulgar, J. y Ordaz, J., eds.). Ed. Univ. de Oviedo, 347-358.

Carcavilla, L., López-Martínez, J. y Durán, J.J. (2007): *Patrimonio geológico y geodiversidad: investigación, conservación, gestión y relación con los espacios naturales protegidos*. Serie Cuadernos del Museo Geominero, nº 7. IGME, Madrid. 360 p.

IUGS (2015):http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2015-01Spanish.pdf

Matos, J.X., Piçarra, J.M., Pereira, Z., Dias, R.P. y Preteseille, S. (2011): The Beja Public Geological Trail - geology in the garden. En: *International Congress of Geotourism*. Comunicaciones, 59-62.

Rodríguez Terente, L.M. y Domínguez-Cuesta, M.J. (2013): El jardín geológico de la Facultad de Geología (Oviedo, España): un viaje a través del tiempo para todos los públicos. En: *Técnicas aplicadas a la caracterización y aprovechamiento de recursos geológico-mineros* (Berrezueta, E. y Domínguez-Cuesta, eds.). Vol IV. 153-163.

Rodríguez Terente, L.M. y Gutiérrez Claverol, M. (2009): El Museo de Geología. En: *50 Años de Geología en la Universidad de Oviedo*. (Álvarez Pulgar, J. y Ordaz, J., eds.). Ed. Univ. de Oviedo, 318-335.

El Canal Geología e Historia: un recurso educativo para una enseñanza interdisciplinar

The Geology and History Channel: an educational resource for interdisciplinary teaching

E. Vindel [1], V. López-Acevedo [1] y M. Á. Miñón[2]

1 Dpto. Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. evindel@ucm.es, vcornejo@ucm.es
2 Realizador de los videos. m.angelminon@gmail.com

Resumen: En este trabajo se presenta el Canal Geología e Historia (G&H), en el cual se han reunido una serie de videos de duración variable, que tienen una función integradora en una enseñanza transversal a distintas asignaturas en Grados universitarios de Geología, Arte, Historia y Arqueología. Además de su aplicación docente como recurso educativo, el Canal también desempeña una función divulgadora de la Geología y otras disciplinas, a través de internet.

Palabras clave: Geología e Historia, enseñanza interdisciplinar, divulgación científica**,** canal de video.

Abstract: *The Geology and History Channel (G & H) is presented in this paper. The Channel comprises several videos of varying lengths, which have an integrative role in an interdisciplinary teaching of Geology, Art, History and Archaeology. In addition to its application as an educational resource, the Channel also plays a role in the scientific disclosure of the Geology and other disciplines, through internet.*

Key words: *Geology and History, interdisciplinary teaching, scientific disclosure, video channel.*

EL CANAL GEOLOGÍA E HISTORIA

El año 2009 una serie de profesores de distintas Facultades de la Universidad Complutense de Madrid constituyeron un Grupo de Trabajo, con objeto de trabajar en una enseñanza de tipo transversal o interdisciplinar. Durante años la docencia ha sido intradisciplinar y solo recientemente se intenta trabajar con los alumnos en una visión integradora de asignaturas diferentes, incluso muy distantes en cuanto a contenido y temática.

El Grupo de Trabajo ha realizado varios Proyectos de Innovación y Mejora de la Calidad Docente, en los cuales se han elaborado recursos educativos y divulgativos, videos y presentaciones, que relacionan Geología, Mineralogía, Cristalografía, Química, Arqueología, Historia, Arte y Antropología. Estos recursos se han reunido en un Canal de Video https://www.youtube.com/channel/UCYGKijud1L0MeSwuU1-jeBA, que se ha denominado "Geología & Historia" (G&H). Este tipo de recurso educativo y divulgativo en abierto, videos de carácter transversal, era prácticamente inexistente hasta el momento.

En el Canal se han recogido los 9 videos realizados hasta el momento (Vindel, *et al*., 2015), los cuales, junto a otros enlaces de internet, han sumado hasta este momento mas de 22000 visitas.

En estas películas se conectan hechos históricos o manifestaciones artísticas con el contexto geológico en el que se desarrollaron. Se puede citar como ejemplos a las piezas de oro precolombinas, que se utilizaban en un contexto funerario, ceremonial y suntuario (Fig. 1 y 2) y que se relacionan con los yacimientos de oro andino (Fig. 3) (video: "El oro. Una historia de millones de años"). Otro ejemplo sería la turquesa, que tiene carácter interdisciplinar en el suroeste de los Estados Unidos, donde para los nativos ha tenido un carácter espiritual, decorativo y económico desde al menos 300 DC (video: "La turquesa. Un viaje en el espacio y en el tiempo").

FIGURA 1. *Orejera de oro y turquesas del Señor de Sipan. Cultura Mochica, Huaca Rajada, Perú. Exposición "Tesoros pre-incas de la Cultura Mochica", Cádiz (2012).*

Los minerales constituyen verdaderas piezas transversales que conectan disciplinas tan dispares como la Mineralogía, la Cristalografía, la Geología con la Gemología, el Arte, la Historia, la Arqueología e incluso la Mitología.

FIGURA 2. *Vasija de oro. Cultura Nazca. Museo Nacional de Arqueología, Antropología e Historia del Perú, Lima.*

FIGURA 3. *Yacimiento epitermal de oro. Mina Pierina, Cordillera Negra, Huaraz, Perú.*

Como ejemplo de interdisciplinaridad hay que mencionar la Arqueología, puesto que con ayuda de técnicas cruzadas químicas y mineralógicas se puede reconstruir el pasado histórico. En el marco de uno de los proyectos de Innovación y Mejora de la Calidad Docente realizados (2014) se analizó una pieza precolombina mediante DRX, SEM y TEM. Los resultados (Vindel et al., 2013 y 2014) indicaron la presencia de un enriquecimiento en oro alrededor de la varilla analizada. Estas técnicas de trabajo se muestran en el video "Buceando en el Pasado" como transversales al Arte y a la Ciencia.

En los años 2010 y 2014 dos de los videos incluidos en el Canal Geología e Historia, "La Aventura de la Turquesa" y "Buceando en el pasado", recibieron sendos premios en el III y V Concurso de Divulgación Científica de la Universidad Complutense de Madrid. El segundo de ellos, de cinco minutos de duración, se proyectará en este Congreso Geológico de España durante la sesión Enseñanza y Divulgación de la Geología.

CONCLUSIONES

El Canal Geología e Historia ha reunido una serie de videos de distinta duración, realizados por un equipo interdisciplinar de profesores, con objeto de ser utilizados en una enseñanza universitaria transversal a diferentes asignaturas. Además de su aplicación docente como recurso educativo, también, al ser en abierto, cumplen una función divulgadora relacionando la Geología con la Historia y el Arte

AGRADECIMIENTOS

Los videos del Canal Geología e Historia han sido elaborados en el marco de los Proyectos de Innovación y Mejora de la Calidad Docente de la UCM nº 19 (2009), 21 (2013) y 66 (2014). Así mismo, deseamos agradecer a los 11 de profesores y colaboradores de la Facultad de Ciencias Geológicas, Geografía e Historia y Química de la UCM y de la URJC de Madrid, que han participado en ellos.

REFERENCIAS

Vindel, E., García, J., Gumiel, C., López-Acevedo, V., Hernando, M. y Parras, M. (2014): La Técnica del Dorado en las Culturas Andinas: Estudio combinado mediante SEM y TEM. *Macla*, 19.

Vindel, E., Hernando, M., García, J., Gumiel, C., López-Acevedo y V., Parras, M. (2013): Análisis Composicional de Aleaciones Precolombinas Mediante Técnicas No Destructivas. *Macla,* 17: 115-116.

Vindel, E., López-Acevedo, V., Sánchez-Montañés, E., Martín-Crespo, T., Chicharro, E, Alonso-Sagaseta, A., Gumiel, C., Hernando, M., Parras, M., García, J., Sánchez Pérez-Cejuela, V. y Miñón, M.A. (2015): *Geohistoria: Recursos educativos para una enseñanza interdisciplinar*. E-prints Complutense. Código ID: 28145

Cien años de dinosaurios en Catalunya: la divulgación paleontológica como motor de desarrollo socioeconómico en el Pirineo

One hundred years of dinosaurs in Catalonia: paleontological dissemination as an incentive for socioeconomic development in the Pyrenees

À. Galobart[1, 2], B. Vila[1,2] y A. Sellés[1,2]

1 Institut Català de Paleontologia M. Crusafont. Escola Industrial, 23, 08201, Sabadell, angel.galobart@icp.cat
2 Museu de la Conca Dellà, Carrer del Museu, 4, 25650, Isona, Lleida.

Resumen: Desde hace unos años, en algunas comarcas del Pirineo catalán, naturaleza, paisaje y geología se han unido para proponer al público general una opción de turismo centrada en la paleontología y geología. El proyecto "DinosauresdelsPirineus" inició, hace más de 15 años, un intento de crear una red de pequeños museos que pivotase sobre los conocimientos alrededor de los últimos dinosaurios de Europa. En este 2016, esta red es uno de los elementos vertebradores de la propuesta de Geoparque "Conca de Tremp-Montsec", y una exposición sobre el centenario del descubrimiento del primer hueso de dinosaurio en Catalunya pone en relieve la importancia de este grupo de vertebrados como elemento dinamizador de la región.

Palabras clave: Paleontología, Últimos Dinosaurios, Patrimonio abiótico, Desarrollo local, Geoparque aspirante.

Abstract: *In the last few years,nature, landscape and geology have joined in some counties of the Catalan Pyrenees to propose to the general public a choice of tourism focused on paleontology and geology. The "DinosauresdelsPirineus" project began more than 15 years ago, attempting to create a network of small museums around the knowledge of the last dinosaurs of Europe. In 2016, this network is one of the central elements of the proposed Geopark "Conca de Tremp-Montsec" and an exhibition on the centenary of the discovery of the first dinosaur bone in Catalonia highlights the importance of this group of vertebrates as an incentive for the region.*

Key words: *Palaeontology, Last Dinosaurs, Abiotic Heritage, Local Development, Aspiring geopark.*

INTRODUCCIÓN

El Pirineo catalán ha sido durante siglos tierra de paso entre las zonas de alta montaña y los llanos fértiles de la depresión del Ebro, como así lo atestiguan los hallazgos arqueológicos. Este territorio aún se mueve, en la actualidad, con los mismos parámetros, tanto en relación a los aspectos económicos como en aquellos más sociales y demográficos que sitúan a esta zona como una tierra de paso sujeta a economías agrícolas muy concretas. Además, los condicionantes económicos de la globalización están sometiendo a estos territorios a una enorme presión que ha sido, en algunos casos, el acicate que ha impulsado a algunos emprendedores a buscar nuevos recursos de subsistencia que complementen un modo de vida rural que va desapareciendo lentamente.

Así, entre otros muchos recursos naturales, la geología y paleontología han empezado a vislumbrarse como atractivos elementos complementarios al paisaje, a la gastronomía, a la historia o a la etnografía para el turista urbanita que descubre en estos territorios su vertiente más ancestral.

En este marco, la recuperación, estudio y divulgación delos fósiles de dinosaurios se ha convertido en un elemento de gran atracción para niños y familias y, con ello, se ha rebelado un factor de desarrollo de turismo cultural y sostenible.

LOS ÚLTIMOS DINOSAURIOS DE EUROPA

Los fósiles de dinosaurios pirenaicos presentan la singularidad de ser uno de los últimos registros de este grupo de vertebrados en el continente europeo. Son bien conocidos en las formaciones geológicas "Formación Areniscas de Arén" y "Formación Tremp". Esta última, también llamada "Garumniense", aflora entre otras comarcas catalanas en el Pallars Jussà, la Noguera y el AltUrgell. Sus afloramientos han sido largamente estudiados a nivel geológico(ver Rosell *et al*., 2001) y también a nivel paleontológico. El descubrimiento del importante yacimiento de huevos de dinosaurio

deBasturs (Lapparent, 1959) puso de relieve el potencial de esta zona y sirvió de reclamo a diversas generaciones de paleontólogos locales e internacionales que realizaron sucesivos descubrimientos de huesos, huellas y huevos fósiles, principalmente de dinosaurios.

Los recientes trabajos cronoestratigráficos (Fondevilla et al., 2016) permiten situar con exactitud la edad de estos yacimientos, los cuales han proporcionado una diversa y abundante fauna (Vila *et al*., 2016) y flora (Marmi*et al*., 2014) fósiles. Estos elementos han permitido localizar a los más de 200 yacimientos maastrichtienses de ambos lados del Pirineo como los últimos con presencia de dinosaurios en Europa.

El año 2002 se inició un doble proceso de investigación científica y proyecto de divulgación desde el "Institut de Paleontologia Crusafont" (actualmente "Institut Català de Paleontologia") con el objetivo de recuperar el patrimonio paleontológico, llevar a cabo un estudio científico de primer orden y divulgar los resultados en el territorio próximo a los afloramientos. Para ello se contaba con la participación del Museu de la Conca Dellà (Isona, Lleida), el cual está registrado por el Departament de Cultura de la Generalitat de Catalunya y fue inaugurado en el año 1995. Ya por aquel entonces contaba con dos ejes principales de exposición: los yacimientos de época romana y los dinosaurios.

En este mismo proyecto participaron otros centros interesados en la divulgación paleontológica, como el Museu de la Mines de Cercs-Fumanya (Berguedà, Barcelona) y entidades de otros municipios con yacimientos con restos fósiles (Camarasa o Tremp). En el año 2005 se les unió la localidad de Coll de Nargó (AltUrgell, Lleida) que, en ese momento, era foco de descubrimiento de gran cantidad de huevos y nidos de dinosaurio. El eje museológico pivotaba sobre el reparto de contenidos de estos centros, que a grandes rasgos se puede simplificar de la siguiente manera: huesos en el Museu de la Conca Dellà, huellas en Fumanya y huevos en Coll de Nargó. A pesar de los esfuerzos,y de gozar de algún tipo de recurso económico, este primer intento no llegó a buen puerto (Galobart, 2010), aunque un segundo intento, centrado solo en los centros de Isona yColl de Nargó, está dando los frutos esperados en forma de red de contenidos paleontológicos.

Así, desde el año 2014 se certificó la unión del Museu de la Conca Dellà (Isona) y el espacio de interpretación Dinosfera (Coll de Nargó) (Fig. 1) que fueron el embrión del proyecto "Dinosaures dels Pirineus". Cabe destacar que dicho proyecto, en el momento de redactar el presente trabajo, ya incluye cinco centros más, de los cuales cuatro se encuentran dentro de los límites del Proyecto Geoparque "Conca de Tremp-Montsec".

FIGURA 1. Dos ejemplos de la museografía del Museu de la Conca Dellà en Isona (arriba) y de centro paleoambientalDinosfera, en Coll de Nargó (abajo). En el primero nos centramos en la divulgación de los yacimientos con huesos de hadrosaurio y en el segundo, en la reproducción de los saurópodostitanosaurios.

Geoparque y "Dinosaures dels Pirineus"

El área geográfica que comprende la propuesta de Geopoarque "Conca de Tremp-Montsec" ha sido tradicionalmente un objeto de estudio y visita por parte de geólogos de todo el mundo y, especialmente, lugar de aprendizaje de generaciones de geólogos e ingenieros de compañías petrolíferas. La presencia de estudiantes y profesionales del sector ha sido, durante muchos años, un elemento más en el paisaje de un territorio dedicado a la agricultura y ganadería.

La propuesta de creación del Geoparque "Conca de Tremp-Montsec" nace con una mentalidad abierta a todas las opciones geológicas de su territorio aunque, entre ellas, destacan por su particularidad los estratos continentales con dinosaurios. La red inicial, compuesta por el Museu de la Conca Dellà y Dinosfera, ha ido aumentado de tamaño con la inclusión del Epicentre, en

Tremp, que centra su discurso en el resurgimiento de las faunas mamiferianas posteriores a la extinción K-Pg, o la Col·lecció Paleontològica de Vilanova de Meià, que quiere ser el referente de la divulgación de los yacimientos del Cretácico Inferior de la "Pedrera de Rúbies" (Montsec), como punto de partida de los ecosistemas modernos, con la aparición de las primeras angiospermas y aves (Fig. 2).

Fuera del límite del Geoparque aspirante otros dos centros situados en la proximidad de esta zona (Centre Dinamitzador de Tartareu y Dinosaures de Fumanya) aportan, respectivamente, información sobre el yacimiento "bone-bed" de hadrosaurios de L'Espinau y sobre el macroyacimiento con icnitas de Dinosaurio de Fumanya. Finalmente, y como institución coordinadora de este proyecto, está el Museu del'Institut Català de Paleontologia "M. Crusafont".

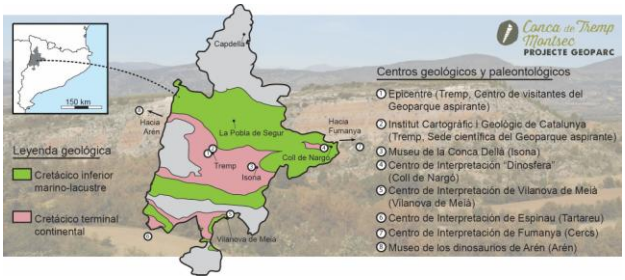


FIGURA 2. Situación geográfica y geológica del proyecto del Geoparque de la "Conca de Tremp-Montsec", indicando los principales centros de difusión e investigación geológica y paleontológica incluidos en el proyecto.

Entre los aspectos de interés que derivan del estudio de los dinosaurios finicretácicos de la región y que pueden potenciar una divulgación amplia destacan, por ejemplo:

- La diversidad: número de taxones
- La paleobiología: modo de nidifiación, locomoción, dietas y preferencias ambientales
- El contexto cronostratigráfico: su posición relativa al evento de extinción en masa ocurrido al final del Cretácico Superior.

Además, los centros de divulgación del Geoparque inciden en aspectos generales sobre el la conservación y protección, estudio de los fósiles (paleontología), la evolución, la geología o el proceso de fosilización.

CIEN AÑOS DE DINOSAURIOS EN CATALUNYA

La confluencia de estos espacios con un argumento común, la paleontología y geología de los últimos dinosaurios, impulsa la creación continua de nuevas actividades de divulgación científica.

La más reciente corresponde a la exposición temporal e itinerante que conmemora el centenario del descubrimiento del primer fósil de dinosaurio en Catalunya. El interés de este evento radica no solo en el propio hecho del reconocimiento de una efeméride sino también en el simbolismo que lleva implícito el descubrimiento casual de un elemento que desencadenará un conjunto de actividades que, a la postre, tendrán una gran incidencia socio-económica en el mismo territorio.

FIGURA 3. Diáfisis de fémur de titanosaurio, primer resto de dinosaurio fósil de Catalunya que se conserva actualmente en Museude Geología de Barcelona (MuseuBlau). Aún se observan tanto la etiqueta original de la Universidad de Barcelona como la sigla V10, correspondiente a la colección Villalta.

Entre los factores más interesantes de esta creación está, sin duda, el proceso de documentación histórica que ha llevado a cabo uno de los autores (B.V.) al identificar varios hechos y circunstancias históricas que rodearon los primeros hallazgos de dinosaurios en Catalunya. Uno de los hitos más significativos ha sido la investigación del momento aproximadoen que tuvo lugar la recuperación del primer fósil de dinosaurio. El fósil en cuestión, actualmente conservado en el Museu de Geologia de Barcelona (Fig. 3),fue descubierto en 1916 en circunstancias totalmente ajenas a la paleontología aunque en última instancia pudo ser reconocido y estudiado, casi un siglo después, en el marco de un trabajo sobre la diversidad de dinosaurios saurópodos del sur-oeste de Europa (Vila *et al*., 2012). Se han podido conocer también aspectos biográficos de los descubridores de hallazgos posteriores, fechados en los años 1927 y 1936-1940, los cuales conducen el relato hasta los años 1954-1955 cuando se realizóla primera excavación de dinosauriosen Catalunya. Esta última, protagonizada principalmente por el paleontólogo alemán Walter G. Kühne, en el yacimiento de Orcau (PallarsJussà, dentro del actual proyecto "Geoparque Conca de Tremp-Montsec"), ha concentrado gran parte del trabajo de documentación histórica. De ella se desprenden aspectos relacionados con las técnicas de excavación, el traslado de los fósiles y la llamativa ausenciaestudio posterior.

Se ha podido completar con notable detalle como fueron los descubrimientos de dinosaurios en la región durante la primera mitad del siglo XX. Para la segunda mitad de siglo el estudio de los fósiles de dinosaurios

contó con múltiples y variadas aportaciones de geólogos, particulares y/o asociaciones que proporcionaron la base para que equipos de investigación vinculados a universidades desarrollaran proyectos de investigación especializados. La exposición se completa con la integración de gran parte de los datos actuales sobre los dinosaurios en Catalunya (áreas con fósiles, tipo de registro, número de especímenes, diversidad de especies conocidas, aspectos estratigráficos, relación con la extinción del límite K-Pg, etc.) y pone de relieve el notable aumento de conocimiento que se ha producido en los últimos cien años.

Así pues, la producción de una exposición que conmemora la efeméride de los cien años del descubrimiento del primer hueso de dinosaurio en Catalunya, es un paso más en la consolidación de un proyecto de divulgación popular que parte de una potente base científica que se está convirtiendo en un auténtico motor de dinamización socioeconómico.

Por un lado, los propios centros de divulgación, diseminados en diversos municipios y con contenidos de divulgación complementarios entre si, sirven de polo de atracción para un turismo familiar que combina cultura, paisaje y territorio. Por otro, la unión de estos centros en la red "DinosauresdelsPirineus" permite una gestión optimizada a nivel de economía de escala, con la utilización de recursos de personal y de comunicación comunes. Además este proyecto ha nacido con la intención de ampliar la colaboración y participación con otros centros próximos con una temática similar (paleontología de dinosaurios del Cretácico terminal), como pueden ser el Museo de los Últimos Dinosarios de Arén (Ribagorza, Aragón) o el Musée des Dinosaures de Espéraza (sur de Francia). No se descarta tampoco, ampliar la marca a "Los últimos dinosaurios de Europa" en un proyecto de alcance internacional con la participación de otras áreas con dinosaurios en Europa, como pueda ser el caso de las existentes en Rumania.

Finalmente, remarcar que "DinosauresdelsPirineus" es uno de los principales activos y reclamos científicos y divulgativos del proyecto "Geoparque Conca de Tremp-Montsec", y que se articula como eje central y punto de partida para el desarrollo de los demás elementos geológicos. Además cabe destacar que en el propio territorio se percibe un importante incremento en la identificación de la población con el paisaje, geología y paleontología, tan característica en esta región. Las acciones de divulgación, y el mayor conocimiento que se tiene del patrimonio abiótico, son factores clave en este sentimiento de pertenencia a un territorio privilegiado en relación a su geodiversidad y, en especial, de vivir en una tierra de dinosaurios.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al proyecto "Geoparque Conca de Tremp-Montsec" y al Instituto para el desarrollo y promoción del Alto Pirineo y Aran (IDAPA)el esfuerzo económico y humano para llevar a cabo la producción de la exposición "Cien años de dinosaurios en Catalunya".

Los trabajos de campo, preparación y estudio de los materiales paleontológicos han sido posibles gracias a las aportaciones económicas de l'Institutd'EstudisIlerdencs (Diputació de Lleida), del Departament de Cultura (Generalitat de Catalunya), de Plan Nacional de I+D+I (Ministerio de Ciencia e Innovación) y el CommitteeforResearch and Exploration of theNationalGeographicSociety.

REFERENCIAS

Fondevilla, V., Dinarès-Turell, J. y Oms, O. (2016): The chronostratigraphic framework of the South-Pyrenean Maastrichtian succession reappraised: Implications for basin development and end-Cretaceous dinosaur faunal turnover. *SedimentaryGeology,* 337: 55–68.

Galobart, À. (2010): El prepirineo concebido como museo paleontológico. *Actas de las XI Jornadas de Paleontología "La Paleontología en los museos"* (J.A. Gámez Vinated ed.): 95-109.

Lapparent, A.F. (1959): Descubrimiento de huevos de dinosaurios en el Cretáceo superior de la depresión de Tremp (Provincia de Lérida, España). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 54: 51-53.

Marmi, J., Gomez, B., Martín-Closas, C., Villalba-Breva, S. yDaviero-Gomez, V. (2014): Diversified fossil plant assemblages from the Maastrichtian in Isona (southeastern Pyrenees). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 206: 45–59.

Rosell, J., Linares, R. yLlompart, C. (2001): El «Garumniense» prepirenaico. *Rev. Soc. Geol. España*, 14(1-2): 47-56.

Vila,B., Galobart, À., Canudo, J.I., Le Loeuff, J., Dinarés-Turell, J., Riera, V., Oms, O., Tortosa, T. yGaete, R. (2012): The diversity of sauropod dinosaurs and their first taxonomic succession from the latest Cretaceous of southwestern Europe: clues to demise and extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 350–352: 19-38

La Unidad Académica de Metodología Científica: una oportunidad para promover la formación integral de los estudiantes en Ciencias de la Tierra

The academic course on Scientific Methodology: an opportunity to promote the academic background for Earth Sciences students

E. Chacon-Baca[1]

1 Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, Nuevo León, México 67700; baicalia2012@gmail.com

Resumen: Este trabajo expone algunas de las experiencias docentes dentro de la Unidad académica de Metodología Científica para estudiantes de las diferentes carreras impartidas en la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL. Las diversas actividades extra-aula se han combinado de manera dinámica y eficiente para que al mismo tiempo, se les proporcione a estudiantes propios y externos, una introducción a la Divulgación Científica en Escuelas de nivel Medio Básico y de Educación Superior Media (Preparatorias). Los resultados de dichas experiencias acumuladas a lo largo de más de 10 semestres indican que dichas actividades promueven el desarrollo de competencias personales y profesionales en los estudiantes, ofreciendo al mismo tiempo un tipo de servicio comunitario pequeño pero de largo alcance. Los participantes reconocen que el hecho de compartir temas, metodologías y retos de interés y actualidad en Ciencias de la Tierra también generó en ellos una mayor conciencia de responsabilidad social que antes de esta experiencia no tenían.

Palabras clave: estrategias docentes, metodología científica, formación integral, divulgación científica.

Abstract: *This work describes some teaching experiences derived from the general academic course in Scientific Methodology for students from different careers on Earth Sciences, such as Geology, Geophysics, Mineralogy and Petroleum Engineering, all taught at the Earth Science Faculty, UANL. The accumulated experiences after more than ten consecutive semesters show that these academic activities promote the development of personal and academic competences, offering at the same time a small but lasting service for the Elementary, Secondary School and High School communities. The participants acknowledged the fact that sharing methodologies, contemporary issues and challenges in Earth Sciences also generated a greater sense of social responsibility.*

Key words: *teaching strategies, scientific methodology, integral academic background, scientific communication.*

LA UNIDAD ACADÉMICA DE METODOLOGÍA CIENTÍFICA

El curso de Metodología Científica (MC) se considera una materia de Formación General Universitaria (FGU) dentro del Plan de Estudios de las carreras ofrecidas en la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL). Tradicionalmente la impartición de dicha unidad académica se ha llevado a cabo mediante la lectura regular del libro de texto editado por la UANL y mediante formas de evaluación igualmente tradicionales. A raíz de la modernización educativa en las que el aprendizaje se ha centrado en el alumno más que en el facilitador, se han generado nuevas estrategias y prácticas docentes dentro de este modelo. Dentro de dicho contexto educativo, se ha logrado que el alumno aborde de manera más flexible y creativa la historia de la ciencia, de los inventos y de algunos pensadores y científicos revisados a lo largo de este curso. En este trabajo se describen tres experiencias docentes y complementarias realizadas por el alumnado de Metodología Científica fuera del aula, señalando la importancia de estas actividades, así como los criterios que se tuvieron en consideración para su elección, su desarrollo y su evaluación. El objetivo del presente trabajo es proponer actividades académicas adicionales para la materia de MC a nivel universitario, en base a la experiencia obtenida con alumnos de las diferentes carreras de Ciencias de la Tierra, ofrecida en la FCT, UANL.

El Contenido temático en Metodología Científica

Consideramos que el mirar la historia de la Ciencia de una manera más dinámica dentro de esta unidad teórica, puede incentivar y promover simultáneamente el razonamiento, la comprensión, las habilidades comunicativas y técnicas, y hasta las destrezas artísticas de los alumnos universitarios de geociencias.

De este modo, esta propuesta incluye aspectos teóricos básicos, actividades académicas manuales (como por ejemplo, la construcción de algún invento científico o alguna tecnología de la antigüedad) y actividades de divulgación condensadas en un producto integrador de aprendizaje. El curso está dividido en tres Unidades: la primera incluye el desarrollo histórico de la Ciencia, cuyo contenido se revisa con lecturas seleccionadas del libro de apoyo sobre historia de la ciencia (Gribbin, 2004). La segunda unidad incluye la elaboración manual de un modelo tridimensional, ya sea de una especie fósil o bien, de un invento de la antigüedad que haya sido básico y/o útil para el desarrollo de la geología. Los integrantes de cada equipo tendrán que acordar con sus compañeros la selección del tema y modelo, el material y la aportación individual de este trabajo semestral. Dicho trabajo se desarrolla a lo largo de más de cinco semanas de preparación y se espera que todos los participantes comprendan los fundamentos científicos de esta metodología para ser capaces de explicarla oralmente. Como esta actividad no se desarrolla en el aula, el tiempo de clase se aprovecha para desarrollar y analizar algunos artículos de investigación centrándose en las diversas metodologías en Ciencias de la Tierra, cuyos métodos de interpretación han sido frecuentemente subestimados (Frodeman, 1995). Finalmente para la Unidad III se programa un evento académico público, ya sea en forma de divulgación científica (Figs. 1 y 2) o bien en forma de teatro para los estudiantes de menores semestres.

FIGURA 1. Demostración en el Evento de divulgación Científica de los alumnos de Metodología Científica en la Escuela Primaria *Prof. Serafín Peña* en la Exhacienda Guadalupe, en Linares, Nuevo León, México.

En general, este tipo de cursos se encamina a generar y fortalecer las habilidades de aprendizaje de observación, descripción, narración, análisis y síntesis de los momentos históricos que han definido las grandes revoluciones científicas y el establecimiento de diversos paradigmas científicos. Una actividad lúdica de gran aprovechamiento durante el semestre es la inclusión de foros para el análisis del contenido científico, social y ético de diversas películas que tocan aspectos relevantes en la historia de la ciencia y la tecnología (Arroio, 2007; Brusi et al., 2011; Junquera et al., 2012). Es decir, con esta actividad de intercambio de opiniones, ya sea en la plataforma digital proporcionada institucionalmente para este fin, o bien de manera presencial, se ventilan momentos cruciales en el desarrollo de un problema científico, la influencia de la personalidad en el quehacer científico, y algunos dilemas éticos tan humanos y comunes que frecuentemente acompañan al aporte científico. Estos aspectos abordados de manera integral no sólo proporcionan una actitud más crítica en la generación del conocimiento, sino que mejoran notablemente la

capacidad de retención de los estudiantes, entre otros beneficios (Arroio, 2007; Junqueiro et al., 2012). Algunos de los títulos de estos filmes incluyen: *Contacto*, *El Mundo de Sofía*, *Pi*, *And the Band played on*, *La cinta de Moebius*, *El Ágora*, y *Copenhaguen*.

Actualmente, los contenidos teóricos de MC incluyen la historia de diversas personalidades científicas dentro de su contexto histórico, mismos que los alumnos pueden adecuar en una representación teatral; ya sea mediante el desarrollo de varios diálogos, o mediante una secuencia cronológica de monólogos que los alumnos personifican, se puede reflexionar en la historia de la ciencia, particularmente de la geología, así como en las dificultades y retos durante la materialización de las ideas.

Al mismo tiempo, los objetivos generales de este curso incluyen el desarrollo de competencias generales, como la conveniencia de aplicar cierta metodología para determinado tipo de estudio a través del análisis de artículos de investigación, y sus ventajas y/o desventajas en cada una de las áreas de Ciencias de la Tierra.

FIGURA 2. Elaboración de Modelos tridimensionales por estudiantes de la materia de Paleontología. En esta figura se muestran 8 tipos de modelos de animales.

La experiencia recogida en estos años sugiere que dentro de la formación integral de los estudiantes universitarios de hoy, es importante fomentar aún más el contenido humanístico, principalmente porque el análisis integral y la generación de conocimiento va mucho más allá de la estricta compilación histórica lógica y empírica de hechos (Ryan y Aikenhead, 1992).

En suma, la impartición de Metodología Científica ha llevado a proponer diferentes formas de abordar el método científico para los estudiantes de Ciencias de la Tierra desarrollando metodologías heurísticas y axiológicas (Frodeman, 1995), es decir aprendizajes técnicos y competencias de las metodologías en ciencias de la Tierra que al mismo tiempo desarrollan

la actitud de servicio a la comunidad en la que viven. Es importante señalar que simultáneamente al desarrollo de competencias disciplinarias y comunicativas de los estudiantes, las actividades fuera del aula están encaminadas a la divulgación científica para estudiantes de escuelas primarias, secundarias y de nivel medio básico. Este hecho les proporciona a los alumnos la oportunidad de ejercer un rol de tutoría entre pares, sembrando alguna inquietud científica en aquellos alumnos de menor nivel académico a los que se dirigen. Al mismo tiempo y de mayor importancia, este tipo de actividades realizadas por y para estudiantes, permanece durante más tiempo como una grata experiencia y como una pequeña labor de servicio comunitario para las generaciones venideras. Como consecuencia, estas estrategias docentes constituyen aprendizajes significativos para su formación integral.

CONCLUSIONES

Las actividades planteadas en este trabajo han reportado muchos beneficios para todos, incluyendo docentes y alumnos de muchos niveles escolares. Los alumnos participantes lograron recrear algunos diálogos y momentos claves en la historia del pensamiento científico, y por ende lograron identificarse con determinados personajes históricos y con su forma de razonamiento. Mediante la puesta en escena se afianzaron los conocimientos de los estudiantes en determinadas disciplinas y/o en metodologías de estudio tendientes a generar un pensamiento reflexivo y crítico. A nivel individual, estas prácticas refuerzan la autoestima y la creatividad, además de que se aprenden competencias y destrezas que sin duda les ayudaran en su vida profesional. La propuesta que ahora se organiza como un portafolio dinámico de actividades de este curso de Metodología Científica fue diseñada a través de las múltiples experiencias obtenidas en cursos anteriores. Cabe señalar que esta estrategia docente se implementó bajo las condiciones de inseguridad social que se presentaron de manera aguda de 2010 a 2012, especialmente en este municipio. Así, dichas actividades escolares surgieron también como una respuesta a la necesidad de brindar una opción civil y productiva para niños de escuelas primarias, muchos de los cuales fueron víctimas de reclutamiento por parte del crimen organizado.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece la participación y el compromiso de todos mis estudiantes de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL pertenecientes a las generaciones pasadas y presentes para lograr siempre un evento memorable. Estas actividades de Divulgación han sido parcialmente apoyadas por el Proyecto CONACyTCB-2007 No. 83500 y por el Proyecto Paicyt 2012-UANL.

REFERENCIAS

Arroio, A. (2007): The Role of Cinema into Sciences Education. *Problems of Education in the 21st Century,* Vol 1(25): 25-30.

Brusi, D., Alfaro, P. y González, M. (2011): El cine de catástrofes naturales como recurso educativo. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 9.2: 193-203.

Frodeman, R., (1995): Geological reasoning: Geology as an interpretative and historical science. *GSA Bulletin*, 107(8): 960-968.

Gribbin, J. (2004): *Historia de la Ciencia*. Ed. Crítica, 608 p.

Junquera C.B., Mitre Aranda, M. y Pérez López, S. (2012): El papel del cine en el proceso de enseñanza-aprendizaje en Dirección de Operaciones: El caso de Tiempos Modernos. *Working Papers on Operations Management,* 3(2): 48-57.

Ryan, A.G. y Aikenhead, G.S. (1992): Students' perceptions about the epistemology of science. *Science Education*, 76: 559-580.

Conceptos permeabilidad y porosidad en futuros profesores de Ciencias de Educación Primaria y Secundaria

Permeability and porosity concepts in future Primary and Secondary Education science teachers

G. Fernández-Ferrer[1, 2], F. González-García[1] y J. Carrillo-Rosúa[1, 3]

1 Dpto. Didáctica de las Ciencias Experimentales Facultad de Educación, Universidad de Granada 18071 Granada. gferfer@ugr.es, pagoga@ugr.es, fjcarril@ugr.es
2 IES Alonso Cano, c/Blas Infante, s/n, 18650 Dúrcal (Granada).
3 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. CSIC-Universidad de Granada, 18100 Armilla, Granada.

Resumen: El presente trabajo muestra un estudio sobre las concepciones de los estudiantes universitarios, potencialmente futuros profesores de ciencias naturales (o Biología-Geología) de Educación Primaria y Secundaria en relación a los conceptos de porosidad y permeabilidad. Estudios previos muestran la necesidad de poseer un conocimiento adecuado de las propiedades de los materiales para tener un modelo mental adecuado de la localización y funcionamiento del agua subterránea. Al tiempo se correlacionan los datos obtenidos con la titulación que están cursando y con la posibilidad de haber o no cursado la asignatura de Hidrogeología durante esta etapa universitaria. Por último, potencialmente de interés, se analiza la posible influencia de haber realizado prácticas de laboratorio para tratar la porosidad y permeabilidad durante su escolarización obligatoria o postobligatoria. Como conclusión, extraemos que los estudiantes tienen frecuentemente esquemas de conocimiento poco adecuados de los conceptos estudiados, y que las titulaciones de ciencias junto a haber cursado la asignatura de Hidrogeología, inducen una influencia positiva.

Palabras clave: permeabilidad, porosidad, agua subterránea, futuros docentes.

Abstract: *This paper presents a study of the porosity and permeability conceptions of university students, potential future Primary and Secondary Education science teachers (or Biology-Geology), Previous studies show the requirement to have suitable knowledge of the material properties to have adequate mental model of the location and operation of groundwater. The data are analyzed in relation with the degree and the study of Hydrogeology course. Finally, as potentially interesting, it is analyzed the possible impact of the porosity and permeability laboratory practice during their compulsory or post-compulsory schooling. In conclusion, we draw that students have unsuited knowledge schemes in the studied concepts. Moreover, the science degrees, with the study of Hydrogeology course, induce a positive influence.*

Key words: *permeability, porosity, groundwater, future teachers.*

INTRODUCCIÓN

En el marco de la enseñanza-aprendizaje de las ciencias, y específicamente en geología, es necesario un correcto conocimiento de las propiedades físicas de los materiales (sedimentos, rocas, suelos) para la comprensión de muchos fenómenos geológicos en los que se encuentran implícitas (Cortés-García, 2004). En concreto en el conocimiento de los contenidos relativos al agua subterránea, Dickerson *et al.* (2007) señalan de igual modo, que el desconocimiento de las propiedades de los materiales, es junto a su omisión dentro del ciclo del agua, los esquemas de conocimiento erróneos o la necesidad de dar mayor atención en la enseñanza a las habilidades de razonamiento espacial, una de las dificultades que impiden la adquisición adecuado de un modelo mental adecuado a los conocimientos científicos actuales.

Por su parte, para Dickerson *et al.* (2005) son fundamentales las relaciones entre los esquemas de conocimiento sobre porosidad, permeabilidad, acuífero y el régimen de flujo para el adecuado desarrollo un modelo mental sobre el agua subterránea acorde con el de la comunidad científica, así como un correcto conocimiento del significado de estos conceptos. De este modo, añaden que una imagen mental de las rocas como un material continuo y sólido sin ningún espacio entre sus componentes, sin porosidad, dificultará la idea de la localización del agua subterránea entre sus poros y fisuras. Al tiempo, una representación errónea de permeabilidad dificultará el entendimiento de los regímenes de flujo subterráneo.

En relación a las ideas de estudiantes sobre el concepto de permeabilidad existen algunos estudios como el de Cortés-García (2004), realizado con alumnado de Magisterio, o el de Dickerson y Dawkins (2004) con alumnado de octavo grado. Este último,

también incluye el concepto de porosidad. Con estos trabajos se concluye que el significado de estos conceptos se aleja bastante del modelo científico en un gran porcentaje de estudiantes.

La dificultad de entender un modelo de circulación del agua en medios porosos, lleva a los estudiantes a plantear un modelo de localización y funcionamiento del agua subterránea erróneo. Un ejemplo de este tipo de modelo lo constituye el denominado "estancada en poros". En tal modelo, como explican Fernández-Ferrer y González-García (2010), se entiende la existencia de la porosidad de los materiales que puedan favorecer la posibilidad de albergar agua, pero no su cualidad de trasmitirla.

La causa de esta desviación conceptual puede estar relacionada con su escaso tratamiento en la enseñanza. En concreto, el concepto de permeabilidad no aparece el en los planes de estudio de Educación Primaria y por tanto es anecdóticamente tratada en algunos libros de texto (Cortés-García, 2006). Otra causa puede estar vinculada con la necesidad de conceptualizar las propiedades de los materiales con experiencias prácticas de laboratorio (Fernández-Ferrer, 2009). En este sentido, una ejemplificación de cómo tratar el concepto de permeabilidad en la enseñanza la aporta el trabajo de Lillo Beviá (1983) con experiencias de laboratorio.

En el presente trabajo mostramos un estudio sobre las concepciones de porosidad y permeabilidad de estudiantes universitarios, que potencialmente van a ser futuros docentes que enseñen estos tópicos, con las convenientes adaptaciones, en Educación Primaria (Magisterio) y Secundaria (Grados de Geología, Biología, Ciencias Ambientales, Químicas e Ingeniería de Caminos, Canales y Puertos). Al tiempo se analizan los datos obtenidos en función de la titulación que están cursando y con haber o no cursado la asignatura de Hidrogeología en el momento de la investigación. Por último, exponemos otra cuestión relativa a si recuerdan los sujetos estudiados haber realizada algún tipo de práctica de laboratorio para tratar la porosidad y permeabilidad durante su escolarización obligatoria o postobligatoria, como posible predictor de un mejor conocimiento de los contenidos abordados.

METODOLOGÍA

El estudio se realizó en el curso 2008-09 sobre una muestra de 506 estudiantes de las Universidades de Granada y Jaén, correspondiendo a esta última un pequeño número (29 casos).

Las titulaciones de procedencias son Magisterio (187 casos), Biología (141 casos), Ambientales (63 casos, de los cuales 46 cursaron ya Hidrogeología), Geología (41 casos, de los cuales 11 cursaron ya Hidrogeología), Ingeniería de Caminos Canales y Puertos (22 casos) y Químicas (22 casos).

En la recogida de datos sobre las ideas de permeabilidad y porosidad, se utilizó un cuestionario cerrado que fue construido teniendo en cuenta, por un lado, los estudios previos sobre esquemas de conocimiento de estudiantes relativos a las propiedades de los materiales (Cortés-García, 2004 y Dickerson y Dawkins, 2004), y por otro, las respuestas de un estudio piloto de preguntas abiertas, con revisión de un grupo de expertos de Didáctica de las Ciencias (Fernández-Ferrer, 2009). De dicho estudio se extrajeron las categorías que podrían englobar las posibles respuestas de los estudiantes en relación con los conceptos de porosidad y permeabilidad cuyos resultados se presentarán en el siguiente epígrafe. Para comprobar si había diferencias significativas entre las distintas variables consideradas en el estudio se aplicó la prueba no paramétrica de Chi-cuadrado de Pearson.

Por último, para conocer si los estudiantes recuerdan haber realizado prácticas de laboratorio sobre los conceptos de permeabilidad y porosidad, se les plantea la cuestión y se hace un análisis de texto cualitativo, del que se extraen las categorías que recogidas en la Figura 5.

RESULTADOS

Concepto de porosidad

El concepto de porosidad se refiere a la relación existente entre el volumen de huecos que tiene un material y su volumen total. Al plantear al alumnado en el estudio piloto, la tarea de definir este concepto se recogieron las cinco categorías que se recogen en la Figura 1. Las reseñas al concepto de porosidad como capacidad de un cuerpo de dejar pasar un fluido a través del mismo, añadiendo o no un tiempo, son utilizadas respectivamente por el 26% y el 45% del total de la muestra (Figura 1). Por su parte, la categoría correcta (relación existente entre el volumen de poros y el volumen total), es aludida solo por el 18% de la muestra.

Al aplicar la prueba Chi-cuadrado de Pearson (Tabla I) se comprueba que si existe una dependencia estadísticamente significaba entre tener una concepción acertada o no de porosidad y cursar una determinada titulación. De este modo, observamos en la Figura 2 como en Ambientales y Geológicas los porcentajes de acierto son mayores, frente a los de Magisterio donde el 90% da contestaciones erróneas.

En relación a la posible influencia en las contestaciones con haber o no cursado la asignatura de Hidrogeología, también se aplicó la prueba estadística anterior (Tabla I), obteniéndose que los estudiantes que había cursado la misma tenía una mayor tendencia a dar contestaciones acertadas.

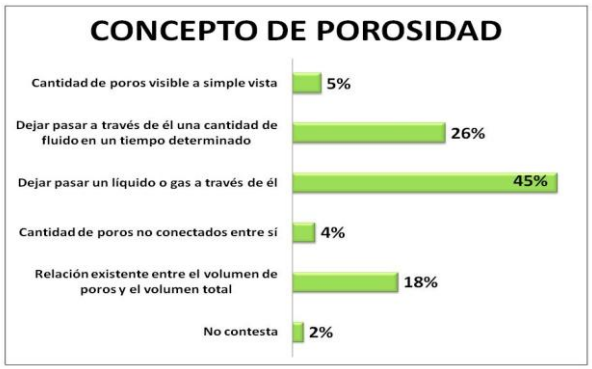


FIGURA 1. *Gráfico que recoge los porcentajes de respuesta obtenidos por las diferentes categorías del concepto de porosidad.*

CONCEPTO DE POROSIDAD	Chi-Cuadrado de Pearson		
	Valor	*g.l.*	*Sig. asin.*
Titulación Universitaria	21,329(a)	4	,000
Cursar Hidrogeología	21,197(b)	1	,000

TABLA I. *Prueba Chi-cuadrado de Pearson entre el concepto de porosidad (categoría acertada y no acertada) / titulación universitaria y posibilidad de haber cursado Hidrogeología. Leyenda: g.l.: grados de libertad; Sig.asin.: significación asintótica bilateral.*

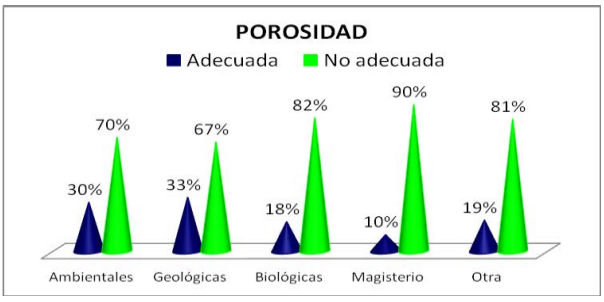


FIGURA 2. *Relación entre el concepto de porosidad y la titulación universitaria.*

Concepto de Permeabilidad

La permeabilidad es la cualidad de ser permeable, siendo esta la posibilidad de ser traspasado por el agua u otro fluido. En Hidrogeología este concepto, también denominado conductividad hidráulica, es más preciso, siendo la constante de proporcionalidad entre el caudal y el gradiente hídrico. Esta relación viene recogida en la denominada Ley de Darcy.

En nuestro estudio las categorías que obtuvimos del estudio piloto fueron las que se recogen en la Figura 3. En las respuestas dadas por los universitarios se observa que el 64% utilizan la categoría que consideramos más cercana a la definición científica (la capacidad de un material de dejar pasar a través de él una cantidad de fluido en un tiempo determinado), mientras que el 21% lo refieren como la característica física de absorber fluidos sin alterar su estructura interna (Figura 3).

FIGURA 3. *Gráfico que recoge los porcentajes de respuesta obtenidos por las diferentes categorías del concepto de permeabilidad.*

CONCEPTO DE PERMEABILIDAD	Chi-Cuadrado de Pearson		
	Valor	*g.l.*	*Sig. asin.*
Titulación Universitaria	17,578(a)	4	,001
Cursar Hidrogeología	3,146(b)	1	,076

TABLA II. *Prueba Chi-cuadrado de Pearson entre el concepto de permeabilidad (categoría acertada y no acertada) / titulación universitaria y posibilidad de haber cursado Hidrogeología. Leyenda: g.l.: grados de libertad; Sig.asin.: significación asintótica bilateral.*

Al aplicar la prueba Chi-cuadrado de Pearson, en relación a la titulación universitaria y la contestación acertada o no al concepto de permeabilidad (Tabla II), se concluyó que sí existía una relación estadísticamente significativa. No obstante, a diferencia del estudio realizado para el concepto de porosidad, en este caso se observa una diferencia mayor entre los porcentajes de respuestas acertada y no acertada en los estudiantes de Biológicas, y no tan significativo en los de Geológicas y Magisterio (Figura 4).

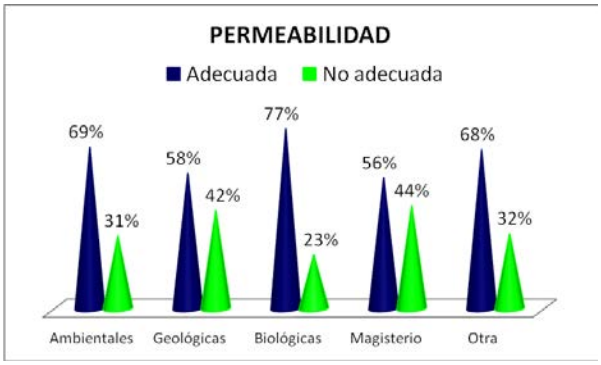


FIGURA 4. *Relación entre el concepto de permeabilidad y la titulación universitaria.*

Corroborando lo anteriormente dicho, al aplicar la prueba estadística a la posibilidad de haber cursado la asignatura de Hidrogeología (Tabla II), se obtuvo un valor que nos llevó a desestimar la posibilidad de tal influencia.

Prácticas de Laboratorio de porosidad y permeabilidad

Por último, se les planteó a los estudiantes que nos informaran sobre si recuerdan haber participado durante su escolarización en prácticas de laboratorio donde se tratara las temáticas de la porosidad y permeabilidad. Al respecto se obtuve, que el 80% no recordaba haber realizado tales experiencias (Figura 5).

FIGURA 5. *Gráfico que recoge los porcentajes de respuesta obtenidos por las diferentes categorías referidas a las prácticas de porosidad y permeabilidad que los estudiantes recuerden haber realizado durante su escolarización.*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El concepto de porosidad es utilizado por la mayoría de los estudiantes como sinónimo de permeabilidad. No obstante, un concepto íntimamente unido al de permeabilidad, es el de porosidad efectiva, que considera el volumen de poros interconectados de un material y con ello su facilidad para trasmitir un fluido. Quizá podríamos pensar que los estudiantes al referir la porosidad de modo inmediato, la asocian a porosidad eficaz.

Por su parte a los estudiantes que definan el término permeabilidad observamos que dan mayoritariamente contestaciones adecuadas. Estos resultados difieren de los extraídos de estudios previos, como los de Cortés-García (2004) y Dickerson y Dawkins (2004), centrados en estudiantes de Magisterio y de octavo grado.

Resaltamos la tendencia significativa a dar contestaciones acertadas de los conceptos estudiados de los universitarios que han cursado la asignatura de Hidrogeología. No obstante, nos llama la atención que esta relación no se detecte con el concepto de permeabilidad, donde son los estudiantes de Biológicas los que tienen mayor tendencia a dar contestaciones acertadas. Esto, quizás, podría deberse a la existencia de conceptos análogos clave en procesos biológicos, tales como el intercambio de moléculas en la membrana plasmática de las células.

Finalmente, consideramos necesario profundizar en el estudio planteado en este trabajo, asumiendo las limitaciones de validación que supone utilizar una única técnica de recogida de datos. Al mismo tiempo, sería aconsejable estudiar qué tipo de procesos de enseñanza y aprendizaje, son los más adecuados para lograr un entendimiento significativo de tales conceptos, incluyendo la posible influencia de las prácticas de laboratorio.

REFERENCIAS

Cortés-García, A. L. (2004): Ideas sobre la permeabilidad en estudiantes de magisterio. *Enseñanza de las Ciencias*, 22(1): 037-46.

Cortés-García, A. L. (2006): Análisis de los contenidos sobre "permeabilidad" en los libros de texto de Educación Primaria. *Revista Electrónica de Enseñanza de las Ciencias*, 5(1): 136-160.

Dickerson, D. L., Penick, J. E., Dawkins, K. R., y Van Sickle, M. (2007): Groundwater in science education. *Journal of Science Teacher Education*,18(1): 45-61.

Dickerson, D., Callahan, T. J., Van Sickle, M., y Hay, G. (2005): Students' conceptions of scale regarding groundwater. *Journal of Geoscience Education*, 53(4): 374.

Dickerson, D., y Dawkins, K. (2004): Eighth grade students' understandings of groundwater. *Journal of Geoscience Education*, *52*(2): 178.

Fernández Ferrer, G. (2009): *El agua subterránea: estudio de esquemas de conocimiento en universitarios y estrategias didácticas para su aprendizaje significativo en estudiantes de secundaria*. Universidad de Granada, Granada.

Fernández Ferrer, G. y González-García, F. (2010): Modelos de localización y funcionamiento del agua subterránea en universitarios de ciencias. *Revista Electrónica de Enseñanza de las Ciencias*, 9(3).

Lillo Beviá, J. (1983): Como fomentar los principios de actividad y creatividad al aplicar el método científico en la Escuela. Un ejemplo para la formación de maestros. *Enseñanza de las Ciencias*, 1(3):193-197.

El valor del litoral de Castro Urdiales (E de Cantabria) como herramienta de divulgación geológica

The value of the coast of Castro Urdiales (E Cantabria) as a tool of geological divulgation

A. Ordiales[1], J. Mendicoa[1] y B. Martínez-García[2]

1 SciGea Servicios de apoyo a la investigación geológica y la divulgación científica, Zitek Leioa. Edificio de Rectorado, Planta baja, módulo 12, Universidad del País Vasco UPV/EHU 48080 Bilbao. servicios.scigea@gmail.com
2 Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU 48080 Bilbao. blancamaria.martinez@ehu.eus

Resumen: El litoral del margen occidental de la localidad de Castro Urdiales (E de Cantabria) se ha revelado como una excelente herramienta para la didáctica de la geología, al presentar numerosos ejemplos de procesos, estructuras y materiales geológicos que abarcan áreas tan dispares como paleontología, estratigrafía, petrología, mineralogía, geología estructural, geodinámica externa y geomorfología. Todos estos procesos han condicionado y, a su vez, se han visto afectados por la influencia humana. Así, destacan los afloramientos de rocas sedimentarias del Cretácico Inferior terminal generadas en diversos ambientes marinos y que incluyen diferente contenido fósil y la existencia de importantes mineralizaciones de hierro ampliamente explotadas por la población local en el siglo pasado. También se observa la acción de numerosos procesos geomorfológicos de erosión y disolución de las rocas carbonatadas y diversos ejemplos del uso de los materiales geológicos en la construcción de monumentos y como rocas ornamentales. La localización del recorrido en el propio núcleo urbano, junto con la excelente accesibilidad a los afloramientos y yacimientos, incrementan su valor pedagógico y de divulgación de la geología, pudiendo incluso convertirse en un importante recurso turístico para esta localidad cántabra.

Palabras clave: Cantabria, Castro Urdiales, divulgación geológica, recorrido geourbano.

Abstract: *The coast of the western margin of the town of Castro Urdiales (E Cantabria) has revealed itself as a great tool for geology didactics, presenting many examples of processes, structures and geologic materials, which encompass contents from areas as dissimilar as paleontology, stratigraphy, petrology, mineralogy, structural geology, external geodynamics and geomorphology. All these process have conditioned and, in turned have been affected by human influence. Thus, the presence of outcrops of sedimentary rocks from the upper part of the Lower Cretaceous generated in various marine environments, which includes different fossil content, the existence of important iron mineralization, extensively mined by the local population during the last century, the presence of many geomorphologic processes such as eolic and marine erosion and chemical dissolution in carbonate rocks and different examples of the use of geologic materials in monument constructions and as ornamental rocks can be highlighted. The location of the itinerary through the urban zone, along with the easy accessibility to the outcrops and sites, increase its educational and geological divulgation value that may lead to establishing an important touristic resource for this Cantabrian locality.*

Key words: *Cantabria, Castro Urdiales, geologic outreach, geourban route.*

INTRODUCCIÓN

El escaso conocimiento geológico de la sociedad española actual es más que preocupante. Para tratar de solucionar esta eventualidad, son necesarias actividades de divulgación de la geología por parte de los profesionales de las ciencias de la Tierra, tanto del ámbito universitario como de la empresa privada. La declaración de puntos y lugares de interés geológico y geoparques es una de las más útiles y apoyadas por la sociedad. Sin embargo, la localización de la mayoría de ellos en zonas alejadas de los núcleos de población puede llevar asociados problemas logísticos y/o de accesibilidad. Por este motivo, en las últimas décadas se están proponiendo rutas geológicas y geomonumentales dentro de las propias zonas urbanas, que permiten dar a conocer procesos, estructuras y materiales geológicos de interés sin necesidad de abandonar las ciudades (e.g. Bach y Brusi, 1989; Brusi y Bach, 1992; Sellés, 2006; Sellés y Carrillo, 2006; Palacio-Prieto, 2015). De acuerdo a esta premisa, en este trabajo se presenta un recorrido geológico por el litoral de Castro Urdiales (E de Cantabria) (Fig. 1), evaluando su valor pedagógico y de divulgación de la geología.

LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y CONTEXTO GEOLÓGICO

El recorrido propuesto, de aproximadamente 4 km de longitud, se desarrolla a lo largo del litoral

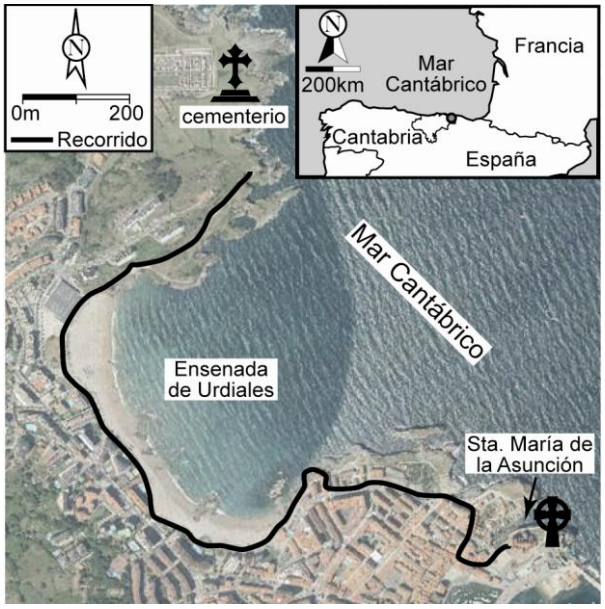


FIGURA 1. *Localización geográfica e itinerario del recorrido propuesto.*

occidental de la localidad de Castro Urdiales, situada al este de la provincia de Cantabria (Fig. 1). Geológicamente, esta área pertenece al sector occidental de Cuenca Vasco-Cantábrica y está conformada por rocas sedimentarias (siliciclásticas y carbonatadas) del Aptiense-Albiense (Rosales *et al.*, 1994). Las rocas carbonatadas del Aptiense Inferior actúan como encajante de mineralizaciones masivas de carbonatos de hierro que, posteriormente, sufrieron procesos de oxidación (Gil, 1991).

VALOR DIDÁCTICO DEL RECORRIDO DESDE EL PUNTO DE VISTA GEOLÓGICO

El recorrido seleccionado posee un importante valor pedagógico en lo referente al conocimiento geológico general, ya que presenta ejemplos de un gran número de procesos geológicos de diversa naturaleza que han condicionado y, a su vez, se han visto alterados por la influencia humana. A continuación, se describen algunos de los más importantes y que han sido foco de nuestro interés:

Tipos de rocas, fósiles y paleoambientes

Las rocas aflorantes en el recorrido propuesto son todas sedimentarias, tal y como se ha descrito previamente, pudiendo observarse alternancias rítmicas de calizas nodulosas y margas de plataforma carbonatada distal del Albiense Inferior (Fig. 2A), dispuestas en ciclos orbitales de Milankovitch, con espículas de esponja e icnofacies de tipo *Chondrites*, afectadas por varias fases de diaclasado (Rosales *et al.*, 1994). También se identifican calizas packstone-grainstone grises de rampa proximal con crinoides, que evolucionan a calizas micríticas muy compactas de borde de plataforma con algunos corales y rudistas, ambas del Albiense Inferior, afectadas por diaclasas, fallas sinsedimentarias (Fig. 2B) y superficies de paleokarst. Finalmente, afloran margas y margocalizas de fondo de cuenca del Albiense Inferior-Superior, afectadas por fallas sinsedimentarias que producen brechificaciones locales (Rosales *et al.*, 1994).

Minerales y explotación minera

Además de los granos de calcita y cuarzo autigénicos que componen las rocas sedimentarias previamente descritas, se encuentran recristalizaciones secundarias de ambos minerales rellenando venas y fracturas (Gil, 1991). Entre las mineralizaciones secundarias de carbonatos de hierro, las más comunes son las de siderita y ankerita, que aparecen tanto asociadas entre sí en clastos de grano medio como rellenando pequeñas venas y fracturas en las rocas carbonatadas. La alteración supergénica de estos minerales genera óxidos e hidróxidos de hierro, con abundancia de goethita y hematites. Estos minerales fueron objeto de explotación minera, dejando evidencias de dicha actividad en el margen oeste del recorrido, consistentes en una pequeña bocamina, restos de los raíles de las vagonetas y un puente y parte de los andamios de un cargadero en la costa, así como acumulaciones de escorias de fundición en esta zona (Fig. 2C).

Dinámica costera y morfologías de erosión y disolución

A lo largo de todo el recorrido se observan abundantes morfologías de erosión y disolución de las rocas carbonatadas. Así, la erosión mecánica producida por el oleaje da lugar a plataformas de abrasión y ensenadas de cantos subredondeados (Fig. 2D). También es frecuente encontrar estructuras de abrasión eólica, denominadas ventifactos, en la superficie de las calizas (Elorza e Higuera-Ruiz, 2015). La disolución química de los carbonatos (karstificación) por el agua meteórica y, en menor medida, marina es otro de los procesos más comunes en esta zona (Fig. 2D). En algunas de estas cavidades kársticas se pueden encontrar chirteras, que son acumulaciones terrosas de goethita, hematites, arcillas y cuarzo fruto del desmantelamiento y posterior transporte de las mineralizaciones de hierro (Gil, 1991). Finalmente, se han apreciado algunas evidencias de alteración superficial de las rocas por el agua meteórica de escorrentía y por la acción de organismos marinos incrustantes en la rasa mareal.

La Ensenada de Urdiales (ver Fig. 1) representa un ejemplo inigualable de la influencia antrópica en el litoral cántabro. Originalmente se trataba de una plataforma de abrasión rocosa que fue rellenada, a finales del s. XIX, con escorias de fundición para ser atravesada por un ferrocarril minero. Tras el desmantelamiento de la minería en esta zona, fue nuevamente rellenada con arena siliciclástica de grano medio-grueso obtenida de una cantera próxima que

explotaba las areniscas del Aptiense Inferior. Sin embargo, las corrientes marinas superficiales en esta área, con orientación predominante hacia el este, la ausencia de ríos o riachuelos de entidad que depositen sedimento transportado desde el continente y la dinámica erosiva del oleaje producen un vaciado progresivo de esta arena, generando que la playa tenga que ser rellenada de manera periódica.

Rocas ornamentales y de construcción

A lo largo del paseo marítimo por el litoral que conforma este recorrido se pueden observar rocas ornamentales de diversa naturaleza petrológica. Así, se encuentran losas obtenidas de las calizas micríticas del Albiense Inferior, con venas rellenas de calcita recristalizada y restos de rudistas. Sin embargo, la mayoría de estos "mármoles" ornamentales son alóctonos, correspondiéndose con calizas grainstone de color crema con abundantes equinodermos, corales y ostreidos, filitas, esquistos y leucogranitos.

En el margen oriental del recorrido se erige la iglesia de Santa María de la Asunción (ver Fig. 1). En su construcción (s. XIII a XV) se emplearon bloques de la roca arenisca del Aptiense Inferior que aflora al sur de la localidad, complementándose uno de sus contrafuertes con bloques de la caliza micrítica del Albiense Inferior previamente descrita (Fig. 2E). Estos materiales han sufrido numerosos procesos de erosión eólica y disolución química por el agua meteórica y marina, dando lugar al llamado "mal de la piedra". Esta alteración ha provocado varias fases de reconstrucción y reformas, en las que se han empleado areniscas procedentes de otras áreas fuente. Las características petrológicas y el grado de alteración superficial permiten diferenciar claramente las rocas empleadas en la construcción original de las utilizadas en las diversas reformas posteriores.

EXPERIENCIAS EN LA APLICACIÓN PRÁCTICA DEL RECORRIDO PROPUESTO

De acuerdo a Palacio-Prieto (2015), un lugar de interés geológico urbano tiene que cumplir dos premisas: 1) que se trate de un área de interés geológico o geomorfológico situado en un área urbana; y 2) que dichos aspectos y procesos geológicos o geomorfológicos estén relacionados con el desarrollo de la propia área urbana. Puesto que el recorrido propuesto cumple con ambas premisas, podría considerarse como lugar de interés geológico urbano para la provincia de Cantabria. Sin embargo, es necesario comprobar previamente su valor pedagógico y divulgativo, utilidad que fue testada en el pasado Geolodía 15 Cantabria (9 de mayo de 2015) (Fig. 2F). El Geolodía es una actividad gratuita de divulgación de la geología a nivel nacional promovida por la Sociedad Geológica de España (Crespo-Blanc *et al.*, 2011). En el caso que nos ocupa, acudieron casi un centenar de asistentes que abarcaban un amplio abanico de edad y conocimientos geológicos previos, muchos de ellos vecinos de la propia localidad. Las principales ventajas

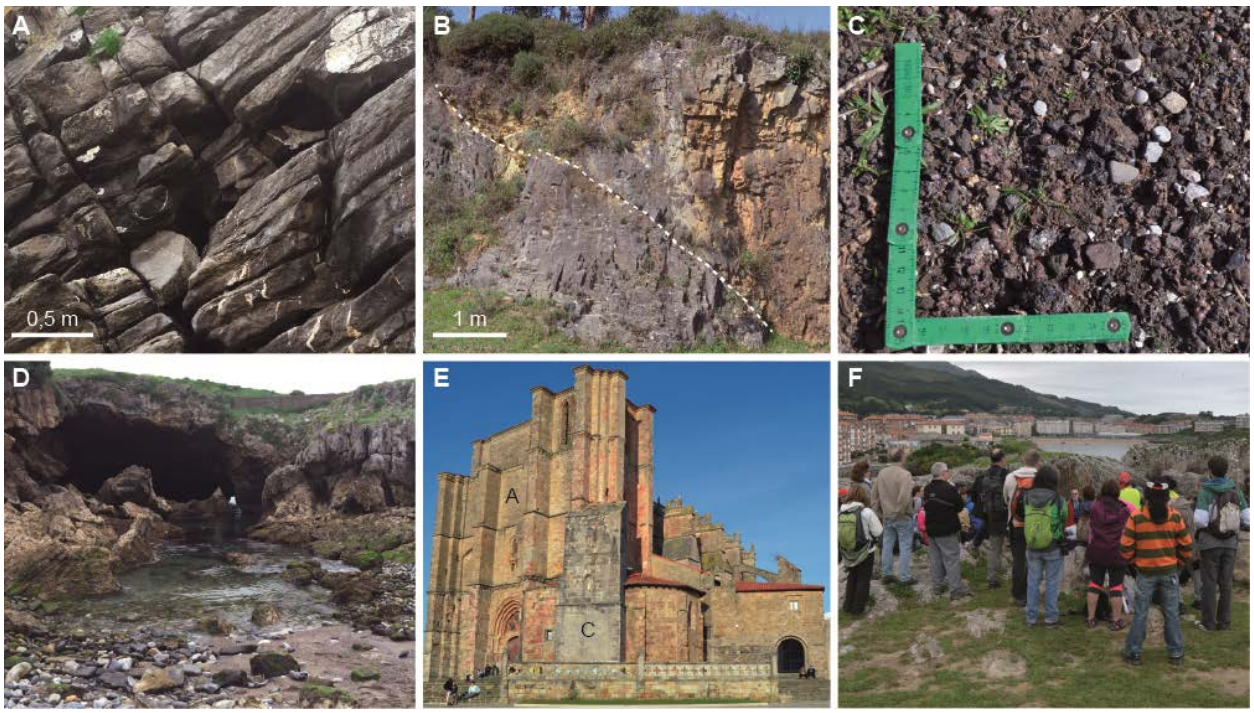


FIGURA 2. *A. Alternancias de calizas nodulosas y margas del Albiense Inferior en ciclos orbitales de Milankovitch. B. Detalle de una falla sinsedimentaria (línea discontínua blanca) en calizas micríticas del Albiense Inferior. C. Acumulación de escorias de fundición. D. Ensenada de cantos con morfologías de erosión y disolución en calizas packstone-grainstone del Albiense Inferior. E. Iglesia de Sta. María de la Asunción construida principalmente en areniscas (A) con contrafuerte de caliza (C). F. Aspecto del recorrido durante el Geolodía 15 Cantabria.*

logísticas de este recorrido, destacadas por todo el público presente, son la localización del mismo en el propio núcleo urbano de la ciudad y la facilidad de acceso a todos los afloramientos descritos, lo que permite "tocar las rocas, los minerales y las fallas", según palabras de uno de los asistentes.

Debido a la diversidad de conocimientos geológicos previos de los asistentes, fue necesario adecuar las explicaciones científicas para conseguir que fueran comprensibles para todo el mundo. La coexistencia de procesos, estructuras y materiales geológicos muy variados en un mismo punto, permitió comprender conceptos básicos, pero a veces difíciles de explicar, tales como el tiempo en geología, cambio climático y variaciones relativas del nivel del mar, diferencia entre roca y mineral o fósil y organismo vivo, o tectónica de placas empleando ejemplos sobre el terreno. Estas explicaciones fueron complementadas con el uso de un amplio material gráfico, que incluía esquemas y fotografías, así como con la utilización de muestras de mano adicionales, tanto de minerales, como de rocas y fósiles. Así mismo, se emplearon las propiedades de los minerales y rocas, tales como dureza, raya, propiedades magnéticas o reacción ante el ácido clorhídrico (diluido al 10%), como herramientas de divulgación mediante experimentos *in situ* que consiguieron consolidar las ideas aportadas por las explicaciones teóricas y captar la atención de los más pequeños. En el caso de los vecinos de la propia localidad, la relación de los procesos y estructuras geológicas con el desarrollo urbanístico resultó ser el punto más atractivo, principalmente en lo referente a la historia minera, la alteración antrópica de la dinámica litoral natural y los procesos de alteración sufridos por las rocas ornamentales de la iglesia de Santa María de la Asunción. Además, las explicaciones geológicas sobre estos aspectos pudieron ser complementadas con la propia experiencia de los habitantes de la ciudad, facilitando la aparición de debates sobre las aplicaciones sociales de los minerales y rocas, la importancia de los estudios geológicos en la vida cotidiana y la necesidad de conservar y proteger el patrimonio natural. Finalmente, el empleo de las redes sociales como complemento a los medios de comunicación tradicionales, resultó ser un instrumento muy eficaz para la difusión del valor geológico del recorrido propuesto, así como en el intercambio de conocimientos y experiencias entre el público asistente.

CONSIDERACIONES FINALES

El recorrido propuesto por el litoral occidental de la localidad de Castro Urdiales (E de Cantabria) se ha revelado como una herramienta muy útil para la didáctica y divulgación de la geología, al incluir ejemplos de un gran número de procesos geológicos que han condicionado y se han visto, a su vez, modificados por el desarrollo urbanístico de la ciudad. Una de sus principales ventajas, además de su localización en la propia ciudad, es su idoneidad desde el punto de vista logístico y de accesibilidad a los afloramientos y estructuras geológicas más relevantes. Su utilización durante el Geolodía 15 Cantabria demostró su alto valor pedagógico, así como la disponibilidad de los habitantes de esta población por ampliar su conocimiento sobre el patrimonio geológico de su entorno, para poder así valorarlo y conservarlo de manera práctica.

AGRADECIMIENTOS

A los Drs. Pedro Alfaro y Amelia Calonge por sus comentarios, que han mejorado sustancialmente el presente trabajo. B. Martínez-García disfruta de una beca postdoctoral (Contratación para la especialización de personal investigador doctor) de la UPV/EHU.

REFERENCIAS

Bach, J. y Brusi, D. (1989): *Itinerari de Geologia urbana. Plaça Catalunya*. ICE-UAB, Barcelona, 20 p.

Brusi, D. y Bach, J. (1992): Posibilidades didácticas de las rocas de construcción. Las rocas ornamentales. *VII Simposio de Enseñanza de la Geología*: 269-292.

Crespo-Blanc, A., Alcalá, L., Carcavilla, L. y Simón, J.L. (2011): Geolodía: origen, presente y futuro. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19.1: 95-103.

Elorza, J. e Higuera-Ruiz, R. (2015): Morfologías escalonadas de erosión eólica y disolución química sobre las calizas Urgonianas en la playa de Valdearenas (Sonabia, Cantabria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 28(1): 25-39.

Gil, P.P. (1991): *Las mineralizaciones de hierro en el Anticlinal de Bilbao: Mineralogía, Geoquímica y Metalogenia*. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, 343 p.

Palacio-Prieto, J.L. (2015): Geoheritage Within Cities: Urban Geosites in Mexico City. *Geoheritage*, 7: 365-373.

Rosales, I., Fernández-Mendiola, P.A. y García-Mondéjar, J. (1994): Carbonate depositional sequence development on active fault blocks: the Albian in the Castro Urdiales area, northern Spain. *Sedimentology*, 41: 861-882.

Sellés, J. (2006): *Geología de la calle Florida (Buenos Aires, Argentina): parte 1, la propuesta didáctica.* En: Actas del Simposio Ibérico do Ensino da Geologia. XIV Simposio sobre Enseñanza de la Geología: 485-489.

Sellés, J. y Carrillo, L. (2006): *Geología de la calle Florida (Buenos Aires, Argentina): parte 2, litografías y estructuras identificables.* En: Actas del Simposio Ibérico do Ensino da Geologia. XIV Simposio sobre Enseñanza de la Geología: 491-496.

Utilización de aplicaciones para teléfonos móviles en la docencia de Geología

Using mobile phone app for Geology teaching

M.D. Soriano[1] L. García-España[1] y E. Blasco[2]

1 Departamento de Producción Vegetal. Universitat Politécnica de Valencia. Cami de Vera s/n 46010 Valencia.
2 Centro de Apoyo Informático. ETSIAMN- Universitat Politécnica de Valencia. Cami de Vera s/n 46010 Valencia.

Resumen: En este trabajo se presenta una aplicación que permite al alumno integrar en espacio digital las fotografías de los materiales geológicos estudiados en un recorrido didáctico programado por el profesor de la asignatura. La información obtenida acompañada de su localización es transferida a la plataforma donde se puede visualizar el recorrido del alumno y los lugares donde se han realizado las medidas. La aplicación permite localizar y situar automáticamente en un plano digital las fotografías de los materiales y la información geológica, que cada año nutren los alumnos con sus tareas y queda de forma permanente para su posterior consulta en la base de datos obtenida. Se trata de un recurso tecnológico de apoyo al aprendizaje creando un espacio activo de fácil consulta para cualquier disciplina y concretamente para la disposición de imágenes de materiales litológicos y su localización en la asignatura de Geología.

Palabras clave: Aplicación docente, geología

Abstract: *In this work, an application that allows students to get on a digital space photographs of geological materials studied in an educational tour scheduled by the teacher of the subject is presented. This information along with the location is transferred to the platform where you can visualize the path of the student and the places where measurements have been made. The application automatically locates and placing such materials on a digital map that every year expand the students with their homework and left permanently for future reference in the database of the application.*

Key words: *Active learning, teaching application platform geology*

INTRODUCCIÓN

El uso de aplicaciones en tareas o proyectos, ofrecen grandes oportunidades para el aprendizaje de los alumnos que se pueden aplicar con diferentes objetivos donde los estudiantes realizan tareas fuera de las aulas en problemas donde son necesarios los conocimientos teóricos adquiridos.

Este tipo de proyectos tiene además la ventaja de poder ser utilizado en actividades interdisciplinarias en las que el alumno aprende trabajando utilizando los conocimientos previos (clase inversa).

La formación de equipos entre alumnos para su realización favorece otros aspectos del aprendizaje tanto directos como aplicados a las competencias transversales Canals et al., (2006), Domingo, et al., (2011), García, et al., (2007), Zabala, et al., (2007).

Los objetivos de este proyecto son conocer y afianzar los conocimientos teóricos de la asignatura con actividades que ayuden a fijar conceptos básicos de geología.

DESCRIPCIÓN DEL TRABAJO

Se construyeron itinerarios para la realización en diferentes puntos del mismo el reconocimiento de materiales litológicos.

Los puntos de toma de muestras se sitúan en un itinerario que circula sobre diversos materiales litológicos de los distintos periodos geológicos.

La información obtenida es situada por el alumno en la plataforma directamente con una aplicación creada para el móvil, quedando registradas en la base de datos junto a una imagen indicativa del lugar con las coordenadas del punto y localización en el mapa.

El programa se acompaña de unas instrucciones de manejo y una tabla de datos a recopilar en los puntos indicados.

En este tipo de estudio se incluye en el aprendizaje por resolución de problemas, donde los estudiantes agrupados en equipos de 5 a 10 miembros, bajo la supervisión de un profesor, trabajan, inicialmente juntos durante un tiempo para preparar la salida al campo.

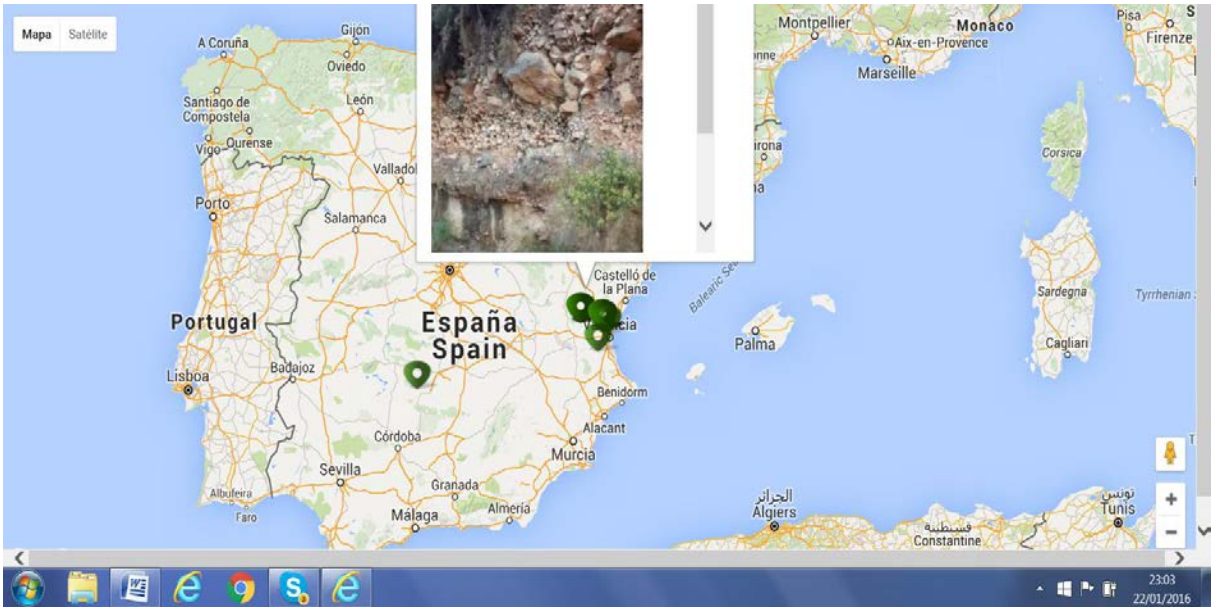


FIGURA 1. Localización de los puntos de estudio.

La actividad se diseñó para el primer curso de la asignatura de Geología del Grado en Ingeniería Agroalimentaria y del Medio Rural en la Universidad Politécnica de Valencia. Al finalizar la actividad los alumnos realizan una evaluación para comprobar los conocimientos adquiridos.

La calificación media para los alumnos en esta práctica fue bien valorada, lo que nos permite asumir la elevada eficacia de esta metodología como una herramienta, de gran utilidad, lo que ha permitido alcanzar los objetivos propuestos.

CONCLUSIONES

Desde el punto de vista didáctico, la utilidad de la plataforma se basa la creación de un banco de datos de materiales litológicos en condiciones naturales que se puedan conservar para un futuro. La metodología utilizada es útil para que los alumnos adquieran los conocimientos y competencias necesarias descritas en la asignatura, conociendo de esta forma una amplia variedad de materiales.

Desde el punto de vista de percepción del alumno, el sondeo refleja que la mayor parte de los alumnos valoran positivamente la actividad realizada, considerando que les permite adquirir y afianzar los conocimientos de la asignatura.

En cursos sucesivos el desarrollo de esta tarea permitirá ampliar los puntos a desarrollar por los alumnos, obtener mayor número de opiniones y valoraciones del alumnado, y ampliar la colección que actualmente se dispone.

REFERENCIAS

Canals, A., Corbella, M., Proenza, J., Garreta, M., Cardellach, E., Soler, A. y Grandia, F. (2006): *IV* Congreso Internacional de Docencia Universitaria e Innovación, Barcelona.

Domingo, M. y Marques, P. (2011): Aulas 2.0 y uso de las TIC en la práctica docente. *Comunicar,* 37 (XIX): 169-175.

García, F.F. y De Alba, N. (2007): Educar en participación como eje de una educación ciudadana. Reflexiones y experiencias. *Didáctica Geográfica*, 3ª época, 9: 243-258.

Datos paleomagnéticos en materiales sin-diapíricos Aptienses-Albienses (cuenca Vasco-Cantábrica, N Iberia)

Paleomagnetic data in Aptian-Albian syn-diapiric rocks (Basque-Cantabrian basin, N Iberia)

E. Beamud[1,2], R. Soto[3], E. Roca[2], E. Carola[2], Y. Almar[4] y F. Escosa[2]

1 Lab. Paleomagnetisme CCiTUB-ICTJA CSIC. ICT "Jaume Almera", Solé i Sabarís, s/n, 08028 Barcelona. betbeamud@ub.edu
2 Grup Geodinàmica i Anàlisi de Conques, Geomodels Research Institute, Univ. de Barcelona, Zona Univ. Pedralbes, 08028 Barcelona. eloicarola@gmail.com, eduardroca@ub.edu
3 IGME. Unidad de Zaragoza. C/Manuel Lasala 44, 9B, 50006 Zaragoza. r.soto@igme.es
4 ICT "Jaume Almera", CSIC, Solé i Sabarís, s/n, 08028 Barcelona. yleniaalmar@yahoo.es

Resumen: Con el objetivo de obtener un modelo cinemático que relacione la formación de diapiros con la geometría de los sedimentos sin-diapíricos, se ha realizado un estudio paleomagnético en sedimentos sin-diapíricos seleccionados de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Los diapiros estudiados (Bakio, Bermeo, Guernika y Mungia) se desarrollaron durante el Cretácico inferior en relación a la extensión del margen noribérico y fueron posteriormente reactivados durante la contracción pirenaica (Cretácico superior-Mioceno). El núcleo de los diapiros está formado por evaporitas y lutitas rojas triásicas y en sus flancos afloran materiales sincinemátios carbonatados de plataforma y talud albienses y siliciclásticos aptienses-cenomanienses. El estudio paleomagnético se ha centrado en 29 estaciones obtenidas en los materiales sincinématicos de la cobertera para identificar y cuantificar rotaciones de eje vertical relacionadas con el crecimiento de los diapiros. Después de obtener las direcciones medias para cada estación se puede concluir que la mayoría de las estaciones están remagnetizadas, ocultando la historia cinemática del crecimiento de los diapiros. La edad de esta remagnetización es difícil de precisar. Podría haber ocurrido, bien en un estadio temprano entre el Albiense y el Maastrichtiense o bien en un estadio tardío relacionado con la compresión pirenaica.

Palabras clave: Diapiro, remagnetización, cuenca Vasco-Cantábrica, Albiense.

Abstract: *In order to obtain a kinematic model linking the diapir formation and the geometry of the syn-diapir sediments, a paleomagnetic study has been conducted in selected syn-diapiric sequences of the Basque-Cantabrian Basin. The studied diapirs (Bakio, Bermeo, Guernika and Mungia) developed during the Early Cretaceous in relation to the North Iberian extensional margin which was subsequently reactivated during the Pyrenean contractional deformation (Late Cretaceous-Miocene). They are cored by Triassic red clays and evaporites and they are flanked by synkinematic Albian shelf and slope carbonates and Upper Albian to Cenomanian siliciclastics. The paleomagnetic study has focused on the synkinematic overburden to detect and quantify vertical axis rotations related to the growth of the diapirs. 29 paleomagnetic sites have been analyzed. After obtaining the site mean directions it can be concluded that most of the sites are remagnetized, hindering the kinematics of the diapirs growth to be deduced. The age of this remagnetization is difficult to assess, it could be either an earlier Albian-Maastrichtian remagnetization or a remagnetization linked to the Pyrenean compression.*

Key words: *Diapir, remagnetization, Basque-Cantabrian Basin, Albian.*

INTRODUCCION

Estudios paleomagnéticos previos en materiales Cretácicos de la cuenca Vasco-Cantábrica se han centrado en la datación magnetoestratigráfica de las secciones de Zumaya, Sopelana o Trabakua (Mary et al., 1991; Pujalte et al., 1995; Dinarès-Turell et al., 2003), en el estudio de las rotaciones de eje vertical para estudiar el carácter primario o secundario del Arco Vasco-Cantábrico (Calvo et al, 2007) o el movimiento de bloques asociados a fallas (Agirrezabala y Dinarès-Turell, 2013) o en el estudio de los materiales cretácicos para deducir la edad de la rotación de Iberia (Vandenberg, 1980). En este trabajo, con el objeto de obtener un modelo cinemático para la formación de los diapiros que se desarrollaron durante el Cretácico inferior en la cuenca Vasco-Cantábrica, se realizó un estudio paleomagnético en sedimentos sin-diapíricos cretácicos seleccionados de la parte N del sector central de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Fig. 1).

CONTEXTO GEOLÓGICO

La cuenca Vasco-Cantábrica se formó durante el Mesozoico debido a varias etapas extensivas relacionadas con la apertura del Atlántico Norte. A partir del final del Cretácico Superior y hasta el Eoceno, se produjo la inversión de la cuenca Vasco-Cantábrica en el contexto de la orogenia Pirenaica.

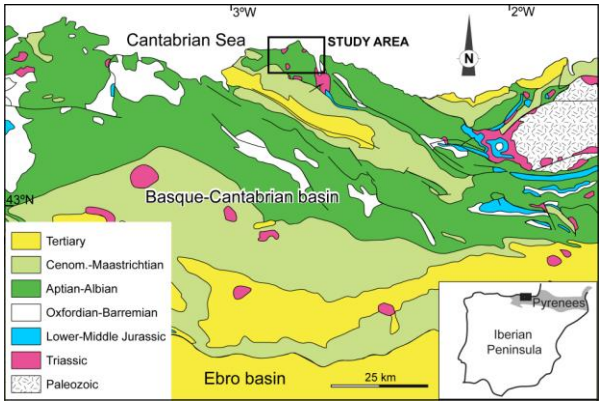


FIGURA 1. *Situación de la zona de estudio.*

El área de estudio se caracteriza por la presencia de varios diapiros de sales y lutitas triásicas (facies Keuper) flanqueados por materiales Aptienses-Albienses sin-diapíricos (secuencias halocinéticas), que se depositaron de forma contemporánea al crecimiento de los mismos (Ferrer et al., 2014). En concreto se ha estudiado el *overburden* de los diapiros de Bakio, Bermeo, Guernika y Mungia (Fig. 2), formado por una plataforma carbonatada Jurásica (de unos 500 m de potencia) y por una potente sucesión (2-3 km) de margas y debritas carbonatadas del Aptiense-Aptiense inferior y turbiditas del Albiense-Cenomaniense.

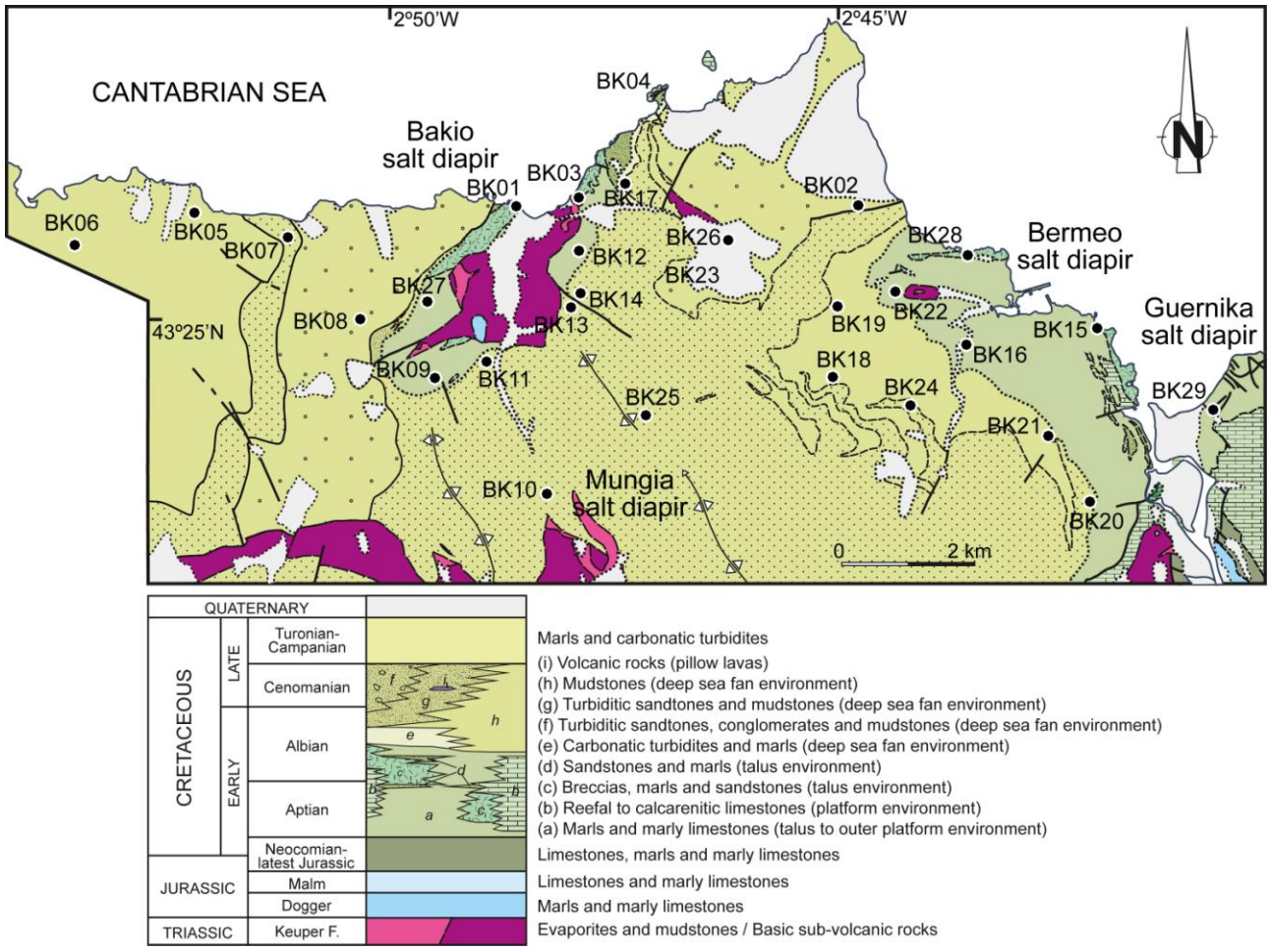


FIGURA 2. *Área de estudio con la localización de las estaciones muestreadas. Modificado del Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:25.000 (Ente Vasco de la Energía, EVE)*

METODOLOGÍA

En este trabajo se han analizado 29 estaciones (Fig. 2). Todas ellas se muestrearon en margas, margas carbonatadas, areniscas finas y lutitas del intervalo Aptiense-Albiense. Del total de estaciones, 11 se muestrearon en las secuencias sin-diapíricas al diapiro de Bakio, 5 en las secuencias sin-diapíricas al diapiro de Bermeo (situado al E del diapiro de Bakio), 2 en las proximidades del diapiro de Guernika y 11 estaciones en los materiales de la misma edad no afectados por los diapiros (Fig. 2).

Los análisis paleomagnéticos se han realizado en el Laboratorio de Paleomagnetismo de Barcelona (CCiTUB-ICJTA CSIC). Éstos han consistido en la desmagnetización progresiva térmica y por campos alternos y la medida de la Magnetización Remanente Natural (MRN) mediante un magnetómetro superconductor (2G Enterprises). Las direcciones paleomagnéticas se calcularon por ajuste de mínimos

cuadrados después de la inspección visual de los diagramas de desmagnetización (Fig. 3). Las direcciones medias por estación (Fig. 4) con sus parámetros estadísticos k y α_{95} se calcularon antes y después de la corrección tectónica.

RESULTADOS

En todas las muestras se observa una componente viscosa que se elimina por debajo de los 200 º C. La componente característica se define generalmente entre 280 y 490 º C (Fig. 3), sugiriendo que la titanomagnetita es la portadora de la remanencia.

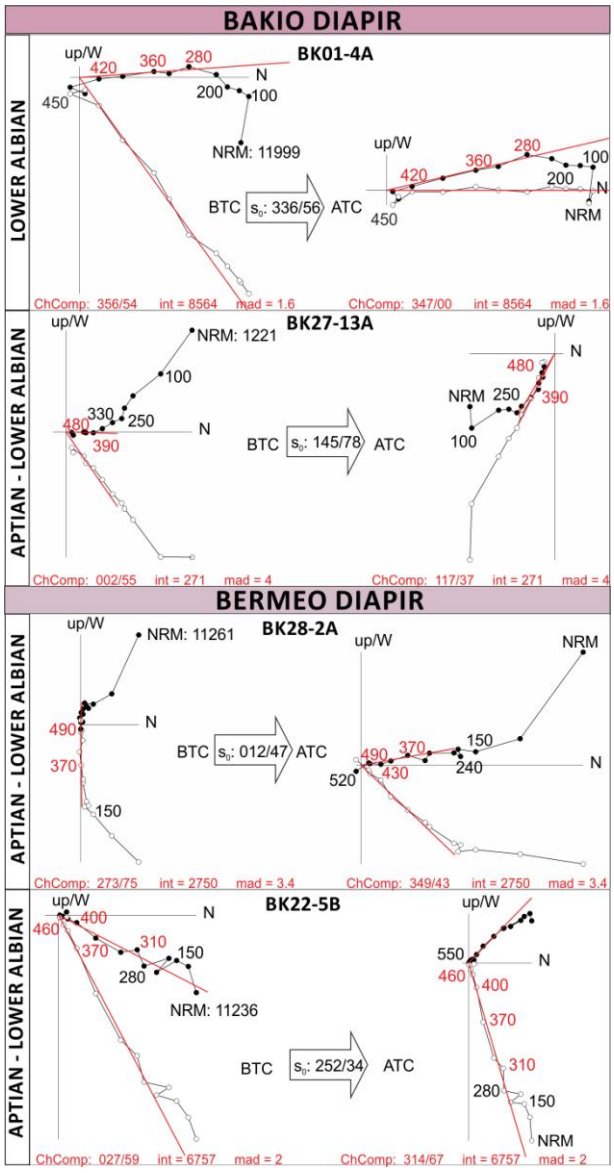


FIGURA 3. *Diagramas de desmagnetización de muestras representativas de los materiales sin-diapíricos de Bakio y Bermeo. BTC: before tectonic correction, ATC: after tectonic correction, ChComp: Componente característica, representada por la línea roja en los diagramas. Temperaturas en º C, en rojo están indicadas las temperaturas seleccionadas para calcular la ChComp. NRM: magnetización remanente natural (x· 10^{-6} A/m).*

En todas las muestras esta componente presenta polaridad normal. Las direcciones medias por estación (Fig. 4) muestran un mayor agrupamiento en coordenadas geográficas que en coordenadas estratigráficas, sugiriendo que en la mayoría de los casos se adquirió la magnetización cuando las capas ya estaban basculadas y que, por lo tanto, se trata de una remagnetización. Tan solo algunas estaciones, como la BK29, localizada cerca del diapiro de Guernika, podrían tener una magnetización primaria y mostrar rotaciones significativas relacionadas con el crecimiento diapírico o tratarse de una componente secundaria rotada con posterioridad al evento de remagnetización. Los *fold tests* realizados agrupando las estaciones para los diapiros de Bakio y Bermeo son negativos en ambos casos corroborando esa remagnetización. La remagnetización de las secuencias sindiapíricas impide, por tanto, deducir parte de la historia cinemática asociada al crecimiento de los diapiros.

DISCUSIÓN

En el Albiense, la zona de estudio formaba parte de la placa europea por lo que las direcciones medias obtenidas se compararán con la dirección para Europa estable durante el Albiense: 354/42 (Van der Voo, 1993) (Fig. 4).

La edad de la magnetización *postfolding* es difícil de precisar. Los pliegues estudiados que afectan a los materiales aptienses-albienses responden a dos mecanismos distintos:

1) Origen sinsedimentario asociado al crecimiento de los diapiros (Aptiense-Albiense)
2) Pliegues asociados a la formación del edificio pirenaico (Santoniense superior-Mioceno medio)

Por lo tanto, la magnetización postfolding podría haberse adquirido durante o después de cualquiera de estas dos etapas de deformación.

Sin embargo, dado que en secciones magnetoestratigráficas cercanas como Sopelana, Zumaya o Trabakua (Mary et al., 1991; Pujalte et al., 1995; Dinarès-Turell et al., 2003) realizadas en materiales más modernos pero de facies similares a las analizadas en este trabajo, se encuentran direcciones primarias, por lo menos a partir del cron 31n (Maastrichtiense), la edad de la remagnetización podría quedar acotada entre el Albiense y el Maastrichtiense. Ésta podría estar relacionada con la alta subsidencia experimentada en estas cuencas, la intensa actividad magmática entre el Albiense superior y el Turoniense (105–89 My) (Lamolda et al. 1983) que estuvo acompañada de circulación de fluidos hidrotermales (Agirrezabala y Dinarès-Turell, 2013) e incluso a la generación de hidrocarburos (García-Mondéjar, 1989). Finalmente, cabe destacar que no se observa la rotación horaria regional de 37º identificada por Calvo et al (2007) para este sector del Arco Vasco-Cantábrico o por el contrario, los 18-33º de rotación antihoraria

deducidas para el sector de Deba (Agirrezabala y Dinarès, 2013), asociadas ambas a la inversión tectónica terciaria.

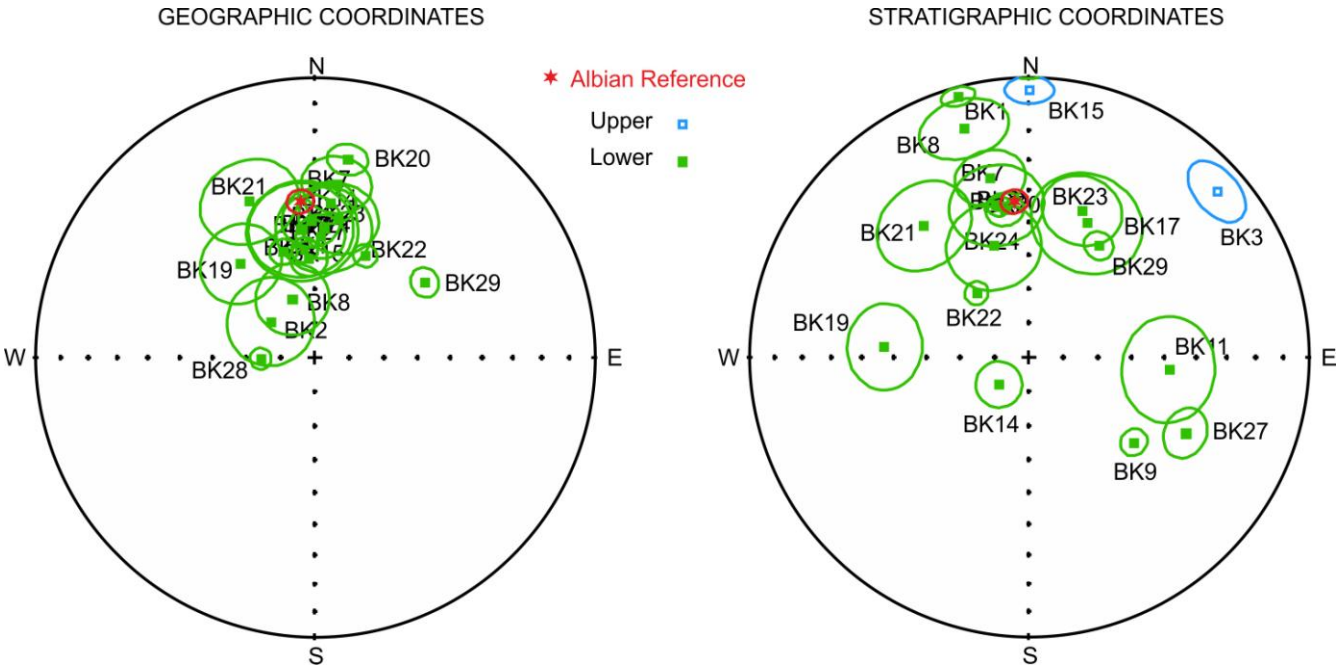


FIGURA 4. *Direcciones medias por estación en coordenadas geográficas y estratigráficas. Puede observarse una mayor agrupación de las direcciones en coordenadas geográficas, sugiriendo que, en la mayoría de los casos, la magnetización se adquirió cuando las capas ya estaban deformadas.*

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado gracias a los proyectos coordinados CGL2014-54118-C2-1-R y CGL2014-54118-C2-2-R y al GGAC 2014SGR467.

REFERENCIAS

Agirrezabala y Dinarès-Turell (2013): Albian syndepositional block rotation and its geological consequences, Basque–Cantabrian Basin (western Pyrenees). *Geological Magazine*, 150(6): 986–1001.

Calvo-Rathert, M., Cuevas, J., Tubía, J.M., Bógalo, M.F. y Gogichaishvili, A. (2007): A paleomagnetic study of the Basque Arc (Basque-Cantabrian Basin, Western Pyrenees). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 96: 1163–1178.

Dinarès-Turell, J., Baceta, J.I., Pujalte, V., Oure-Etxebarría, X., Bernaola, G. y Lorito, S. (2003): Untangling the Paleocene climate: an astronomically calibrated Lower Paleocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at Zumaia (Basque basin, Northern Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 216(4): 483-500.

Ferrer, O., Arbués, P., Roca, E., Giles, K., Rowan, M.G., de Matteis, M. y Muñoz, J.A. (2014): Effect of Diapir Growth on Synkinematic Deepwater Sedimentation: The Bakio Diapir (Basque Cantabrian Basin, Northern Spain). *AAPG 2014 Annual Convention and Exhibition*, Search and Discovery Article #41385.

García-Mondéjar, J. (1989): Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian Basin of Northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of Bay of Biscay. En: *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, (A. J. Tankard y H. R. Balkwill, eds.), 395–409 p. American Association of Petroleum Geologists, Memoir no. 46.

Pujalte, V. Baceta, J.I., Dinarès-Turell, J., Orue-Etxebarria, X., Parés, J.M. y Payros, A. (1995): Biostratigraphic and magnetostratigraphic intercalibration of latest Cretaceous and Paleocene depositional sequences from the deep-water Basque basin, western Pyrenees, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 136: 17-30.

Mary, C., Moreau, M.G., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E. y Courtillot, V. (1991): Biostratigraphy and magnetostratigraphy of the Cretaceous/Tertiary Sopelana section (Basque Country). *Earth and Planetary Science Letters,* 106:133-150.

Lamolda, M.A., Mathey B., Rossy, M. y Sigal J. (1983): La edad del vulcanismo de Vizcaya y Guipúzcoa. *Estudios Geol*, 39:151– 155.

Van der Voo, R. (1993): Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. Cambridge University Press, 411 p.

Vandenberg, J. (1980): New Paleomagnetic data from the Iberian Peninsula. *Geol Mijnbouw*, 59(1): 49–60

Registro magnético de depósitos de tsunami en la costa de Colima, México

Magnetic fingerprint of tsunami-induced deposits in Colima coast, Mexico

M.F. Bógalo[1], M-T. Ramírez-Herrera[2,3], A. Gogichaisvili[4], J. Černý[5,6], Nestor Corona[7], D. Rey[8] y K. Mohamed[8]

1 Departamento de Física, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Burgos, Avda. Cantabria s/n, 09006 – Burgos, Spain. mfbogalo@ubu.es
2 Laboratorio Universitario de Geofísica Ambiental & Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación, Ciudad Universitaria, Coyoacán, D.F. 04510, México. tramirez@igg.unam.mx
3 Berkeley Seismological Laboratory, University of California Berkeley, 299 McCone Hall, Berkeley, CA 94720, USA. ramirez@seismo.berkeley.edu, ramirezt@berkeley.edu
4 Laboratorio Universitario de Geofísica Ambiental & Instituto de Geofisica, Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad Michoacan, UNAM-Campus Morelia, Mexico. avto@geofisica.unam.mx
5 Department of Geological Sciences, Faculty of Science, Masaryk University, Brno, Czech Republic. 176111@mail.muni.cz
6 Institute of Geology, Academy of Sciences of the Czech Republic, Prague-Lysolaje, Czech Republic
7 Centro de Estudios en Geografía Humana, El Colegio de Michoacán, la Piedad, Michoacán, México.
8 Dpto. Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Vigo, 36310 – Vigo. danirey@uvigo.es, kmohamed@uvigo.es.

Resumen: La costa del Pacífico de México ha sido expuesta repetidamente a la acción destructiva de tsunamis. La identificación de este tipo de eventos requiere la aplicación de diferentes herramientas entre las que se encuentra el análisis de propiedades magnéticas. En este trabajo se presentan los resultados magnéticos correspondientes al perfil sedimentario de Palo Verde, situado en la costa de Colima en México, en la zona de subducción de la Placa Rivera bajo la placa de América del Norte. Esta secuencia sedimentaria consta de 4 unidades diferentes, dos de ellas (PV1 y PV2) son horizontes anómalos de arena relacionados con tsunamis; PV1 asociado con el tsunami del 22 de junio de 1932 y PV2, probablemente con un paleotsunami ocurrido alrededor del año 1300 dC. Los análisis de propiedades magnéticas han mostrado una variación brusca de dichas propiedades en la base de la unidad PV1. Además, los valores de la susceptibilidad (□□ y magnetización remanente isoterma (SIRM) en dicha unidad son anómalamente elevados. La respuesta magnética en esta unidad se debe fundamentalmente a la contribución de (titano)magnetita con tamaño de grano superior al de la unidad PV2. Se ha detectado la presencia de (titano)hematites en todo el perfil, aunque fundamentalmente en la unidad intermedia entre los dos eventos de tsunami. Estudios adicionales en áreas próximas podrán ser de gran ayuda para determinar la procedencia del material.

Palabras clave: Depósito de tsunamis, propiedades magnéticas, costa del Pacífico, México

Abstract: *The Pacific coast of Mexico has repeatedly been exposed to the destructive action of tsunamis. Different proxies, including magnetic properties, are required in order to identify this kind of events. In this work, we provide magnetic results of the sedimentary sequence of Palo Verde, sited on the Colima coast of Mexico, which overlies the subducting Rivera Plate under the North American plate. This sequence consists of four distinct units, two of which are anomalous sand beds (PV1 and PV2) probably of tsunamigenic origin. PV1 has been linked with the 22 June 1932 tsunami while PV2 is related to a probable paleotsunami that occurred around 1300 CE. The magnetic properties exhibit a sharp variation at the base of the PV1 unit. In this upper unit, the susceptibility values (□) and isothermal remanent magnetization (SIRM) are anomalously high and the magnetic response is mainly due to the contribution of (titano)magnetite with larger grain size than in PV2 unit. In addition, (titano)hematite is also detected throughout the whole profile, but mainly in the intermediate unit between the tsunamigenic units. Additional environmagnetic studies in nearby areas may be helpful to determine the provenance of the magnetic material.*

Key words: *tsunami deposits, magnetic properties, Pacific coast, México.*

INTRODUCCIÓN

Aunque los tsunamis son eventos que no se producen con alta frecuencia, su carácter destructivo hace necesario una mejor compresión de este tipo de fenómenos. Con este objetivo, en las dos últimas décadas se han llevado a cabo numerosos estudios multidisciplinares en depósitos sedimentarios de origen tsunamigénico. Recientemente se ha mostrado que el uso de múltiples indicadores, analizados en conjunto, son una herramienta muy útil para determinar el origen de depósitos sedimentarios anómalos en áreas costeras (p. e. Ramírez-Herrera et. al., 2016, 2014; Cêrný, et. al., 2016; Font et al., 2010; Cuven et al., 2013; Gogichaisvili et al., 2013).

En este trabajo se ha realizado un estudio en detalle de las propiedades magnéticas del perfil sedimentario de Palo Verde (PV), situado en la costa de Cuyutlán,

México (Figura 1). Este estudio trata de completar los resultados obtenidos por Ramírez-Herrera (2014) en dicha secuencia sedimentaria. Estos autores determinaron que las dos unidades anómalas de arena (PV1 y PV2) estaban asociadas probablemente con el tsunami del 22 de junio de 1932 y con un paleotsunami ocurrido alrededor del año 1300 dC.

METODOLOGÍA

El perfil estudiado (PV), de 80 cm de profundidad, se sitúa a 275.3 m hacia el interior de la costa, a una altura de 2 m por encima del nivel del mar y separado del océano por dunas de arena de 7.5 m de altura máxima. El perfil se muestreó extrayendo muestras orientadas cada 2 cm mediante cajitas de plástico de 8 cm^3, obteniendo un total de 35 muestras.

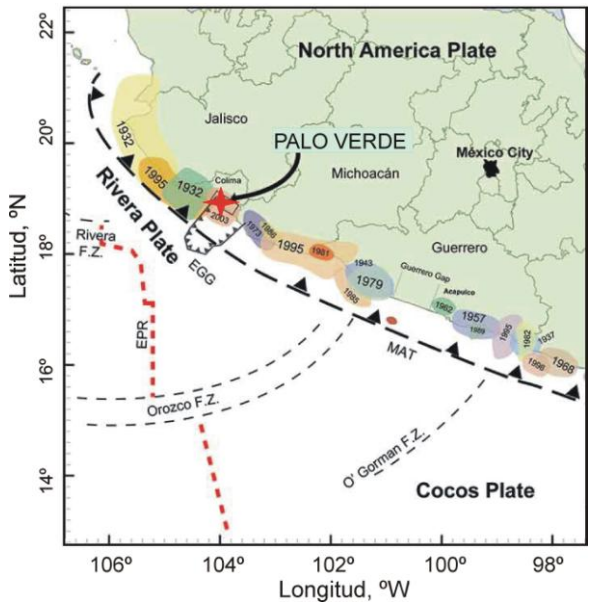


FIGURA 1. *Marco tectónico y sísmico de la costa del Pacifico de México.*

Las medidas de propiedades magnéticas se han llevado a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. Dichas medidas incluyen: susceptibilidad magnética ( ) normalizada por la masa y medida utilizando un equipo Kappabridge KLY4 (AGICO) con un campo aplicado de 300 A/m; variación de la susceptibilidad con la frecuencia, $_{fd}$(%), utilizando un equipo Bartington MS2 (0.47 y 4.7 kHz); magnetización remanente anhisterética (ARM) y susceptibilidad de la ARM ($_{ARM}$) (campo alterno de 100 mT y campo continuo de 0.05 mT) utilizando un magnetómetro criogénico 2G. Utilizando la Balanza de Traslación de Campo Magnético Variable (VFTB, ruido $5x10^{-8}$ Am^2) se realizó la siguiente secuencia de medidas: 1) curva de adquisición de la magnetización remanente isoterma (IRM o M_r) hasta campos magnéticos de 1 T; 2) ciclos de histéresis (± 1 T), 3) curvas de *backfield* para obtener el valor de la coercitividad de la remanencia (B_{cr}); y 4) medida de la magnetización con la temperatura (M-T) calentando las muestras desde temperatura ambiente hasta 700 ºC en un campo constante de 38 mT y posterior enfriamiento. Se seleccionaron, además, 13 muestras a las que se les realizaron curvas detalladas de adquisición IRM hasta campos de 2 T utilizando un imanador de pulsos M2T-1 que posteriormente fueron desmagnetizadas térmicamente tras aplicarles campos magnéticos según tres direcciones perpendiculares (campos aplicados: 2, 0.4 y 0.12 T).

Además de los estudios de propiedades magnéticas se están llevando a cabo observaciones al microscopio electrónico de barrido (SEM) en el microscopio JEOL JSM-6700 f equipado con un cañón de electrones de emisión de campo (FESEM) y una sonda de Energía Dispersiva de Rayos X (EDS) del Centro de Apoyo Científico-Tecnológico a la Investigación de la Universidad de Vigo. Estos análisis permiten caracterizar la textura microscópica de las muestras, y por tanto pueden apoyar la identificación y ayudar en la determinación del origen de los depósitos tsunamigénicos. Además, las imágenes obtenidas mediante electrones retrodispersados (BS) aportan información de contraste composicional, que junto a los análisis químicos semicuantitativos aportados por la sonda EDS facilitan la identificación de minerales pesados y magnéticos, potencialmente útiles como trazadores del origen de los depósitos estudiados.

RESULTADOS

En la Figura 2 se muestran algunos de los parámetros magnéticos medidos frente a la profundidad. Se observa una buena correlación entre dichos parámetros y la estratigrafía del perfil. La susceptibilidad magnética ( ) y la magnetización remanente de saturación (SIRM) muestran un comportamiento similar con la profundidad, indicando que la señal magnética es debida fundamentalmente a la concentración de minerales ferrimagnéticos. Los valores de estos parámetros son máximos y casi uniformes en la parte superior del perfil (suelo y unidad PV1). Tanto los valores de como de SIRM en estos horizontes son del orden de 20 veces superior a los encontrados en unidades de tsunamis estudiadas previamente en áreas cercanas (Ramírez-Herrera, et al., 2016, Cêrný, et. al., 2016). Los valores de dichos parámetros son mínimos en la unidad limo-arcillosa intermedia situada entre los dos eventos de origen tsunamigénico PV1 y PV2, aumentando ligeramente con la profundidad en la unidad inferior, PV2. La concentración relativa de granos superparamagnéticos (SP) de origen pedogénico obtenida a partir de $_{fd}$(%) es máxima en el suelo (0 – 10 cm) con valores de hasta 3.25 %. Estos valores tan bajos explican por qué su contribución no es significativa en la mayor parte de las propiedades magnéticas. El perfil de magnetización remanente anhisterética (ARM), parámetro sensible a la concentración de granos ferrimagnéticos monodominio (SD) (~ 0.03 – 0.06 m) (p.e. Evans y

Heller, 2003), muestra diferente comportamiento que los parámetros y SIRM, fundamentalmente en la parte superior. Este comportamiento está relacionado con variaciones en la concentración de granos ferrimagnéticos finos SD en dichas unidades. La Figura 3a evidencia este comportamiento; mientras que las muestras correspondientes a las unidades inferiores (limo-arcillas y PV2) exhiben una correlación lineal, los datos de las muestras de las unidades superiores (suelo y PV1) se sitúan a la derecha del gráfico, indicando tamaño de grano mayor que en el caso de las unidades inferiores (King et al., 1982). La relación ARM/SIRM suele ser utilizada en estudios de magnetismo ambiental como parámetro indicativo de la variación del tamaño de grano de minerales ferrimagnéticos. Muestras que contienen una fracción alta de granos SD-PSD presentan valores elevados de dicha relación. En este caso, se observa claramente tanto en el perfil vertical (Figura 2) como en el gráfico de correlación de ARM/SIRM frente a la coercitividad remanente (B_{cr}) (Figura 3b) la diferencia de comportamiento entre las unidades PV1 y PV2, indicando que la concentración de granos ferrimagnéticos finos en la unidad inferior (PV2) es mayor que en la unidad superior (PV1).

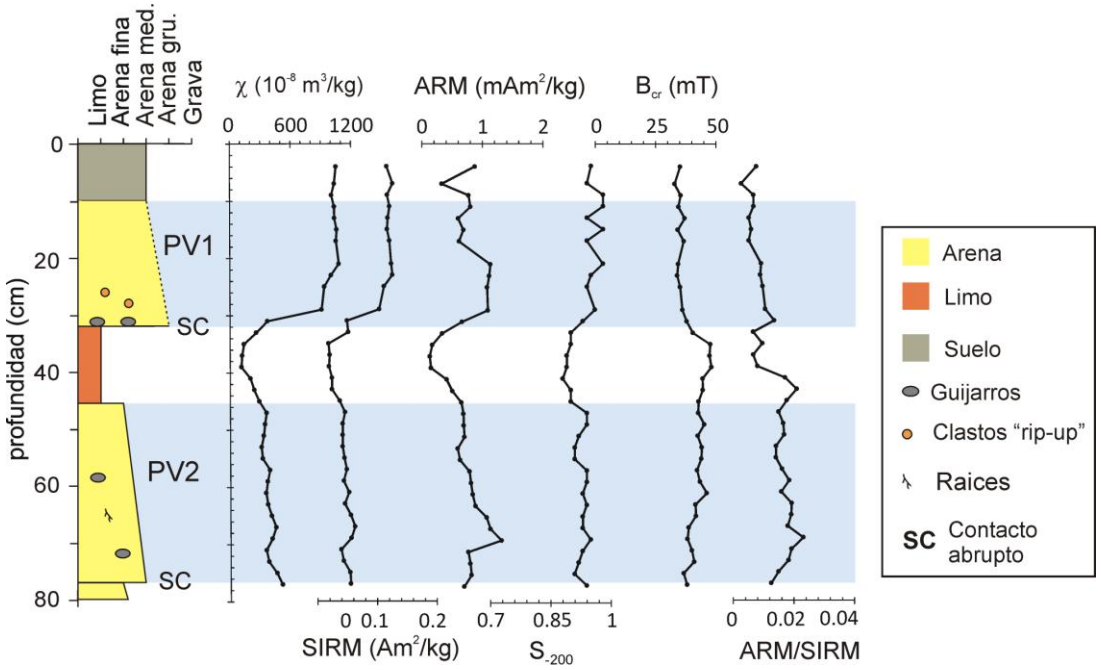


FIGURA 2. *Perfiles de propiedades magnéticas frente a la profundidad. Para las muestras situadas a 10-12, 34-36 y 52-54 cm se presentan el análisis de coercitividades de la IRM, según Kruiver et al., (2001), indicando el valor de la coercitividad media.*

La concentración relativa de minerales ferri- y antiferromagnéticos puede obtenerse a partir del parámetro S_{-200}. Los valores de dicho parámetro (Figura 2) están comprendidos entre 0.88 y 0.98, lo que indica una elevada concentración de minerales ferrimagnéticos en todo el perfil, siendo la unidad limo-arcillosa situada entre PV1 y PV2 la que presenta los valores más bajos. Los valores de coercitividad remanente (B_{cr}) muestran en la parte inferior del perfil (unidad limo-arcillosa y PV2) una contribución algo más elevada de minerales con mayor coercitividad respecto a la parte superior. Esta separación según coercitividades de las distintas unidades se observa también en la Figura 3b.

La modelización de las curvas de adquisición de IRM para muestras seleccionadas siguiendo Kruiver et al. (2001) ha mostrado dos componentes principales de diferente coercitividad. Dichas componentes son: 1) componente 1 (coercitividades entre 32 y 55 mT), identificada como (titano)magnetita con bajo contenido en titanio, aunque variable, ya que la temperatura de Curie de esta fase varía entre 548 y 579 ºC, siendo los valores más bajos de T_c para las muestras de la unidad PV2; 2) componente 2, con coercitividades distintas en la parte superior del perfil (suelo y PV1) y en la parte inferior (unidad limo-arcillosa y PV2), con valores del orden de 90 y 320 mT, respectivamente. Las curvas de adquisición de IRM según tres ejes ortogonales han mostrado la presencia de una componente de alta coercitividad con temperaturas máximas de desbloqueo superiores a 650 ºC en todas las muestras del perfil, aunque con concentración máxima en la unidad limo-arcillosa. Esto hace suponer que la componente 2 se refiere a (titano)hematites con diferente contenido en titanio.

Todos los perfiles verticales de propiedades magnéticas estudiadas (Figura 2) han evidenciado una variación brusca de dichas propiedades en la base de la unidad PV1, correspondiente al evento de tsunami registrado el 22 de junio de 1932 (Ramírez-Herrera, 2014). Los valores tan elevados de los parámetros y

SIRM podrían indicar que la procedencia del material magnético en la unidad PV1 es muy diferente de la del resto del perfil. Análisis de microscopía electrónica (SEM) y de magnetismo de rocas del material en áreas próximas pueden ayudar a determinar la proveniencia de dicho material.

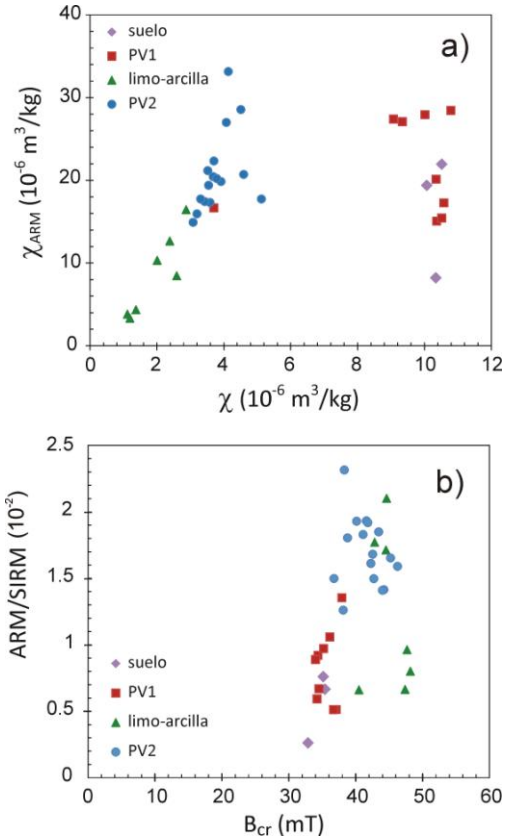


FIGURA 3. *Correlación entre diferentes parámetros magnéticos en cada unidad sedimentaria. a) susceptibilidad de la ARM (□$_{ARM}$) y susceptibilidad (□),y b) relación entre remanencias ARM/SIRM y coercitividad remanente (B_{cr}).*

CONCLUSIONES

El análisis de los parámetros magnéticos constituye una herramienta útil para mejorar la identificación de depósitos sedimentarios que incluyen unidades de tsunamis, especialmente en ambientes costeros tropicales donde los enfoques convencionales han demostrado ser más difíciles de aplicar. Estos parámetros muestran, por ejemplo, cambios significativos en su comportamiento fundamentalmente en la parte inferior de las unidades correspondientes a eventos de tsunamis (PV1). Por otra parte, la procedencia de los minerales magnéticos es distinta en cada una de las unidades de tsunamis, lo cual podría estar relacionado con eventos de diferente energía.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los siguientes proyectos: SEP-CONACYT -129456, PASPA-UNAM-2015 y UNAM PAPIIT IN105214 (México); CGL2012-38481 y CGL2012-32149 de la DGICyT (España y fondos FEDER).

REFERENCIAS

Černý, J., Ramírez-Herrera, M.-T., Bógalo, M.-F., Goguitchaichvili, A., Castillo-Aja, R., Morales, J., Sanchez-Cabeza, J.A., Ruiz-Fernández, A.C., Ruiz, A.C. (2015): Magnetic record of extreme marine inundation events at Las Salinas site, Jalisco, Mexican Pacific coast. *Int. Geol. Rev*. 58 (3), 242-357.

Cuven, S., Paris, R., Falvard, S., Miot-Noirault, E., Benbakkar, M., Schneider, J.L., Billy, I. (2013): High-resolution analysis of a tsunami deposit: Case-study from the 1755 lisbon tsunami in southwestern spain. *Mar. Geol*. 337, 98–111.

Evans, M.E., Heller, F. (2003): *Environmental Magnetism - Principles and Applications of Enviromagnetics*. International Geophysics Series, Academic Press, Amsterdam, 299 p.

Font, E., Nascimento, C., Omira, R., Baptista, M.A., Silva, P.F. (2010): Identification of tsunami-induced deposits using numerical modeling and rock magnetism techniques: A study case of the 1755 Lisbon tsunami in Algarve, Portugal. *Phys. Earth Planet. Inter*. 182, 187–198.

Goguitchaichvili, A., Ramírez-Herrera, M.T., Calvo-Rathert, M., Aguilar Reyes, B., Carrancho, Á., Caballero, C., Bautista, F., Contreras, J.M. (2013): Magnetic fingerprint of tsunami-induced deposits in the Ixtapa–Zihuatanejo Area, Western Mexico. *Int. Geol. Rev*. 55, 1462–1470.

King, J., Banerjee, S.K., Marvin, J., Özdemir, Ö. (1982): A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett*. 59, 404–419.

Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Heslop, D. (2001): Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth Planet. Sci. Lett*. 189, 269–276.

Ramírez-Herrera, M.T., Bógalo, M.F., Černý, J., Goguitchaichvili, A., Corona, N., Machain, M.L., Edwards, A.C., Sosa, S. (2016): Historic and ancient tsunamis uncovered on the Jalisco-Colima Pacific coast, the Mexican subduction zone. *Geomorphology* 259, 90–104.

Ramírez-Herrera, M-T., Corona, N., Lagos, M., Černý, J., Goguitchaichvili, A., Goff, J., Chagué-Goff, C., Machain, M.L., Zawadzki, A., Jacobsen, G., Carranza-Edwards, A., Lozano, S., Blecher, L. (2014): Unearthing earthquakes and their tsunamis using multiple proxies: the 22 June 1932 event and a probable fourteenth-century predecessor on the Pacific coast of Mexico. *Int. Geol. Rev*. 56, 1584–1601.

Extractos magnéticos y observaciones mediante microscopía electrónica en carbonatos remagnetizados jurásicos

Magnetic extractions and electronic microscopy observations in Jurassic remagnetized carbonates

P. Calvín[1], J. Strehlau[2], M. Jackson[3] y JJ. Villalaín[1]

1 Dep. Física, U. Burgos, Escuela Politécnica Superior, Avda. Cantabria s/n 09006 Burgos, España. pcalvin@ubu.es, villa@ubu.es.
2 Dep. Chemistry, U. Minnesota, 207 Pleasant Street SE, Minneapolis, Minnesota 55455-0240, EEUU. degre019@umn.edu.
3. Institute for Rock Magnetism, U. Minnesota, 291 Sheperd Lab, 100 Union Street SE, Minneapolis, Minnesota 55455-0153, EEUU. irm@umn.edu.

Resumen: El estudio de la remagnetización en rocas carbonatadas viene realizándose durante los últimos 40 años, tanto por medio del análisis de sus propiedades magnéticas como tratando de realizar observaciones por medio de microscopía electrónica (SEM/TEM). Los resultados obtenidos con el primer análisis han proporcionado numerosos datos y hoy en día sabemos que generalmente la remagnetización es portada por magnetita. Ésta es de tamaño nanométrico generada durante la diagénesis, correspondiéndose con una remagnetización química. Sin embargo, los numerosos intentos de observación de dichos cristales por medio de SEM/TEM siempre han sido infructuosos y los cristales observados siempre presentan tamaños dentro del rango multidominio. En un nuevo intento de observación directa de dichos cristales mediante microscopía electrónica, hemos realizado nuevos ensayos sobre extractos magnéticos en calizas jurásicas remagnetizadas de las cuencas del Alto Atlas (Marruecos), Cameros y Vasco-Cantábrica (España) según las últimas técnicas propuestas en la literatura. Las propiedades magnéticas de los diferentes subproductos provenientes del proceso de extracción indican una pérdida de material magnético durante el mismo, principalmente las partículas de grano más fino (granos de tamaño monodominio y superparamagnético). Igualmente, mediante SEM/TEM únicamente han podido observarse cristales de magnetita multidominio.

Palabras clave: Extracción magnética, remagnetización, carbonatos, magnetita, microscopía electrónica.

Abstract: Since the last 40 years the analysis of remagnetized carbonates is under debate, by studying their magnetic properties and by using electronic microscopy (SEM/TEM). Results obtained from the first analyses allowed to infer that remagnetization is carried generally by nanometric magnetite and generated during the diagenesis, therefore it corresponds to a chemical remagnetization. However, several attempts to observe these magnetites by SEM/TEM were unsuccessful and in all cases the observed magnetite was in the range of multidomain size. In a new attempt to observe these crystals by electronic microscopy we did new magnetic extracts (according the last techniques proposed in the literature) in Jurassic remagnetized limestones of the High Atlas (Morocco), Cameros and Basque-Cantabrian (Spain) basins. Magnetic properties of the different sub-products of the extracts show a lost of magnetic material during the procedure, mostly of the smallest size (superparamagnetic and single-domain size). Likewise, only multi-domain magnetite grains were observed by SEM/TEM.

Key words: *Magnetic extraction, remagnetization, limestones, magnetite, electronic microscopy.*

INTRODUCCIÓN

El estudio de calizas remagnetizadas se ha desarrollado a lo largo de décadas, inicialmente desde el punto de vista paleomagnético y sus aplicaciones principalmente tectónicas. Sin embargo, paralelamente se han desarrollado estudios de magnetismo de rocas tratando de ahondar en el conocimiento de los portadores de la magnetización, que predominantemente es magnetita (ver Van Der Voo y Torsvik (2012) y referencias allí incluidas). Estos últimos trabajos indican que la remagnetización de estas rocas es de tipo químico, con el crecimiento de cristales de magnetita debido a diferentes procesos entre los que caben destacar los ligados al enterramiento y a procesos de transformación de arcillas durante etapas diagenéticas profundas (Elmore et al., 2012). Estas remagnetizaciones se han descrito tanto en cinturones de pliegues y cabalgamientos en contextos compresivos como en cuencas sedimentarias en contextos extensivos. Independientemente del contexto y el proceso generador de las magnetitas neoformadas, los experimentos de magnetismo de rocas indican la neoformación de una población de magnetita con una distribución de tamaño que varía de manera progresiva desde el rango superparamagnético al monodominio (SP y SD respectivamente acorde a sus siglas en inglés). Así mismo, experimentos realizados por Jackson y Swanson-Hysell, (2012) muestran una anisotropía de forma en los granos SD, de modo que el tamaño esperado de dichos cristales

será menor a 60 nm, que presentaría temperaturas de desbloqueo en torno de 450 ºC (Winklhofer et al., 1997), coincidente con la típica temperatura de desbloqueo máxima de estos materiales.

La realización de extractos magnéticos en estos materiales con la finalidad de observar mediante microscopía electrónica los cristales que portan la remagnetización se vienen realizando desde la década de los 80 (McCabe et al., 1983), si bien nunca ha sido posible observar los verdaderos portadores de la remagnetización, ya que los cristales de magnetita observados son demasiado grandes para portar una señal estable. Sin embargo, las observaciones realizadas han mostrado la presencia de framboides de pirita reemplazadas parcialmente por magnetita y/o cristales de magnetita autigénicos, llevando a algunos autores a pensar que la magnetita se neoforma a partir de la alteración de dichos sulfuros (Suk et al., 1990 entre otros).

En los últimos años se han propuesto rutinas de laboratorio para realizar el procedimiento de extractos magnéticos utilizando soluciones tampón que no afectan a los granos de magnetita (Hounslow and Maher, 1996). Strehlau et al., (2014) proponen una rutina de laboratorio relativamente simple y que ofrece resultados satisfactorios en diferentes carbonatos tanto sintéticos como naturales. Strauss et al., (2013) aplica esta última técnica en estalagmitas con buenos resultados, si bien los cristales observados son de tamaño micrométrico, mayores que los esperados en las calizas remagnetizadas.

Por otro lado, observaciones mediante SEM (microscopía electrónica de barrido) y TEM (microscopía electrónica de transmisión) se han realizado sobre cristales de magnetita SD tanto sintéticos como biogénicos.

METODOLOGÍA

El proceso de extracción magnética se ha realizado en el departamento de química de la Universidad de Minnesota siguiendo el procedimiento propuesto por Strehlau et al. (2014), que a su vez es una modificación del de Hounslow y Maher (1996). Consiste en la disolución de aproximadamente 5 gr de caliza pulverizada en una solución tampón (relación 4:1 de CH_3COOH 2M y $NaCH_3COO$ 1M) entre 1 y 3 días (o hasta la completa disolución del carbonato) sobre un agitador orbital a 220 rpm. Tras ello se aplica un centrifugado a 14 Kp durante 3 min y el residuo es lavado con agua Mili-Q. El residuo se coloca en un matraz Erlenmeyer y se añade agua Mili-Q. Un imán de neodimio es adosado en la parte externa y el conjunto es agitado a 220 rpm durante al menos 15 min. Tras ello, se extrae el agua con el residuo con la precaución de no arrastrar el material magnético adherido al imán, que posteriormente es guardado en agua destilada.

Durante el proceso de extracción, se obtenían entonces dos subproductos de la roca total, el extracto magnético y el no magnético. Sobre una de las muestras se aplicó todo el proceso anteriormente descrito excepto el último paso, con el fin de comparar las propiedades magnéticas de la roca original y la roca tras haber sido expuesta a la solución tampón (extracto total).

Parte del material magnético extraído fue usado para las observaciones de SEM/TEM y parte para experimentos de magnetismo de rocas.

Los experimentos de magnetismo de rocas, aplicado a todos los subproductos, tienen la finalidad de comparar los resultados y evidenciar posibles cambios en las propiedades magnéticas durante el proceso de extracción. Los experimentos, que se realizaron en el *Institute for Rock Magnetism* de la Universidad de Minnesota, consistieron en curvas de histéresis y de *backfield* haciendo uso del *Vibrating Sample Magnetometer* (VSM, Princenton) para roca total y residuo y el *Alternating Gradient Magnetometer* (AGM, Princenton) para el extracto. Además, se hicieron curvas de remanencia y susceptibilidad magnética en función de la temperatura por medio de un *Magnetic Property Measurement System* (Quantum Desing).

Para la caracterización por medio de microscopía electrónica se utilizó un JEOL 6500 SEM con un

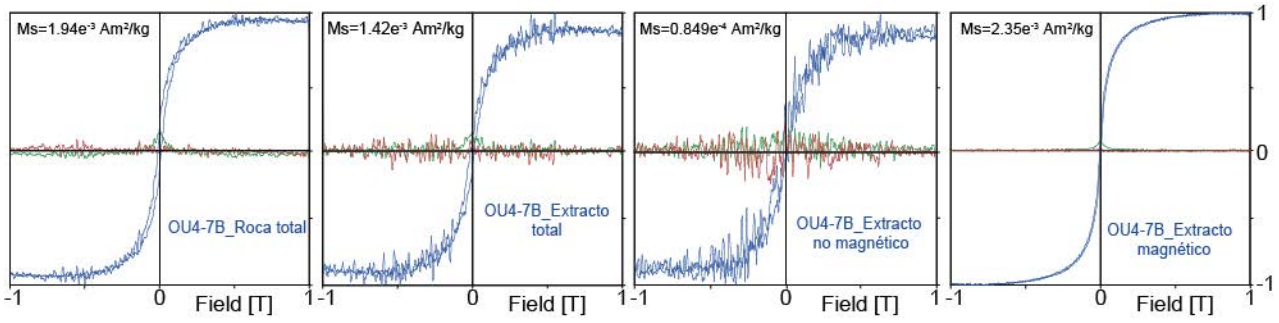


FIGURA 1. *Curvas de histéresis de los diferentes subproductos de la muestra OU4-7B*

sistema acoplado de Espectroscopía de energía

dispersiva (EDS) Thermo-Noran Vantage y el FEI Tecnai T12 de alta resolución (HRTEM) a 120 kV equipado con una fuente de electrones de LaB_6, pertenecientes a la Universidad de Minnesota. Las muestras fueron preparadas sobre carbono.

RESULTADOS

Magnetismo de rocas

Las curvas de histéresis (Fig. 1) muestran propiedades magnéticas similares a las descritas por (Jackson y Swanson-Hysell, 2012) para calizas remagnetizadas, cuya mineralogía magnética está caracterizada por una mezcla de granos de magnetita SP y SD.

Las curvas de remanencia y susceptibilidad a baja temperatura (Fig. 2) muestran claramente variaciones en la magnetización en torno a 120K que se corresponde con la transición cristalográfica de Verwey en magnetita (Verwey, 1939). Además, el hecho de que dicha transición se encuentre tan marcada y centrada en dicha temperatura, indica que la magnetita es estequiométrica (Jackson y Swanson-Hysell, 2012). Es significativa la disminución tanto de la magnetización de saturación (Fig. 1), la magnetización remanente y la susceptibilidad magnética (Fig. 2) entre cada uno de los subproductos. No son comparables los valores de magnetización remanente, de saturación y susceptibilidad magnética entre el extracto magnético y el resto de subproductos dada la imposibilidad de estimar la masa del primero. Por otro lado, el mayor valor de magnetización remanente en torno a 20-40 K puede deberse tanto a la presencia de granos SP como a la presencia de minerales paramagnéticos. Las curvas de dependencia de la susceptibilidad magnética con la frecuencia indican la presencia de granos SP cuando se observan valores diferentes de susceptibilidad magnética lo que se observa en la roca total pero no en el extracto total o el extracto no magnético (Fig. 2). Por tanto, los valores más altos tanto de susceptibilidad como de remanencia magnéticas en torno a 20-40 K se deben a la presencia de minerales paramagnéticos (posiblemente filosilicatos), ausentes prácticamente en el extracto magnético.

SEM/TEM

Las observaciones mediante microscopía electrónica han permitido diferenciar (Fig. 3) granos de magnetita de tamaño micrométrico, así como filosilicatos y framboides de pirita. Los resultados provenientes de EDS indican la ausencia de titanio en las magnetitas, esperable en magnetitas detríticas de origen ígneo. Además, los cristales de magnetita presentan generalmente morfologías prismáticas o esféricas. Dado su tamaño, estos cristales se encuentran dentro del rango multidominio (MD). Hasta el momento las observaciones mediante TEM no han arrojado ningún resultado y no se han podido observar cristales de magnetita nanométricos.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los experimentos de magnetismo de rocas sobre los diferentes productos indican la pérdida sustancial de material magnético durante el proceso de extracción. Serían esperables, por un lado, valores mayores de magnetización y susceptibilidad magnética en el extracto total con respecto a la roca total. Por otro lado sería esperable la ausencia de minerales magnéticos en el extracto no magnético, pero ninguna de estas dos premisas se cumple y tanto los valores como la forma de las curvas son muy similares entre los dos extractos aunque diferentes de las curvas de roca total. Estas observaciones se deben tanto (i) a la exposición de la roca a la solución tampón como (ii) al propio proceso de extracción magnética con el imán de neodimio; el primer proceso parece destruir granos de magnetita, principalmente los de menor tamaño, y el segundo proceso no realiza la extracción magnética de manera completa.

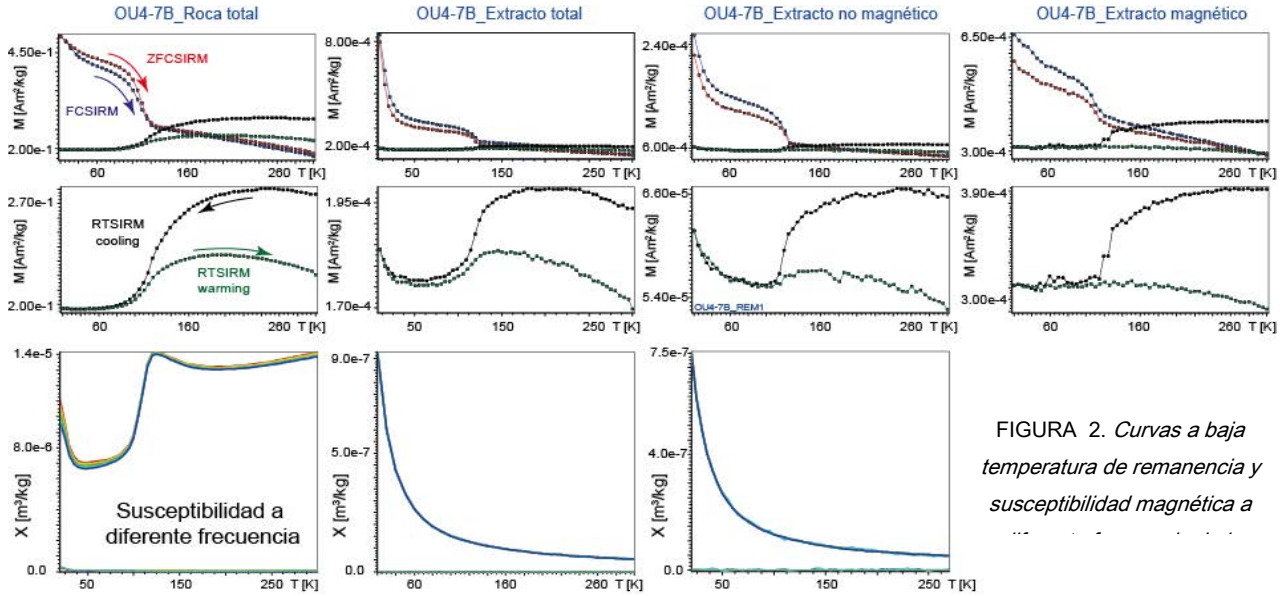


FIGURA 2. *Curvas a baja temperatura de remanencia y susceptibilidad magnética a*

Por otro lado, las curvas de susceptibilidad magnética indican una pérdida importante de material SP, de tamaño muy cercano a los cristales de magnetita que portan la remagnetización, cuyas propiedades magnéticas indican que deben ser de tamaño nanométrico. Por tanto, y como así parecen atestiguar las observaciones con microscopía electrónica, este método de extracción no permite separar los granos SD y SP, más susceptibles a la alteración química.

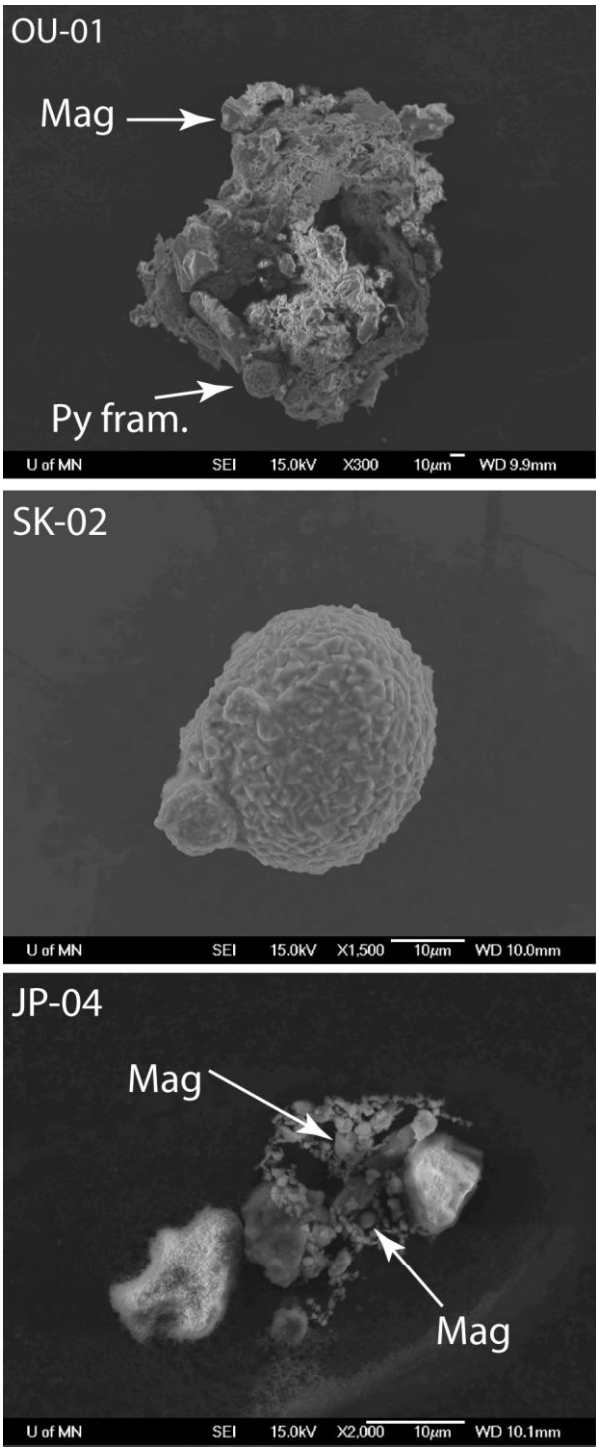


FIGURA 3. *Imágenes SEM de los extractos magnéticos provenientes de diferentes muestras.*

Como ya indicaban Van Der Voo y Torsvik (2012), la observación mediante microscopía electrónica de los hipotéticos cristales que portan la remagnetización en carbonatos es todavía un asunto por resolver.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2012-38481 de la DGICyT, MINECO y fondos FEDER de la Unión Europea, así cómo por el programa de financiación de la NSF (EEUU) al *Institute for Rock Magnetism*. Pablo Calvín agradece la financiación obtenida de la beca F.P.I. del MINECO.

REFERENCIAS

Elmore, R.D., Muxworthy, A.R. y Aldana, M. (2012): Remagnetization and chemical alteration of sedimentary rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 371: 1-21.

Hounslow, M.W. y Maher, B.A. (1996): Quantitative extraction and analysis of carriers of magnetization in sediments. *Geophysical Journal International*, 124:57-74.

Jackson, M. y Swanson-Hysell, N.L. (2012): Rocl magnetism of remagnetized carbonate rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 371: 229-251

McCabe, C., Van der Voo, R., Peacor, D, Scotese, C.R. y Freeman, R. (1983): Diagenetic magnetite carries ancient yet secondary remanence in some Paleozoic sedimentary carbonates. *Geology*, 11:221-223.

Strauss, B.E., Strehlau, J.H., Lascu, I., Dorale, J.A., Penn, R.L. y Feinberg, J.M. (2013): The origin of magnetic remanence in stalagmites: Observations from electron microscopy and rock magnetism. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14: 5006-5025.

Strehlau, J.H., Hegner, L., Strauss, B.E., Feinberg, J.M. y Penn, R.L. (2014): Simple and efficient separation of magnetic minerals from speleothems and other carbonates. *Journal of Sedimentary Research*, 84: 1096-1106.

Suk, D., Peacor, D.R. y Van der Voo, R (1990): Replacement of pyrite framboids by magnetite in limestones and implications for paleomagnetism. *Nature*, 345: 611-613

Verwey, E.J. (1939): Electronic conduction of magnetite (Fe3O4) and its transition point at low temperatures. *Nature*, 144: 327-328.

Van der Voo, R. y Torsvik, T.H. (2012): The history of remagnetization of sedimentary rocks: deceptions, developments and discoveries. *Geological Society, London, Special Publications*, 371: 23-53.

Winklhofer, M., Fabian, K. y Heider, F. (1997): Magnetic unblocking temperatures of magnetite calculated with a three-dimensional micromagnetic model. *Jornal of geophysical Research*, 102: 22695.

Análisis paleomagnético y de paleointensidad de coladas cretácicas y paleógenas del sur de Georgia

Paleomagnetic and paleointensity analysis of Cretaceous and Paleogene lava flows from Georgia

M. Calvo Rathert[1], M. F. Bógalo[1], A. Gogichaishvili[2], G. Vashakidze[3], J.J. Villalaín[1] y A. Carrancho[4]

1 Dep. de Física, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Burgos, 09006 - Burgos, España; mcalvo@ubu.es; mfbogalo.ubu.es; villa@ubu.es

2 UNAM, Instituto de Geofísica, Campus Morelia, LIMNA, 58098Morelia, México; avto.gogichai@gmail.com

3 Alexandre Janelidze Institute of Geology, I. Javakhishvili Tbilisi State University, Tbilisi, Georgia; goga.vashakidze@gmail.com

4 Departamento de Ciencias Históricas y Geografía, Universidad de Burgos, 09001, Burgos, España; acarrancho@ubu.es

Resumen: Se tomaron muestras de 16 lavas dacíticas y riolíticas de edad paleógena y cretácica cerca de la ciudad de Bolnisi, en el sur de la República de Georgia con dos objetivos: (i) Obtener nuevos resultados paleomagnéticos para la región del Cáucaso y (ii) aportar nuevos datos de paleointensidad correspondientes a unos periodos, el Cretácico y el Paleógeno, en los cuales la información aún es escasa. Los resultados paleomagnéticos obtenidos muestran que una parte de los afloramientos se caracteriza por poseer una dirección de la remanencia característica cercana a la dirección esperada para 60 y 80 Ma. Sin embargo, en varias lavas estudiadas se aprecia una desviación de la paleodeclinación que podría estar relacionada con rotaciones en sentido horario. En dos casos las rotaciones observadas se aproximan a los 90°. Los experimentos de magnetismo de las rocas y de paleomagnetismo han permitido seleccionar 65 muestras pertenecientes a 9 lavas para la realización de experimentos de determinación de la paleointensidad. Éstos se están llevando a cabo mediante el método IZZI y aún no se han concluido.

Palabras clave: Paleomagnetismo, paleointensidad, magnetismo de las rocas, Cáucaso.

Abstract: *16 dacitic and rhyolitic lavas of Paleogene and Cretaceous age were sampled near the town of Bolnisi, in southern Georgia. This study was directed towards two aims: (i) Obtaining new paleomagnetic results for the Caucasus region and (ii) providing new paleointensity data for two periods, Cretaceous and Paleogene, in which data are still scarce. Paleomagnetic results show that characteristic remanence in part of the outcrops is characterised by a direction close to the expected one for 60 and 80 Ma. However, several lavas display deviated paleodeclinations which could be related to clockwise rotations. In two cases the observed rotations yield values near 90 °. Rock-magnetic and paleomagnetic experiments allowed selecting 65 samples belonging to 9 lavas to conduct paleointensity determinations. They are being carried out with the IZZI method and have not yet been concluded.*

Key words: *Paleomagnetism, paleointensity, rock magnetism, Caucasus.*

INTRODUCCIÓN

Como la magnetización remanente de las rocas es, generalmente, paralela al campo magnetizador que la originó, su estudio puede proporcionar información directa sobre la variación de la dirección del campo magnético terrestre (CMT) con el tiempo. Sin embargo, el paralelismo entre ambos vectores frecuentemente oculta que se trata de magnitudes físicas distintas y que la magnetización registrada en las rocas únicamente permite deducir la dirección del CMT en el momento de formación de las mismas. Por ello, la puesta en práctica de las determinaciones de la paleointensidad absoluta del CMT reviste una dificultad mucho mayor que la obtención de datos direccionales, ya que la magnitud del CMT es únicamente proporcional a la de la imantación y con el fin de obtener el valor de la paleointensidad es necesaria la realización de experimentos de remagnetización. En la práctica, las determinaciones de la paleointensidad son mucho más escasas que las direccionales, ya que para ser fiables deben cumplirse una serie de requisitos: (i) La remanencia primaria debe ser una TRM; (ii) Durante el calentamiento al que se somete a las muestras durante los experimentos de paleointensidad no deben producirse cambios químicos, mineralógicos o físicos en las muestras, ya que éstos conducen a estimaciones erróneas de la paleointensidad (por ejemplo, Calvo et al., 2002) y (iii) Las muestras empleadas para la determinación de la paleointensidad deben obedecer las llamadas leyes de Thellier de reciprocidad, independencia y aditividad de termorremanencias parciales (pTRM) adquiridas en intervalos de temperatura que no se superpongan (Thellier y Thellier, 1959). Además, la dispersión de los resultados es muy superior a la que se observa en las determinaciones direccionales obtenidas en experi-

mentos paleomagnéticos. Sin embargo, para una descripción fidedigna de las variaciones temporales del CMT, es indispensable un conocimiento tanto de los cambios direccionales como de su intensidad.

A pesar de su indudable interés, el Cáucaso es una de las regiones del cinturón Alpino donde aún se cuenta con menos datos paleomagnéticos fiables (Bazhenov y Burtman, 2002). Muchos de los trabajos existentes datan de hace varias décadas, y la metodología empleada (por ejemplo, resultados basados en muestras sin desmagnetizar) hace que los resultados obtenidos no sean aceptables, ni siquiera considerando los mínimos criterios de calidad y fiabilidad requeridos en la actualidad para los resultados paleomagnéticos. Además, por regla general, estos resultados solamente han sido publicados en bases de datos (p. ej., Khramov, 1984) y en ruso. Aunque desde los años 90 se hayan realizado diversos estudios paleomagnéticos correspondientes a diferentes líneas de investigación y con una metodología moderna (véase referencias en Calvo-Rathert et al., 2015), éstos aún son insuficientes.

El presente trabajo pretende aportar nuevos datos de paleointensidad correspondientes a unos periodos, el Cretácico y el Paleógeno, en los cuales la información aún es escasa así como nuevos resultados paleomagnéticos para la región del Cáucaso. Con este fin se muestrearon 16 lavas dacíticas y riolíticas cerca de la ciudad de Bolnisi, en el sur de la República de Georgia (Fig. 1) con un taladro portátil a gasolina. Los testigos se orientaron mediante brújula magnética y solar. El área de estudio forma parte de la subzona Madneuli-Poladauri que a su vez pertenece al macizo Artvin-Bolnisi (Dudauri et al., 1990). La zona se halla caracterizada por la existencia de formaciones volcano-sedimentarias de hasta 4 km de espesor de edad cretácica y del Eoceno Medio. Los cuerpos volcánicos estudiados muestran forma de cúpula y se encuentran alineados en dirección nordeste. Entre ellos se pueden

FIGURA 1. *Mapa del Cáucaso con la zona de muestreo. La estrella amarilla representa la posición de los afloramientos muestreados. Adaptado de Google Earth.*

distinguir claramente dos grupos: Riodacitas del Cretácico Superior con edades K-Ar de 74 ± 3 Ma, y 1990). Se ha datado, además, por medio del método K-Ar, una muestra tomada directamente en una de las lavas objeto del presente estudio (BO1), obteniéndose una edad de 57 ± 1 Ma.

PALEOMAGNETISMO

En los 16 sitios estudiados se analizaron las muestras empleando tanto la desmagnetización térmica como por campos alternos. Cinco lavas (BO11, BO12, BO13, BO15 y BO16) se caracterizaron por contar con una única componente paleomagnética mientras que en otras cinco (BO1, BO2, BO6, BO7, BO8) se observaron dos componentes en todas las muestras analizadas. En los restantes afloramientos algunas muestras presentaban dos componentes y otras solo una. En varias ocasiones las componentes se encontraban superpuestas y hubo que emplear círculos de remagnetización para el análisis de las direcciones paleomagnéticas. Además, a menudo se pudo apreciar la presencia de componentes viscosas, que se eliminaban fácilmente con campos y temperaturas bajas. En todos los casos se pudo determinar una componente característica y en BO14 se pudieron individualizar dos componentes, una asociada a magnetita y otra a hematites. Los resultados se presentan en la tabla I. Con excepción de BO2, todos muestran una componente característica de polaridad normal.

Sitio	N(n)	L+P	DEC	INC	α_{95}	k
BO1	11	8+3	260.9	88.1	7.2	41.8
BO2	10	7+3	177.3	-62.8	6.2	64.1
BO3	9(10)	9+0	349.9	62.6	6.0	74.3
BO4	11	11+0	19.3	54.2	6.0	59.2
BO5	10	10+0	339.2	48.2	5.1	89.8
BO6	12	10+2	345.6	56.8	7.1	39.0
BO7	10	2+8	19.2	29.4	6.5	64.1
BO8	11	6+5	10.1	56.8	5.3	79.9
BO9	10	9+1	358.3	64.4	3.9	154.5
BO10	11	11+0	38.3	56.3	3.4	176.8
BO11	10	10+0	128.2	32.1	6.2	60.8
BO12	9	9+0	39.3	56.9	2.2	541.1
BO13	13	9+0	41.3	56.8	5.1	103.8
BO14(h)	9	9+0	15.0	48.1	4.6	126.7
BO14(m)	10	9+1	68.8	62.5	4.1	139.1
BO15	10(11)	10+0	84.8	56.0	3.5	195.3
BO16	10	10+0	82.6	41.0	2.5	371.3

Las direcciones esperadas tomadas de la curva de deriva polar aparente sintética de Besse y Courtillot (2002) son D = 5.9° e I = 53.4° para 60 Ma y D = 3.2°e I = 52.7° para 80 Ma. Con excepción de BO1, las inclinaciones observadas se hallan dentro del rango esperado. Se puede observar, sin embargo, que no todas las paleodeclinaciones coinciden con las esperadas y que,

como muestra la figura 2, sus comportamientos varían por zonas. Mientras que las declinaciones de los sitios muestreados en la zona sur (BO3, BO4, BO5, BO6, BO7 y BO9) señalan aproximadamente al norte, indicando una ausencia de rotaciones, los situados al norte (BO2, BO10, BO11, BO12, BO13 y BO14) parecen apuntar hacia una rotación en sentido horario. Los sitios situados más al este (BO15 y BO16) muestran un fuerte rotación horaria de cerca de 90º. Mención especial merece el sitio BO1, cuya dirección muy anómala quizás podría reflejar un comportamiento anómalo del campo magnético terrestre.

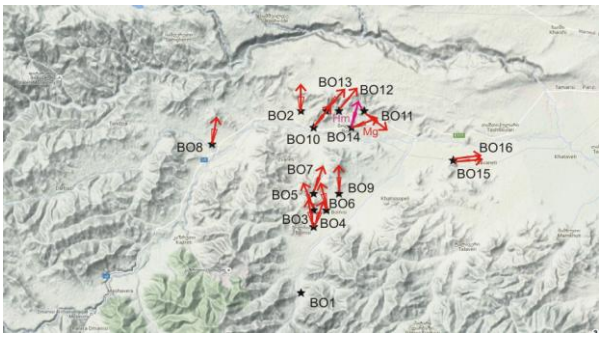


FIGURA 2. *Paleodeclinaciones observadas en los sitios estudiados con sus respectivos conos de error, calculados según Demarest (1983). La alta inclinación de BO1 impide la determinación de una paleodeclinación significativa.*

EXPERIMENTOS DE MAGNETISMO DE ROCAS

Los análisis de magnetismo de las rocas se llevaron a cabo en muestras seleccionadas de cada afloramiento para determinar los minerales portadores de la remanencia en las lavas estudiadas, reconocer su estructura de dominios y analizar su estabilidad térmica. Para ello se usó la balanza de traslación (MMVFTB) del laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. En cada una de las muestras se realizó la siguiente secuencia de experimentos: i) curvas de adquisición de magnetización remanente isoterma (IRM) hasta campos de 1 T; ii) curvas de histéresis; iii) *backfield*; y iv) curvas termomagnéticas de magnetización en función de la temperatura.

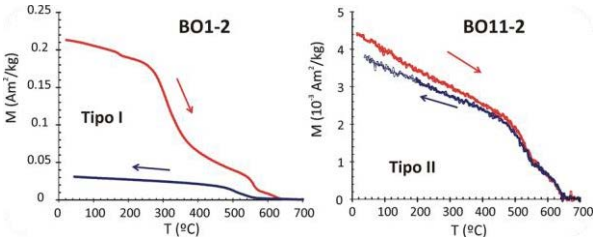


FIGURA 3. *Tipos de curvas termomagnéticas de magnetización en función de la temperatura observadas en Bolnisi. Explicación en el texto*

en un campo aplicado de 38 mT con velocidades de calentamiento y enfriamiento de 30ºC/min.

El análisis de las curvas termomagnéticas (Fig. 3), así como el resto de los experimentos de magnetismo de rocas realizados, ha permitido establecer que la fase magnética principal en todos los casos es titanomagnetita pobre en titanio, aunque se observa también la presencia de una fase de alta coercitividad, que en algunos afloramientos contribuye de manera significativa a la magnetización. El análisis de las curvas termomagnéticas ha permitido distinguir dos tipos de comportamiento: Las curvas de tipo I (figura 3) poseen una fase con temperaturas de Curie de 560 a 580 ºC, asociada a titanomagnetita con bajo contenido en Ti y otra fase con temperatura de Curie alrededor de 400 ºC y en mayor o menor medida, (Ti)hematites con temperatura de Curie de aproximadamente 650ºC. Estas curvas son irreversibles, ya que la fase de baja temperatura no se aprecia en la curva de enfriamiento y además se reduce la magnetización de forma significativa después de calentar las muestras. En las curvas de tipo II se aprecia la presencia de magnetita y en ellas la contribución de hematites es muy significativa. Se trata de curvas altamente reversibles. Este tipo de comportamiento indica que se trata de sitios que podrían ser adecuados para la posterior realización de estudios de paleointensidad.

EXPERIMENTOS DE PALEOINTENSIDAD

Una tarea importante, previa a cualquier estudio de paleointensidad, es la preselección adecuada de las muestras a estudiar. Los estudios paleomagnéticos y de magnetismo de las rocas constituyen la principal fuente de información para detectar muestras potencialmente apropiadas para determinaciones de la paleointensidad absoluta, ya que pueden aportar información acerca de las características de la remanencia de las muestras de las lavas estudiadas, de los minerales portadores de esta remanencia, así como de su estructura de dominios y su estabilidad térmica.

A partir de los resultados obtenidos de los experimentos paleomagnéticos y de magnetismo de las rocas descritos en los apartados anteriores, se han seleccionado 65 muestras pertenecientes a nueve lavas. Para la determinación de la paleointensidad se aplicará el protocolo IZZI, (Yu y Tauxe, 2005). La técnica IZZI pertenece a la familia de los métodos de tipo Thellier (Thellier y Thellier, 1959) y consiste en aplicar a las muestras dobles calentamientos a cada vez mayores temperaturas. El primero de los calentamientos se realiza sin aplicar campo y el segundo aplicando un campo magnético con dirección paralela al eje z de las muestras (in-field, zero-field; IZ) y a la misma temperatura que el anterior. En el siguiente paso se invierte el orden a la hora de aplicar el campo, y primero realiza un calentamiento sin campo y posteriormente con campo (zero-field, in-field; ZI). Este método permite detectar fácilmente la dependencia angular entre las porciones desmagnetizadas de la magnetización termorremanente parcial (pTRM), proporciona una estimación cuantitativa de la consistencia del resultado entre el

paso IZ y el paso ZI y es más rápido debido a que el paso extra dedicado al pTRM tail check es innecesario, aunque sí que se aplican pTRM-checks. Además permite detectar con mayor precisión los granos multidominio, cuya presencia en las muestras de rocas volcánicas puede afectar en gran medida a la validez de los resultados de paleointensidad obtenidos.

Estos experimentos, que se están llevando a cabo en atmósfera de argón, con un campo de laboratorio B_{lab} = 40 μT y permitiendo el enfriamiento natural de las muestras durante varias horas aún no han conluido.

Conclusiones

Se ha llevado a cabo un estudio paleomagnético y de magnetismo de las rocas en 16 lavas dacíticas y riolíticas de edad cretácica y paleógena con el fin de obtener nuevos datos paleomagnéticos en el Cáucaso y para establecer la validez de estas lavas para la determinación de la paleointensidad absoluta.

Los resultados paleomagnéticos obtenidos muestran que una parte de los afloramientos se caracteriza por poseer una dirección de la remanencia característica cercana a la dirección esperada para 60 y 80 Ma. Sin embargo, en varias lavas estudiadas se aprecia una desviación de la paleodeclinación que podría estar relacionada con rotaciones en sentido horario. En dos casos las rotaciones observadas se aproximan a los 90°.

Las curvas termomagnéticas han permitido reconocer que en una parte de las lavas los minerales portadores de la remanencia cuentan con una estabilidad térmica adecuada para afrontar determinaciones de la paleointensidad absoluta con ellas y los resultados paleomagnéticos han permitido establecer qué muestras se caracterizan por poseer una única componente paleomagnética. Estos análisis han permitido seleccionar 65 muestras pertenecientes a 9 lavas para la realización de experimentos de determinación de la paleointensidad. Éstos se están llevando a cabo mediante el método IZZI y aún no se han concluido

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se financió con el proyecto CGL2012-32149 (*Ministerio de Economía y Competitividad*, España) y el *Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER).*

REFERENCIAS

Bazhenov, M. y Burtman, V. (2002). Eocene paleomagnetism of the Caucasus (southwest Georgia): oroclinal bending in the Arabian syntaxis. *Tectonophysics*, 344, 247-259.

Besse, J. y Courtillot, V. (2002). Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys. Res.*, 107, B11, 2300, doi:10.1029/2000JB000050.

Calvo, M., Prévot, M., Perrin, M. y Riisager, J., (2002).Investigating the reasons for the failure of paleointensity experiments: A study on historical lava flows from Mt. Etna. *Geophys. J. Int.,* 149, 44-63.

Calvo-Rathert, M., Gogichaishvili, A., Vashakidze, G. y Sologashvili, J. (2015). New paleomagnetic and paleointensity data from Georgia (Caucasus): a review. *Latinmag Letters*, volume 5, number 5 (2015), LL15-0503Rv, 1-22

Demarest, H., 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.*, Vol. 88(B5), 4321-4328. DOI: 10.1029/JB088iB05p04321.

Dudauri, O. Z., Vashakidze, G. T. y Gogoladze, D. P. (1990). K-Ar ages of some subvolcanic bodies and ore deposits of Kvemo Kartli (South-Eastern Georgia). *Bull. of the Academy of Sciences of Georgia*, *140*, 3.

Khramov, A.N. (Ed.), (1984). Paleomagnetic directions and pole positions (data for the USSR): Summary catalogue 1. *Akad.Nauk SSSR*, Moscow, 94 pp. (en ruso).

Thellier, E. y Thellier, O. (1959). Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, *Ann. Geophys., 15, 285-376.*

Yu, Y. y Tauxe, L.(2005). Testing the IZZI protocol of geomagnetic field intensity determination, *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 6, Q05H17, doi: 10.1029/2004GC000840, 2005.

Modelos globales del campo magnético terrestre para los últimos 3000 años: discrepancias según las bases de datos usadas

Global models of the geomagnetic field for the last 3000 years: differences according to used databases

S. A. Campuzano[1,2], M. Gómez-Paccard[3], F. J. Pavón-Carrasco[1,2] y M. L. Osete[1,2]

1 Dpto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid, Avd. Complutense s/n 28040 Madrid. sacampuzano@ucm.es, fjpavon@ucm.es, mlosete@fis.ucm.es.
2 Instituto de Geociencias IGEO, CSIC-UCM, Ciudad Universitaria 28040 Madrid.
3 Institute of Earth Sciences Jaume Almera CSIC, Lluis Sole i Sabaris s/n E-08028-Barcelona. mgomezpaccard@ictja.csic.es.

Resumen: La modelización global del campo magnético terrestre no es sólo fundamental para comprender cómo funciona y varía en el tiempo, sino también para constreñir los modelos de geodinamo y corregir las tasas de producción de isótopos cosmogénicos. Obtener modelos suficientemente realistas depende en gran medida de las bases de datos empleadas. Los datos arqueomagnéticos y volcánicos proporcionan un registro casi instantáneo del campo, debido al proceso de adquisición de la remanencia magnética (termorremanencia). Este hecho los hace idóneos para estudiar en detalle la evolución del campo magnético terrestre. Sin embargo, su distribución espacial y temporal es muy heterogénea. Además la calidad de algunos registros, especialmente de intensidad, es muy variable, lo que produce ciertas inconsistencias en los modelos. En este trabajo presentamos cuatro modelos globales para los últimos 3000 años generados a partir del análisis en armónicos esféricos (SHA) usando diferentes bases de datos: 1) datos arqueomagnéticos (SHA3k.a), 2) datos arqueomagnéticos con un criterio de selección de calidad (SHAQ3k.a), 3) datos arqueomagnéticos y volcánicos (SHA3k.av) y 4) datos arqueomagnéticos y volcánicos aplicando un criterio de selección de calidad (SHAQ3k.av). Se evalúan las discrepancias entre ellos y se comparan con modelos globales del campo geomagnético ya publicados (SHA.DIF.14k, ARCH3k.1, CALS3k.4b, pfm9k.1a).

Palabras clave: Paleomagnetismo, Arqueomagnetismo, Modelización Global.

Abstract: *Global modelling of the geomagnetic field is essential not only to understand how this field works and how it varies but also to constrain geodynamo models and cosmogenic nuclides production rates. Obtaining reliable models relies mainly on used databases. Archaeomagnetic and volcanic data provide a record of magnetic field practically instantaneous, which is due to the acquisition process of the remanence (thermoremanent magnetization). For the last 3000 years the spatial and temporal distribution of the available data, as well as the quality of some of the records, is very heterogeneous. This produces some inconsistences in the models, and particularly for the intensity results. In this work we present four global models for the last 3000 years generated using different databases: 1) archaeomagnetic data (SHA3k.a), 2) archaeomagnetic data selected following quality criteria (SHAQ3k.a), 3) archaeomagnetic and volcanic data (SHA3k.av) and 4) archaeomagnetic and volcanic data selected following quality criteria (SHAQ3k.av). We present here the differences between them and compare to already published global geomagnetic models (SHA.DIF.14k, ARCH3k.1, CALS3k.4b, pfm9k.1a).*

Key words: *Palaeomagnetism, Archaeomagnetism, Global Modelling.*

INTRODUCCIÓN

La mejora temporal y espacial de la base de datos paleomagnética en las últimas décadas ha hecho posible la generación de modelos globales de campo magnético que han sido utilizados, entre otras cosas, para constreñir los modelos de la geodinamo, o ayudar en disciplinas y estudios aparentemente alejados del geomagnetismo como la arqueología o la paleoclimatología. En particular, la corrección del ritmo de producción de isótopos cosmogénicos que se generan en la atmósfera terrestre y que son empleados posteriormente para obtener reconstrucciones de la actividad solar en el pasado está modulada por la intensidad del campo magnético terrestre (CMT). Es, por tanto, esencial en el ámbito de las ciencias de la Tierra disponer de modelos suficientemente realistas del CMT. La mayor parte de los modelos globales generados hasta el momento están basados en la metodología clásica de modelización a partir de un desarrollo en armónicos esféricos. Las discrepancias observadas entre los resultados de dichos modelos se explican por las diferentes bases de datos e intervalos temporales utilizados. Por ejemplo, los modelos de la serie CALS (e.g. Korte y Constable, 2011; Korte et al., 2009) y el modelo pfm9k.1a (Nilsson et al., 2014) se caracterizan por usar datos arqueomagnéticos,

volcánicos y sedimentarios de los últimos 9000 años, mientras que los modelos ARCH3k.1 (Korte et al., 2009) y SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014a) sólo utilizan datos arqueomagnéticos y volcánicos, el primero abarcando los últimos 3000 años y el segundo los últimos 14000 años. Estos estudios evidencian que el uso de datos sedimentarios disminuye la variabilidad de los modelos debido a que las variaciones de más corta longitud de onda del campo quedan claramente suavizadas. Este hecho se explica por el tipo de adquisición de la remanencia de los materiales sedimentarios (deposicional o post-deposicional). Sin embargo, los modelos geomagnéticos basados únicamente en datos arqueomagnéticos y/o volcánicos sí son capaces de describir la alta frecuencia de las variaciones del CMT, ya que el tiempo durante el que adquieren la remanencia (termorremanencia) es del orden de horas o días, es decir, es un proceso casi instantáneo en la escala geológica.

Por otra parte, estudios recientes (ver Pavón-Carrasco et al., 2014b, y referencias incluidas en este estudio) señalan que algunos de los datos de arqueointensidad publicados en el pasado y contenidos en la bases de datos actuales no satisfacen criterios de calidad muy básicos. La evolución de los protocolos de laboratorio en la medida de la arqueointensidad en las últimas décadas ha dado lugar a una serie de procedimientos que han resultado ser fundamentales en este tipo de estudios como, por ejemplo, los controles de alteración (pTRM checks) o la corrección del efecto de la anisotropía de la termorremanencia (ATRM). Estos protocolos no han sido aplicados en muchos de los estudios incluidos en la actual base de datos global. La gran dispersión observada en los datos de arqueointensidad se debe probablemente a los diferentes protocolos de laboratorio utilizados para su determinación.

En este trabajo se analiza el efecto del uso de diferentes bases de datos sobre el resultado final de la modelización global. Para ello hemos aplicado diferentes criterios de selección según el tipo y metodología utilizados. Para llevar a cabo el estudio, hemos utilizado únicamente datos de los últimos 3000 años obtenidos a partir del estudio de materiales cuya remanencia tiene un origen térmico. La cantidad de datos utilizados en la generación de todos estos modelos se recoge en la Tabla I.

	Declinación	Inclinación	Intensidad
SHA3k.a	2436	3713	2534
SHAQ3k.a	1696	1814	389
SHA3k.av	2976	4293	2990
SHAQ3k.av	1852	1970	594

TABLA I. *Número de datos direccionales y de intensidad utilizados como base de datos en cada uno de los modelos presentados.*

MODELIZACIÓN GLOBAL DEL CMT

La metodología clásica normalmente utilizada en la modelización global del CMT se basa en el análisis de armónicos esféricos para la parte espacial y *splines* cúbicos para la temporal (e.g. Pavón-Carrasco et al., 2014a). Dado que la distribución temporal y espacial de los datos arqueomagnéticos (incluyendo volcanes) (Figura 1) no es uniforme, es necesario regularizar el modelo imponiendo condiciones físicas que aseguren un resultado realista. En este trabajo empleamos esta metodología para obtener cuatro tipos diferentes de modelos, basados en diferentes bases de datos y criterios de selección.

Para comenzar crearemos un modelo basado únicamente en datos arqueomagnéticos: el modelo SHA3k.a. La base de datos direccional ha sido seleccionada de GEOMAGIA50v3 (Brown et al., 2015) y actualizada con los últimos trabajos disponibles. La base de datos de arqueointensidad ha sido creada a partir de ArcheoInt (Genevey et al., 2008) y también ha sido actualizada con los trabajos más recientes. Antes de generar el modelo se realiza un preprocesado de los datos de entrada, eliminando posibles outliers y los datos con errores mayores a tres veces la media del error. Con respecto al tiempo, consideramos sólo los datos con incertidumbres menores a 250 años. Teniendo en cuenta el hecho de que un dato paleomagnético está representado como un valor con una cierta incertidumbre, tanto temporal como espacial, calculamos el modelo final a partir de un método bootstrap como el propuesto por Korte et al. (2009).

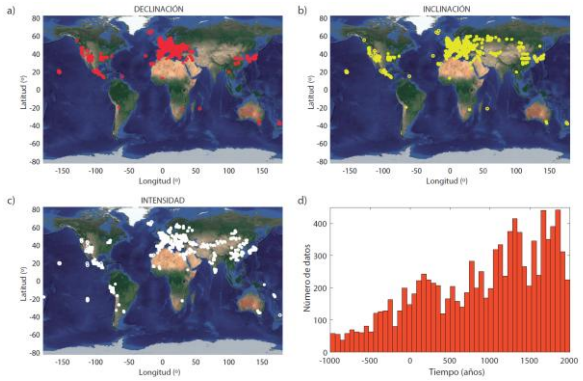


FIGURA 1. *Distribución espacial de la base de datos arqueomagnética (círculos cerrados) y volcánica (círculos abiertos) de los últimos 3000 años - a) declinación, b) inclinación y c) intensidad. El apartado d) muestra su distribución temporal considerando todos los datos en su conjunto.*

El siguiente modelo que generamos seguirá la metodología ya descrita, cambiando únicamente la base de datos de entrada. En esta ocasión utilizaremos un criterio de selección previo al procesado de datos. Los criterios de selección utilizados están basados en criterios de calidad habitualmente aceptados por la comunidad paleomagnética: el número de muestras/especímenes usados para calcular las medidas

de dirección e intensidad; y el protocolo de laboratorio seguido para determinar la arqueointensidad.

El elemento del CMT más sensible a los criterios de selección es la paleointensidad. En este trabajo hemos considerado los grupos A y B de arqueointensidad descritos en Pavón-Carrasco et al. (2014b).

Además, se presentan los modelos SHA3k.av y SHAQ3k.av, donde se incluyen los datos volcánicos. En el primero se usan todos los datos disponibles, mientras que en el segundo se aplican los criterios de calidad descritos anteriormente.

DISCUSIÓN

La evolución temporal del CMT en la superficie de la Tierra depende de la región geográfica estudiada. A modo de ejemplo, en la figura 2 se muestra la evolución temporal del CMT dada por los nuevos modelos globales en Madrid para los últimos 3000 años obtenidos en este trabajo, junto con los resultados de modelos globales ya publicados. A excepción de los modelos CALS3k.4b y pfm9k.1a que incluyen sedimentos, para los que las variaciones de más corta frecuencia del campo se suavizan (en especial para el modelo CALS3k.4b), se observan diferencias menores entre todos los modelos presentados para los últimos 2 milenios. Esto es esperable dado que Europa Occidental es la zona donde se encuentra la mayor cantidad de datos de alta calidad (Figura 1). Sin embargo, para periodos anteriores, donde el número de datos de calidad disminuye, existen diferencias importantes en la intensidad (Figura 2c). Para estudiar si la selección de datos tiene un impacto a escala global se ha calculado el momento dipolar (MD) del CMT para cada uno de los modelos propuestos (Figura 3), es decir, el momento magnético asociado a un dipolo centrado e inclinado con respecto al eje de rotación de la Tierra. Se observa que el SHAQ3k.a presenta un MD más bajo que el resto de modelos en algunas épocas como entre el año 0 y 800 d.C. Esto podría estar relacionado con un insuficiente número de datos de alta calidad y una distribución inhomogénea de los mismos.

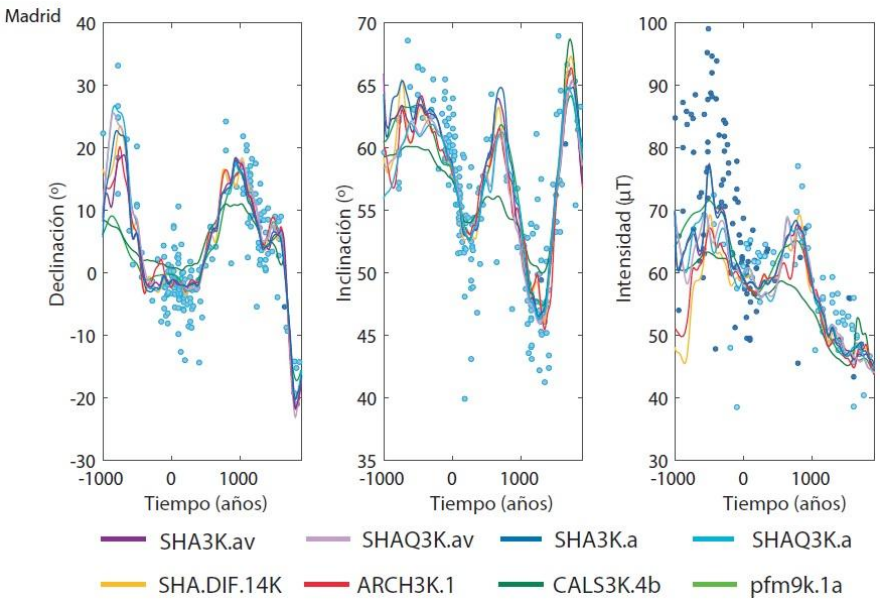


FIGURA 2. *Evolución temporal de la declinación, inclinación e intensidad en Madrid durante los últimos 3000 años calculada a partir de diferentes modelos globales (para más detalles ver el texto principal). Los puntos azul claro indican los datos que cumplen el criterio de selección, los azul oscuro los que no lo cumplen. Todos los datos son arqueomagnéticos y situados en la región comprendida dentro de un radio de 900 km de Madrid*

Por el contrario, el modelo SHAQ3k.av presenta momentos dipolares más elevados, alcanzando máximos como el de 1400 d.C., que coincide con un máximo local de Hawaii (zona caracterizada solo por datos volcánicos), lo que sugiere una sobreestimación de los datos de esta región.

Finalmente, si comparamos entre sí los modelos sin criterio de selección de calidad, i.e. SHA3k.a y SHA3k.av, observamos que la principal diferencia se encuentra en torno al 800 a.C., debido nuevamente al efecto de los datos de la región de Hawaii. La influencia de esta región está también reflejada en el resto de los modelos que incluyen datos volcánicos (ARCH3k.1 y el SHA.DIF.14k), con los que el SHA3k.av presenta las menores diferencias dado que las bases de datos utilizadas son análogas, exceptuando los datos más recientes.

Como se puede observar la influencia de la base de datos utilizada es muy importante y condiciona de forma determinante la estimación y variabilidad de uno de los parámetros más importantes que describen al CMT: el MD. Este elemento está directamente relacionado con la paleointensidad, cuya calidad y distribución condiciona en gran medida los resultados.

Aunque en principio se pueda considerar que el mejor modelo debe ser el basado en los datos de mayor calidad, la distribución espacial es también un factor muy importante en la modelización del campo geomagnético. Para investigar si la base de datos seleccionada tiene una distribución adecuada se ha realizado un experimento usando datos sintéticos y modelos recientes del campo. Los resultados indican que la actual base de datos de arqueointensidad de calidad es incompleta para poder obtener a partir de ella un modelo de evolución del CMT realista.

Hemos obtenido cuatro nuevos modelos globales, SHA3k.a, SHAQ3k.a, SHA3k.av y SHAQ3k.av basados en diferentes bases de datos. Los modelos son consistentes en las regiones, como Europa occidental, en la que predominan los datos arqueomagnéticos de alta calidad. Sin embargo proporcionan diferentes estimaciones del momento dipolar. Resultado a tener en cuenta ya que este parámetro es uno de los más importantes que describen el CMT. Además, la base de datos de arqueointensidad de calidad es incompleta para obtener a partir de ella un modelo realista del CMT.

CONCLUSIONES

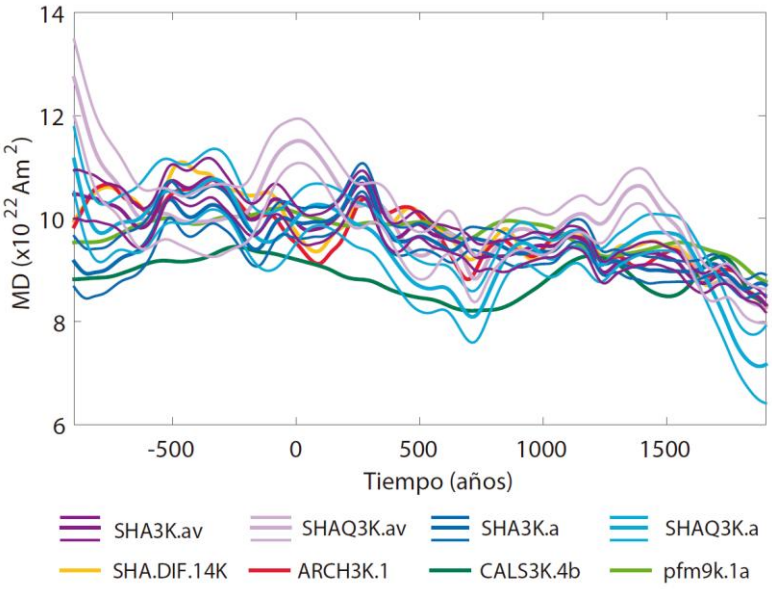


FIGURA 3. *Momento dipolar del campo magnético terrestre durante los últimos 3000 años obtenido a partir de diferentes modelos globales de campo magnético (para más detalles ver el texto principal). Se muestran las bandas de error al 95% de nivel de confianza para los nuevos modelos.*

AGRADECIMIENTOS

SAC y MLO dan las gracias al proyecto CGL2014-54112-R del Ministerio Español de Economía y Competitividad y a la beca FPI BES-2012-052991, que ha permitido a SAC llevar a cabo este trabajo. FJPC agradece a su proyecto postdoctoral 659901-CLIMAGNET, programa Europeo Marie Curie.

REFERENCIAS

Brown, M.C., Donadini, F., Korte, M., Nilsson, A., Korhonen, K., Lodge, A., Lengyel, S.N. y Constable, C.G. (2015): GEOMAGIA50.v3: 1. General structure and modifications to the archeological and volcanic database. *Earth Planets Space*, 67:83, doi:10.1186/s40623-015-0232-0.

Genevey, A., Gallet, Y., Constable, C., Korte, M. y Hulot, G. (2008): ArcheoInt: An upgraded compilation of geomagnetic field intensity data for the past ten millennia and its application to the recovery of the past dipole moment. *Geochem. Geophys. Geosyst.,* 9 (4), Q04038.

Korte, M. y Constable, C.G. (2011): Improving geomagnetic field reconstructions for 0-3 ka. *Phys. Earth Planet. Interiors.,* 188: 247-259.

Korte, M., Donadini, C. y Constable, C.G. (2009): The geomagnetic field for 0-3 ka, part II: a new series of time-varying global models. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q06008.

Nilsson, A., Holme, R., Korte, M., Suttie, N. y Hill, M. (2014): Reconstructing Holocene geomagnetic field variation: new methods, models and implications. *Geophys. J. Int.,* 198: 229 - 248.

Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M. y De Santis, A. (2014a): A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 388: 98-109.

Pavón-Carrasco, F. J., Gómez-Paccard, M., Hervé, G., Osete, M. L. y Chauvin A. (2014b): Intensity of the geomagnetic field in Europe for the last 3 ka: Influence of data quality on geomagnetic field modeling. *Geochem. Geophys. Geosyst.,* 15, doi:10.1002/ 2014GC005311.

Paleomagnetic Results from Upper Cretaceous Ophiolite Rocks in SE Anatolia

Resultados paleomagnéticos de las rocas ofiolíticas del Cretácico superior en el SE de Anatolia

M. Cengiz Cinku[1], O. Parlak[2], T. Ustaömer[3] and Z. M. Hisarlı[1]

1 Istanbul University, Faculty of Engineering, Department of Geophysical Engineering, 34320 Avcılar / Istanbul, Turkey. mualla@istanbul.edu.tr
2 Cukurova University, Department of Geological Engineering, 01330 Balcalı / Adana, Turkey. parlak@cu.edu.tr
3 Istanbul University, Faculty of Engineering, Department of Geological Engineering, 34320 Avcılar / Istanbul, Turkey. timur@istanbul.edu.tr

Abstract: Two E-W trending ophiolite belts crop out in SE Turkey. The southerly located ophiolites (Hatay, Koçali) were emplaced onto the Arabian Platform in Late Cretaceous whereas the northerly located ophiolites (Göksun, Ispendere, Kömürhan, Guleman) were underthrust below the S Tauride margin (i.e. Malatya-Keban Platform) in Late Cretaceous. Different tectonic models exist in the literature for the origin of these different ophiolite belts that we test here by a detailed palaomagnetic study: a) all the ophiolites in Turkey, including those in the study area were rooted in a single ocean basin to the N (i.e. the N Neotethyan Ocean Basin); b) all the ophiolites in SE Turkey were derived from the S Neotethyan Ocean Basin; c) the two ophiolite belts in SE Turkey are believed to have rooted in two different ocean basins; the Berit ocean to the north and the S Neotethys to the S. Our palaeomagnetic study from 16 different sites was focused on the cumulate gabbros and extrusive sequences of the Kömürhan ophiolite which is located in the north of the belt.

Palabras clave: Paleomagnetic, Kömürhan Ophiolite, Southeastern Anatolia, remagnetization.

Resumen: *Dos cinturones ofiolíticos con orientación E-O afloran en el SE de Turquía. Las ofiolitas localizadas al sur (Hatay, Koçali) se emplazaron en la Plataforma Arábiga en el Cretácico terminal, mientras que las situadas al norte (Göksun, ˙Ispendere, Kömürhan, Guleman) se emplazaron por debajo del margen S Tauride (i.e. Malatya-Keban Platform) en el Cretácico terminal. Existen diferentes modelos tectónicos en la literatura que explican el origen de estos cinturones ofiolíticos, que se han muestreado para un detallado estudio paleomagnético: a) todas las ofiolitas en Turquía , incluyendo las de este estudio, tienen su origen en una única Cuenca oceánica situada al N (i.e. el N de la Cuenca Oceánica del Neotethys); b) todas las ofiolitas en el SE de Turquía derivan de la Cuenca Oceánica S del Neotethys; c) los dos cinturones ofiolíticos en el SE de Turquía proceden de dos cuencas oceánicas diferentes, el océano Berit al norte y el Neotethys S al sur. Nuestro estudio paleomagnético de 16 estaciones diferentes se ha centrado en los gabros y las secuencias extrusivas de la ofiolita de Kömürhan que se sitúan en el norte del cinturón.*

Key words: *Paleomagnetism, Ofiolita de Kömürhan, Sureste de Anatolia, remagnetización.*

INTRODUCTION

The southern margin of Eurasia, including Anatolia (Figure 1), has been characterized in previous geological studies. Different alternative models were proposed for the evolution of the suture zones located on the borders of the blocks in Late Mesozoic-Cenozoic times (Şengör and Yılmaz; 1981). There is a consensus about the two branches of the Neotethys ocean in Anatolia; the northern branch of the Neotethys (İzmir-Ankara-Erzincan) and the southern branch (Bitlis-Zağros suture) (Figure 1). Differently, other researches suggested that there is only one single branch of the Neotethys ocean (İzmir-Ankara-Erzincan Suture) and both the ophiolites and the mélanges emplaced in the south are derived from this northern ocean before its closure in Late Cretaceous (Fourcade et al., 1991; Dercourt et al., 1986). The Southeastern orogenic belt which constitutes the main subject of this study, is classified from north to south by a nape zone, imbrication zone and the Arabian platform. The origin of the ophiolitic rocks emplaced along these zones is also discussed in several models. It is proposed that the ophiolitic rocks were a) the products of the southern Neotethys ocean (Robertson and Dixon, 1984); b) two different subduction products which are considered as the Berit and South Neotethys ocean (Parlak et al., 2012; Robertson et al., 2012; 2013); c) products of a northerly located ocean known as the İzmir-Ankara-Erzincan ocean (Fourcade et al., 1991; Beyarslan and Bingöl, 2000).

Geological studies carried out in the ophiolites give the opportunity to determine the evolution, tectonic environment and age of the prior oceanic basins, whereas paleomagnetic investigations could point the spreading centre of the oceanic basins. This provides an important contribution to modelling of oceanic basins.

There are limited paleomagnetic studies carried out in the Southeast Anatolia (i.e., Morris, 2003). This study of Morris (2003) deduced a paleolatitude of 24°N and 21°N for the Late Cretaceous ophiolitic rocks in

Syria-Baer Bassit and Cyprus-Troodos, which pointed to a paleolatitude like the Pontides in Late Cretaceous.

GEOLOGICAL SETTINGS AND PALEOMAGNETIC SAMPLING

Three major tectonic zones trending approximately E-W may be distinguished in Southeast Anatolia: (1) the Arabian platform; which represents a mainly autochthonous sedimentary succesion that accumulated ,largely in marine enviroments from the early Paleozoic to the Miocene period. (2) a zone of imbrication; and (3) a nappe region . The three zones are separeted from one another by major thrusts.

The Kömürhan ophiolite is located along the nappe zone, the area of Malatya-Elazığ region (Fig. 1). It comprises a complete oceanic lithosphere remnant and is represented, from the bottom to the top, by mantle tectonites, ultramafic–mafic cumulates, isotropic gabbros, sheeted dykes, volcanics and associated sedimentary rocks. Arc-related rocks are wide spread within the SE Anatolian orogenic belt, ranging in age from Late Cretaceous to Late Oligocene. Specifically late Cretaceous arc-related rocks include basic-intermediate to silicic extrusive and intrusive rocks. The extrusive part is represented by alternations of volcanic and sedimentary rock units with a thickness of approximately 750 meters and interpreted as an ensimatic island arc. The volcanic rocks are characterized by basalt, basaltic andesite, andesite, dacite and rhyodacite. The age of this extrusive unit is given as Late Cretaceous.

During this study we collected cumulate gabbros from the Kömürhan ophiolite as well as the overlying sedimentary rocks at 16 different sites. These were emplaced in the nappe zone in SE Anatolia during Late Cretaceous. The new results will constrain the age of magnetization of the ophiolites.

FIGURE 1. *The tectonic structure of the study area and the outcrops of the ophiolitic rocks (Okay and Tüysüz, 1999).*

METHODOLOGY

During this study we sampled cumulate gabbros and sedimentary rocks at 16 different sites from the Upper cretaceous Kömürhan ophiolite. A motorized portable core drill was used to collect core samples. Cylindrical cores (2.4cm diameter, 2.1cm length) were cut into specimens from the oriented samples with a diamond saw. Sample orientation was determined using both magnetic and sun compasses. Natural remanent magnetization (NRM) was measured using a 755R 3-axes DC-SQUID cryogenic magnetometer, and a JR6 magnetometer at the University of Tübingen and the Istanbul University, Turkey. Thermal demagnetizations were conducted using a MTD-80 furnace in progressive steps between room temperature and 680 ◦C and alternating-field (AF) demagnetization was done with a 2GEnterprises degausser and a Agico LDA-3adegausser between 0 and 100 mT. A conglomerate test was performed by using limestone blocks and a fold test was applied on Upper Cretaceous sandstones for determining the age of magnetization. The statistical analysis was determined using the Watson (1956) test.

PALEOMAGNETIC RESULTS

The paleomagnetic results from the cumulate gabbros show a better grouping of the mean direction before tilt correction, indicating a younger folding phase and a negative fold test (Figure 2). The in situ direction is characterized by D/I: 348.0/44.5.

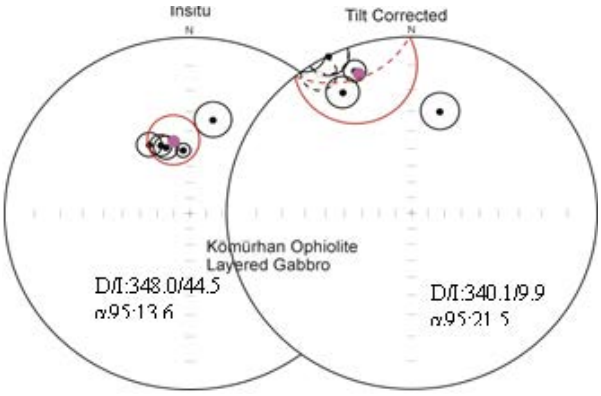


FIGURE 2. *Equal-area stereographic projection of site mean directions of cumulate gabbros, before and after tilt correction. Declination and inclination of the paleomagnetic average is also shown.*

The overlying units of the ophiolite succession were sampled from several limestone and sandstones. In Figure 3, site HA43 is shown on the stereonet before and after tilt correction. It is clear that after tilt correction the inclination values are shallow and more scattered.

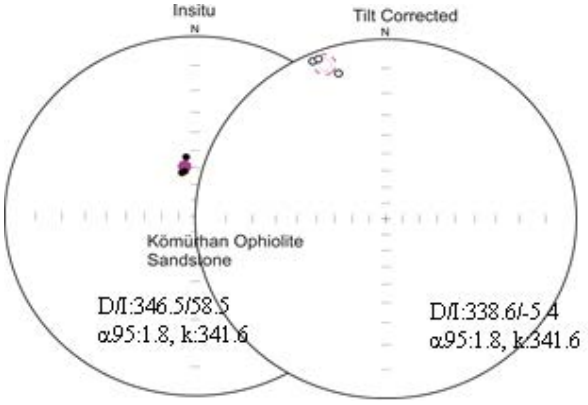


FIGURE 3. *Equal-area stereographic projection of site mean direction of the overlaying sandstones, before and after tilt correction . Declination and inclination of the paleomagnetic average is also shown.*

The evidence of a remagnetization is proofed by a conglomerate and fold test. It is shown that a negative conglomerate test in Upper Cretaceous limestones (Figure 4) and a failed fold test in Upper Cretaceous sandstones (Figure 5) postulate the evidence of a remagnetization in both the cumulate gabbros and the overlying sedimentary rocks of the Kömürhan ophiolite.

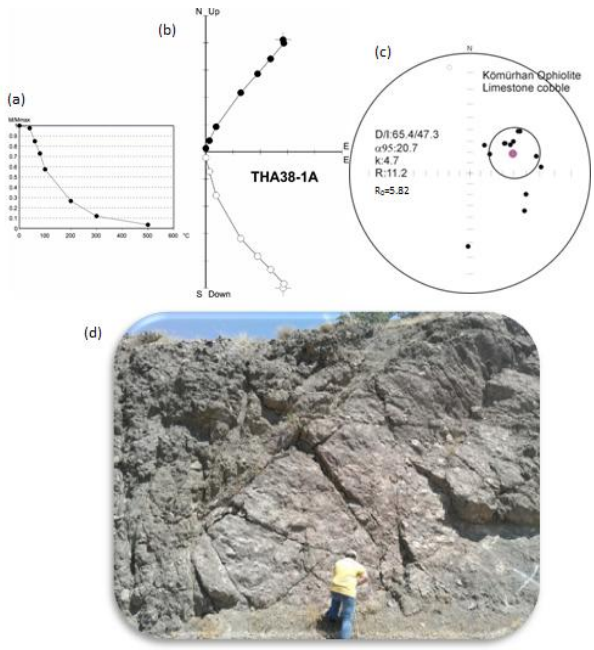


FIGURE 4. *(a) Magnetization intensity temperature plot (b) Typical orthogonal projections of conglomerate sample (c) Directional distribution of limestone cobbles from Upper Cretaceous overlying succession of the Kömürhan ophiolite (d) Conglomerate blocks from Upper Creatceous limestones of the overlying ophiolite sequence.*

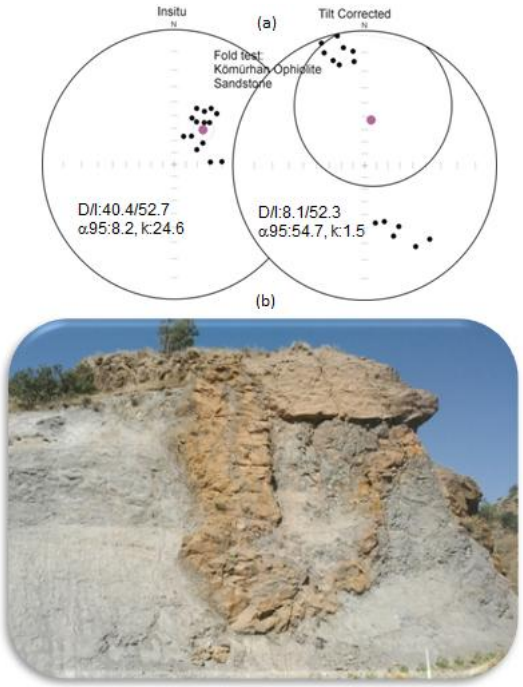


FIGURE 5. (a) *Equal-area stereographic projection* of Upper Cretaceous sandstones (b) *Fold test conducted on Upper Cretaceous sandstones* .

ACKNOWLEDGMENTS

The authors would like to thank to Kenan Cinku for his assistance during the field work. This study was financially supported by the project of the Scientific and Technical Research Council of Turkey (TUBITAK) with Project number 114R024.

REFERENCES

Beyarslan, M., Bingöl y A.F. (1991): Petrographical features of the İspendere ophiolite, Kale – Malatya , Türkiye Yerbilimleri. *Geosound*, 19: 59–68.

Dercourt. J., Zonenshain, L.P., Ricou. L.E., Kaarrin, V.G., Le Pichon. X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbonshikon. L.M., Geyssant, U., Lapurier, C., Perhersky. D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sozokhtrn, O., Westphal. M., Bazhenov. M L., Lover, J.F. y Biju-Duval, B. (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the liassic , *Tectonophysics*, 123: 241 315.

Fourcade, E., Dercourt, J., Günay, Y., Azema, J., Kozlu, H., Bellier, J.P., Cordey, J.P., Cros, F., De Wever, P., Enay, P., Hernandez, R., Lauer, J. y Vrielynck, B. (1991): Stratigraphie et paléogéographie de la marge septentrionale de la platforme arabe au Mésozoique (Turquie de Sud-East). *Bulletin de la Societé Gélogique de France* 161: 27–41.

Morris, A. (2003): The late Cretaceous palaeolatitude of the Neotethyan spreading axis in the eastern Mediterranean región. *Tectonophysics*, 377: 157–178.

Okay, A. y Tüysüz, O. (1999): Tethyan sutures of northern Turkey. En: *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the alpine orogen* (B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath y M. Séranne, eds). *Geological Society of London*, Special Publications, no. 475- 515 p.

Parlak, O., Karaoglan, F., Thoni, M., Robertson, A. H. F., Okay, A.I. y Koller, F. (2012): Geochemistry, geochronolgy and tectonic sıgnıficance of hightemperature meta-ophiolitic rocks: possible relation to Eocene south-Neotethyan arc magmatism (Malatya area, SE Anatolia). *Geological Congress of Turkey*, Ankara, Abstract 65: 88– 91.

Robertson, A. H. F. y Dixon, J. E. (1984): Introduction: Aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. En: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* (J. E. Dixon y A. H. F. Robertson, eds). Geological Society of London Special Publication no. 17: 1-74.

Robertson, A.H.F., Parlak, O. y Ustaömer, T. (2012): Overview of the Palaeozoic–Neogene evolution of Neotethys in the Eastern Mediterranean region (Southern Turkey, Cyprus, Syria), *Petroleum Geoscience*, 18: 381–404 http://dx.doi.org/10.1144/petgeo2011-091.

Robertson, A.H.F., Parlak, O. y Ustaömer, T. (2013): Late Palaeozoic-Early Cenozoic tectonic development of Southern Turkey and the easternmost Mediterranean region: evidence from the inter-relations of continental and oceanic units" , En: *Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region* (Robertson, A.H.F., Parlak, O. and Ünlügenç, U. C., eds.) Geological Society of London Special Publication, 372: 9-48.

Şengör, A. M. C. y Yılmaz, Y. (1981): Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics* 75, 181–241.

Saltos de Barkhausen: el parámetro que controla el comportamiento de la susceptibilidad a bajo campo

Barkhausen jumps: the controlling factor of low-field susceptibility

S. Guerrero-Suarez[1] y F. Martin-Hernandez[1, 2]

1 Dpto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid 28040 Madrid. saguerre@ucm.es
2 Instituto de Geociencias (UCM, CSIC). Dpto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid 28040 Madrid. fatima@ucm.es

Resumen: Varios trabajos han reportado que el comportamiento no lineal de la susceptibilidad en muestras naturales de hematites puede ocasionar variaciones en la determinación de los parámetros del tensor de anisotropía produciendo interpretaciones erróneas en los estudios de separación de fábricas magnéticas. Determinar el parámetro físico que controla el comportamiento de la susceptibilidad facilita el desarrollo de modelos matemáticos que minimizan los errores de medida como es el caso de minerales como la pirrotina y la titanomagnetita. En este estudio se han realizado medidas de anisotropía de la susceptibilidad magnética a 300 K y ciclos menores a la temperatura de 77 K, por debajo de la temperatura de la transición de Morin, para determinar la influencia de la estructura de dominios y los desplazamientos de las paredes de Bloch en el comportamiento no lineal de la susceptibilidad a bajo campo. Los resultados indican una fuerte correlación entre los saltos de Barkhausen y los cambios de pendiente de la susceptibilidad. El hecho de que el parámetro físico que controla las variaciones de la susceptibilidad sea un factor variable en la muestra imposibilita el desarrollo de un modelo matemático como los ya existentes para la pirrotina y la titanomagnetita.

Palabras clave: hematite, ASM, magnetismo de rocas, ciclos menores.

Abstract: *Several works have reported that the non-linear initial susceptibility in hematite natural samples can cause variations in the parameters of the AMS ellipsoid and originates mistaken interpretations in magnetic fabrics studies and rock magnetism. Determining which physical property controls the initial susceptibility makes easier that mathematical models are carried out like in pyrrhotite and titanomagnetite. In this study, initial susceptibility measurements at 300 K, and minor loops at 77 K, below Morin transition, have been made in order to check how domains structure and Bloch walls displacements control susceptibility behaviour. The results show a high correlation between Barkhausen jumps and breaks in susceptibility slope. Because of domain structure is an unstable parameter it is difficult to establish a mathematical model to separate magnetic subfabrics in hematite-bearing rocks.*

Key words: *hematite, AMS, rock magnetism, minor loops.*

INTRODUCCIÓN

La teoría de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) asume que la susceptibilidad magnética es independiente del campo aplicado. En la mayoría de los minerales ferromagnéticos este supuesto es aceptable cuando medimos en campos inferiores a 1 mT. Pero no es el caso de algunos de los principales portadores de remanencia como son la pirrotina, la titanomagnetita y la hematites. Estudios previos han demostrado que la variación de la susceptibilidad en pirrotinas está controlada por el tamaño de grano (Worm et al., 1993), y en titanomagnetitas por el contenido de titanio (Jackson et al., 1998). Pero se desconoce cuál es el parámetro físico dominante en la hematites.

El principal problema de una susceptibilidad dependiente del campo, es que estas variaciones se trasladan a los parámetros del elipsoide de anisotropía (Hrouda, 2002, Guerrero-Suarez y Martin-Hernandez, 2012), produciendo interpretaciones erróneas en los estudios de fábricas magnéticas.

Conocer el parámetro que controla la variación de la susceptibilidad facilita la creación de modelos matemáticos útiles en la separación de subfábricas (Hrouda y Jezek, 2014) e identificación de fases magnéticas (Hrouda et al., 2006).

Estudios previos realizados en muestras naturales de hematites han sugerido que las variaciones observadas se deben a que el valor de campo aplicado es lo suficientemente elevado como para que la magnetización medida corresponda a la zona irreversible (Hrouda, 2002). Pero Guerrero-Suarez y Martín-Hernandez (2012), propusieron la orientación de dominios y los desplazamientos de las paredes de

Bloch como posibles causantes de las variaciones observadas.

En este trabajo se intenta comprobar la influencia de la estructura de dominios y los desplazamientos de las paredes de Bloch.

METODOLOGÍA

Para este estudio se han realizado medidas de susceptibilidad a bajo campo a temperatura ambiente en un KLY-4S AGICO (Brno, Czech Republic) (Pokorny et al. 2004) y medidas de ciclos menores a temperatura de 77 K en un VSM Princeton Measurements Corporation (Princeton, NJ, USA). Las medidas de los ciclos menores nos proporcionan información sobre el momento magnético de la muestra y la susceptibilidad inicial. Realizar las medidas a una temperatura inferior a la temperatura de la transición de Morin nos asegura que el estado de dominios en ambas medidas, susceptibilidad inicial a 300 K y ciclos menores a 77 K, sea distinto.

Las muestras utilizadas corresponden a ocho cristales naturales de hematites procedentes de las Minas Gerais (Brasil).

Los valores de susceptibilidad inicial obtenidos a partir de los ciclos menores son calculados para cada una de las curvas mediante el ajuste al polinomio de segundo grado descrito por la Ley de Rayleigh (Néel, 1953):

$$M = (\chi_{ini} + \alpha H_0) \pm \alpha / 2\left(H_0^2 - H^2\right)$$

donde M es la magnetización, χ_{ini} la susceptibilidad inicial, H_0 el máximo campo aplicado para cada curva individual y α el coeficiente de Rayleigh.

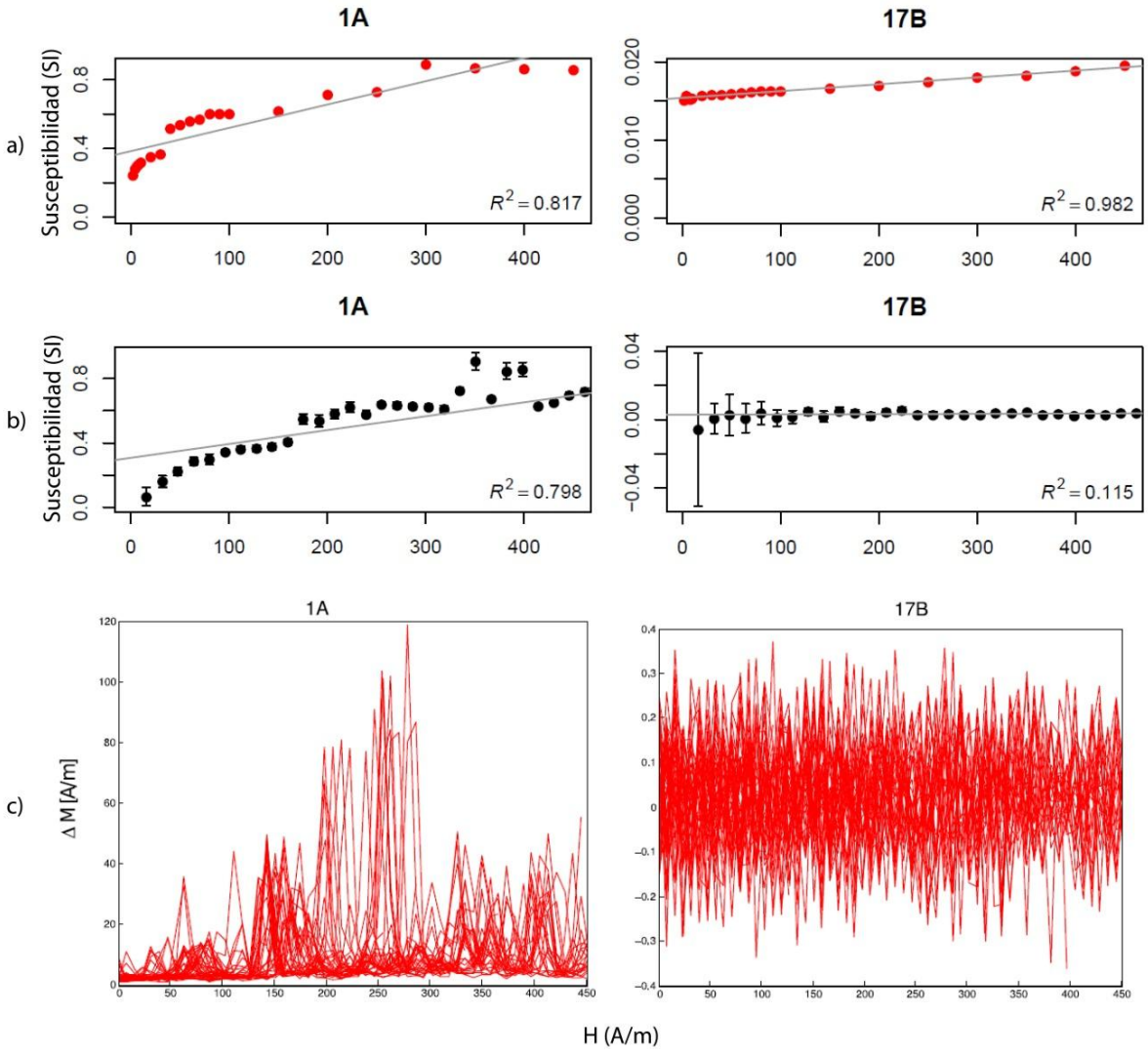


FIGURA 1. *Fila a) medidas de susceptibilidad inicial a 300K para las muestras 1A y 17B. b) Curvas de susceptibilidad inicial obtenidas a partir de medidas de ciclos menores a 77K. c) Gradiente de magnetización en los saltos de Barkhausen en función del campo aplicado.*

RESULTADOS

La Figura 1 muestra los resultados obtenidos para dos muestras de cristales naturales denominadas 1A y 17B.

La fila a) de la Figura 1 representa dos comportamientos distintos para la susceptibilidad inicial medida a 300K. La muestra 17B tiene un comportamiento lineal en todo el rango de campo aplicado mientras que la muestra 1A muestra variaciones en la pendiente, incluso una tendencia negativa para los valores más altos de campo.

La fila b) corresponde a la susceptibilidad inicial obtenida a partir de los ciclos menores a 77K. En este caso la muestra 1A presenta cambios bruscos en la pendiente de la susceptibilidad mientras que la muestra 17B pasa a tener un comportamiento constante.

La fila c) muestra la intensidad de los saltos de Barkhausen o lo que es lo mismo, el gradiente de magnetización para cada valor de campo de cada uno de los ciclos medidos. Mientras que en la muestra 17B no son distinguibles los saltos de Barkhausen de la señal de ruido de la medida, en la muestra 1A, se aprecian saltos de distinta intensidad, siendo más significativos en el rango de 250-300 K.

CONCLUSIONES

Los resultados muestran una clara correlación entre los saltos de Barkhausen y las variaciones en la pendiente de la susceptibilidad inicial. Cuanto más significativos son dichos saltos, mayor es la variación en la susceptibilidad. De la misma manera, muestras que no presentan saltos de Barkhausen poseen comportamiento constante de la susceptibilidad.

Los saltos de Barkhausen están relacionados con los desplazamientos de las paredes de dominio, que a su vez, dependen de factores como la composición, estructura e historia magnética. Debido a que los desplazamientos de las paredes son una propiedad mutable y variable a cada muestra, es imposible establecer un modelo matemático de las variaciones de la susceptibilidad como los que ya se han hecho para otros minerales como la pirrotina y la titanomagnetita (Hrouda et al., 2006).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias al Proyecto nº CGL2011-24790 del Ministerio de Economía y Competitividad (España) y a la Visiting Research Fellowship concedida por el Institute for Rock Magnetism (IRM, University of Minnesota, USA) a SGS.

REFERENCIAS

Guerrero-Suarez, S. y Martín-Hernández, F., (2012): Magnetic anisotropy of hematite natural crystals: increasing low-field strength experiments. I*nternational Journal of Earth Sciences*, 101(3): 625–636.

Hrouda, F., (2002): Low-field variation of magnetic susceptibility and its effect on the anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. *Geophysical Journal International*, 150(3): 715–723.

Hrouda, F., Chlupácová, M., y Mrázová, S. (2006): Low-field variation of magnetic susceptibility as a tool for magnetic mineralogy of rocks. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 154(3): 323–336.

Hrouda, F. y Jezek, J., (2014): Frequency-dependent ams of rocks: A tool for the investigation of the fabric of ultrafine magnetic particles. *Tectonophysics*, 629: 27–38.

Jackson, M., Moskowitz, B., Rosenbaum, J., y Kissel, C., (1998): Field-dependence of ac susceptibility in Titanomagnetites. *Earth and Planetary Science Letters*, 157(3): 129–139.

Néel, L., (1953): Some new results on antiferromagnetism and ferromagnetism. *Reviews of Modern Physics*, 25(1): 58.

Pokorny, J., Suza, P., y Hrouda, F. (2004): Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks measured in variable weak magnetic fields using the KLY-4S Kappabridge. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1): 69–76.

Worm, H.-U., Clark, D., y Dekkers, M. (1993): Magnetic susceptibility of pyrrhotite: grain size, field and frequency dependence. *Geophysical Journal International*, 114(1): 127–137.

Aplicación del Arqueomagnetismo para la distinción de ocupaciones neandertales en palimpsestos del Paleolítico Medio. Resultados preliminares de la unidad X de El Salt (Alcoy, Alicante)

Application of Archaeomagnetism to distinction of Neanderthal occupations in Middle Palaeolithic palimpsests. Preliminary results from Unit X, El Salt site (Alcoy, Alicante)

Á. Herrejón Lagunilla[1], Á. Carrancho[2], J.J. Villalaín[1], B. Galván[3], C.M. Hernández[3] y C. Mallol [3,4]

1 Dpto. de Física, Escuela Politécnica Superior, Campus Río Vena. Universidad de Burgos. Avda. Cantabria s/n, 09006. Burgos. aherrejon@ubu.es, angelaherrejonlagunilla@gmail.com, villa@ubu.es
2 Área de Prehistoria. Dpto. de Historia, Geografía y Comunicación. Universidad de Burgos. Edificio I+D+I.. Plaza Misael Bañuelos 2/n, 09001. Burgos. acarrancho@ubu.es
3 U.D.I. de Prehistoria, Arqueología e Historia Antigua. Facultad de Geografía e Historia, Campus de Guajara. Universidad de La Laguna. 38071. La Laguna, Santa Cruz de Tenerife. bgalvan@ull.es, chergomw@gmail.com, cmallol@ull.edu.es
4 Instituto Universitario de Biorgánica Antonio González. Avda. Astrofísico Francisco Sánchez, 2. 38206, La Laguna, Tenerife.

Resumen: Los palimpsestos del Paleolítico medio son yacimientos con alta densidad de restos faunísticos y líticos asociados a estructuras de combustión (hogares) que se solapan y entremezclan, dando lugar a una estratigrafía muy compleja y haciendo muy difícil la distinción de ocupaciones. Son varios los yacimientos neandertales peninsulares que presentan esta tipología y su disección es un asunto especialmente problemático. Tomando los hogares como unidad analítica básica y basándonos en el fenómeno de la Variación Secular, presentamos el uso del Arqueomagnetismo como método de disección de palimpsestos del Paleolítico Medio: asumiendo que cada hogar pudo registrar la dirección del Campo Magnético Terrestre (CMT) durante el último calentamiento/enfriamiento mediante la adquisición de una termorremanencia (TRM), planteamos la posibilidad de detectar diacronías entre hogares comparando las direcciones paleomagnéticas medias de éstos. Presentamos la aplicación de este método al nivel X [~55 ka BP] de El Salt (Alcoy, Alicante), yacimiento del Paleolítico Medio con presencia neandertal. Se han estudiado tres hogares (H34, H50 y H55) y presentamos aquí los resultados preliminares, que dan idea de la potencialidad del método para el estudio de estos contextos.

Palabras clave: Arqueomagnetismo, Variación Secular, termorremanencia, hogar, neandertal.

Abstract:. *Middle Palaeolithic palimpsets are archaeological sites with high density of faunal and lithic remains, associated to overlapped and mixed combustion structures (hearths). That leads to a complex stratigraphy and makes the distinction of occupations very difficult. There are several Neanderthal sites in the Iberian peninsula that exhibit such typology and their dissection is problematic. Considering each hearth as a single analytical unit and based on the phenomenon of Secular Variation of the Earth's magnetic field, we propose the Archaeomagnetism as a tool for the dissection of Middle Palaeolithic palimpsests. Assuming that each hearth might have recorded the direction of the Earth's magnetic field during the last heating/cooling, we propose the possibility to identify diachronies among them by comparing their mean archaeomagnetic directions. We present a case study from El Salt Unit X [~55 ky BP] (Alcoy, Alicante). This is a Middle Palaeolithic site where evidences of Neanderthal presence were found. We analyzed three hearths (H34, H50 and H55) reporting preliminary results that show the potential and limits of the method.*

Key words: *Archaeomagnetism, Secular Variation, thermoremanence, hearths, Neanderthal.*

INTRODUCCIÓN

La península ibérica es un sitio clave para el estudio de los neandertales. Esta región fue uno de los últimos lugares que estos homínidos del Paleolítico medio habrían ocupado antes de extinguirse. Los yacimientos peninsulares con evidencias de ocupación neandertal presentan en ocasiones forma de palimpsestos. Éstos se caracterizan por presentar una gran densidad de materiales arqueológicos, generalmente asociados a estructuras de combustión que muchas veces se solapan o entremezclan. En este contexto, la individualización de ocupaciones y su temporalización no es fácil.

Intentando contribuir a solucionar la problemática presentada, proponemos el Arqueomagnetismo como una herramienta para la disección de palimpsestos. Nuestra hipótesis parte del fenómeno de la Variación Secular y presupone que las estructuras de combustión u hogares han sido capaces de registrar la dirección del campo magnético terrestre (CMT) durante el último calentamiento/enfriamiento. Por tanto, si las direcciones arqueomagnéticas medias de los hogares son diferentes entre sí, cabe pensar que éstos sean

diacrónicos. Esta aplicación ha sido recientemente probada en el nivel O del yacimiento musteriense del Abric Romaní (Carrancho et al., *In press*).

Presentamos los resultados preliminares del estudio de tres hogares de la unidad X de El Salt (Alcoy, Alicante). Éste es un yacimiento con ocupaciones del Paleolítico medio que van desde el inicio del MIS3 hasta *ca.* 45 ka, con presencia de restos humanos asignados a *Homo neandertalensis* (Galván et al., 2014; Garralda et al., 2014) y con uno de los registros de hogares prehistóricos más completos de la península ibérica.

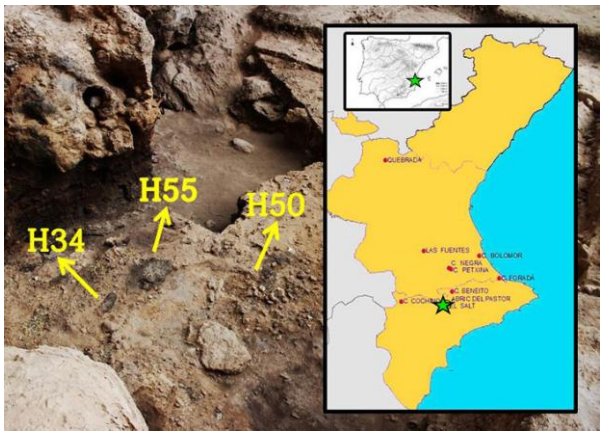


FIGURA 1. *Localización del yacimiento de El Salt (Alcoy, Alicante) e imagen de la superficie de excavación de la unidad X, donde se observan los tres hogares estudiados en este trabajo.*

MATERIALES Y MÉTODOS

Se han estudiado tres hogares de la unidad X de El Salt: H34 (subunidad Xa), H50 (subunidad Xb) y H55 (subunidad Xb). La estructura de estos hogares consiste en una capa de ceniza a techo y una capa de facies carbonosa inmediatamente debajo, en contacto la una con la otra. La ceniza es el residuo de combustión a altas temperaturas; la facies carbonosa es el sustrato sobre el que se realizó el fuego y es muy rica en materia orgánica. Se tomaron seis bloques de mano: dos con facies carbonosa de H34, uno con ceniza y otro con facies carbonosa de H50 y dos bloques con ceniza a techo y facies carbonosa por debajo de H55. Se realizó la desmagnetización térmica progresiva de la magnetización remanente natural (NRM) de 60 especímenes mediante un desmagnetizador térmico *TD-48-ASC* y un magnetómetro criogénico *2G-755* (nivel de ruido 5 x 10^{-12} Am^2). En 40 especímenes representativos se midió la susceptibilidad inicial a temperatura ambiente mediante un puente de susceptibilidad *KLY-4S de AGICO (*nivel de ruido 3 x 10^{-8} S.I.). También se realizaron curvas de adquisición de magnetización remanente isoterma (IRM), ciclos de histéresis (±1 T), curvas de backfield y curvas termomagnéticas hasta 700°C en aire (Balanza de Traslación de Campo Magnético Variable MMVFTB). Todos los análisis se realizaron en el laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos.

RESULTADOS

Los valores de la NRM de las cenizas (entre 31.7 x 10^{-3} y 244 x 10^{-3} A/m) son mayores que los de las facies carbonosas o *black layer* (entre 6.92 x 10^{-3} y 64.27 x 10^{-3} A/m). Las muestras de los bloques con mezcla de facies presentan valores intermedios (entre 3.64x 10^{-3} y 76.86 x 10^{-3} A/m). La susceptibilidad magnética también tiene valores mayores en el caso de la ceniza (entre 1.64 y 3.21 x 10^{-3} S.I.), valores intermedios en los bloques con mezcla de facies (0.44y 1.62 x 10^{-3} S.I.) y valores que tienden a ser menores en la facies carbonosa (0.17 y 1.31 x 10^{-3} S.I.). Los valores del índice de Koenigsberger o *Qn ratio* tienden a estar por encima de la unidad, lo cual apoya la idea de una magnetización de origen térmico (Stacey, 1967).

Los experimentos de magnetismo de rocas realizados indican que el principal mineral portador de la magnetización es la magnetita: En la curva de adquisición progresiva de IRM sobre una muestra de ceniza de H50 se ve el dominio de un mineral de baja coercitividad. Su correspondiente curva termomagnética muestra una temperatura de Curie de en torno a 585°C. (Figura 2).

Respecto a las direcciones paleomagnéticas, en su mayoría, las muestras presentan un comportamiento similar: una componente secundaria de baja temperatura (NRM-250/300°C) de probable origen viscoso y una componente que hemos considerado como característica (ChRM) (300-580/600°C; puntualmente, en algunos especímenes la temperatura máxima de desbloqueo llega hasta 620°C) con polaridad normal (Figura 3). Se seleccionaron 49 especímenes, descartando aquéllos que tenían direcciones anómalas y diagramas inestables. En la figura 4 se presentan las direcciones arqueomagnéticas medias y su parámetros estadísticos asociados (Fisher, 1953).

DISCUSIÓN

Estamos ante resultados preliminares, pero parecen indicar que el mecanismo de magnetización de los hogares de El Salt es de origen térmico y registra eficientemente la dirección del CMT del último calentamiento/enfriamiento. Los diagramas mayoritariamente univectoriales, la alta intensidad de la magnetización y los valores del *Qn ratio* soportan la hipótesis de una magnetización termorremanente.

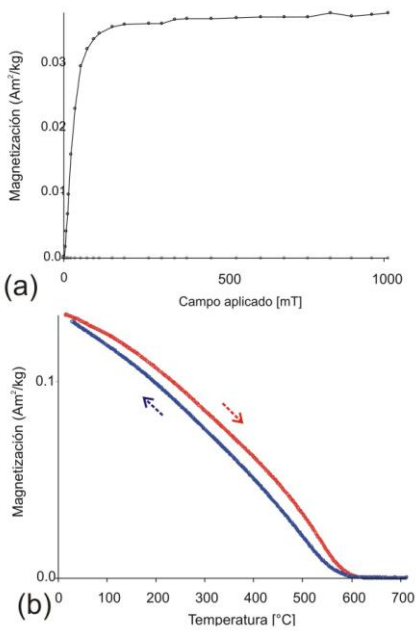


FIGURA 2. *Curva de adquisición progresiva de IRM (a) y curva termomagnética (b) de ceniza de H50.*

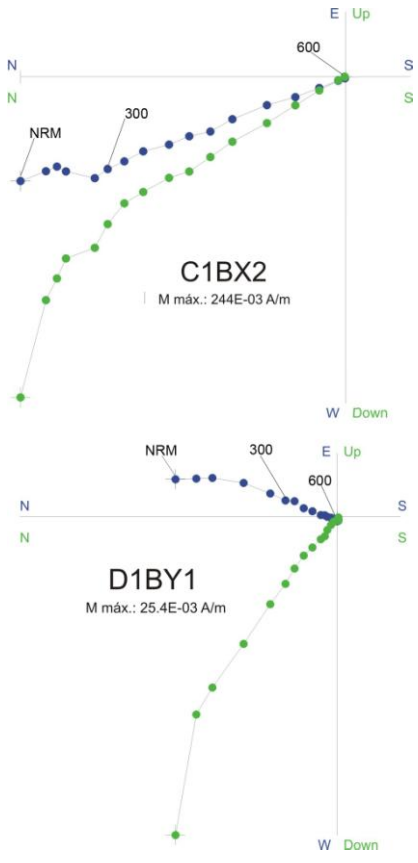
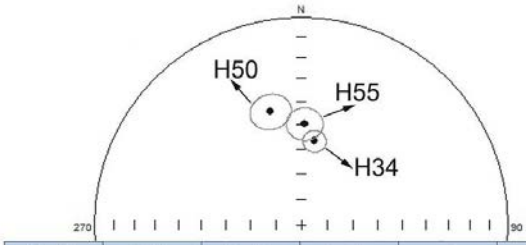


FIGURA 3. *Ejemplos de diagramas de Zijderveld representativos. (a) C1BX2: ceniza del hogar H50; (b) D1BY1:, facies carbonosa del hogar H34.*



HOGAR	N / N'	Dec (º).	Inc (º).	*k*	α95 (º)
H34	14/18	8.6	56.3	82.21	4.4
H50	18/20	344.6	42.6	22.24	7.5
H55	17/22	1.7	49.6	28.32	6.8

FIGURA 4. *Estereograma con las direcciones arqueomagnéticas medias de los tres hogares. Debajo, tabla con las direcciones medias y los parámetros estadísticos asociados. N/N' = número de especímenes considerados para calcular la dirección/número de especímenes procesados. Dec (º). = declinación. Inc (º). = inclinación. k y α95 = parámetro de precisión y círculo de confianza que engloba la dirección media al 95% de probabilidad.*

El hogar H50 muestra una peculiaridad: se distinguen dos poblaciones de muestras diferenciadas, que se corresponden con ceniza y facies carbonosa. La diferencia está, sobre todo, en la inclinación (más baja en las cenizas); la declinación no es muy distinta. Esto podría deberse a algún tipo de alteración mecánica (*shallowing*) sin-/post-deposicional que haya afectado a las cenizas, elementos bastante volátiles. El pasado verano de 2015 se recogieron nuevos bloques de mano para poder evaluar aspectos como éste con más detalle.

Al comparar las direcciones medias de los tres hogares, se observa que los conos de confianza α95 de H34 y H55 se solapan parcialmente (aunque ninguna de las medias cae dentro del α95 del otro). Sin embargo, tanto la media como el α95 de H50 quedan totalmente aislados de H34 y H55. Es decir: por un lado, H50 correspondería a un momento diferente a H34 y H55 (sería diacrónico respecto a estos dos hogares); por otro, H34 y H55 podrían corresponder a un mismo momento o no. Se han de realizar test estadísticos para evaluar si la diferencia en la dirección de estos hogares es significativa. Además, el nuevo muestreo permitirá refinar el análisis estadístico.

El método utilizado es novedoso y su principal logro estriba en la capacidad para individualizar ocupaciones y determinar diferencias temporales entre ellas. En yacimientos tan complejos como los palimpsestos paleolíticos, en los que, a pesar del riguroso y exhaustivo trabajo de campo la individualización de ocupaciones es muy complicada de demostrar, el uso del Arqueomagnetismo aporta una información muy valiosa para la investigación.

A pesar de la información que nos proporciona, el método presenta algunas limitaciones. La primera es que no se trata de una datación: aunque ya existe una curva de VS que llega hasta el Neolítico en Europa (Carrancho et al., 2013), no se conoce un registro arqueológico o geológico lo suficientemente continuo e

independientemente bien datado que llegue hasta cronologías tan antiguas que permitan extender la curva. La otra limitación es que, aunque sí permite detectar diacronías cuando observamos direcciones estadísticamente distinguibles, no podemos asegurar que exista una sincronía si las direcciones obtenidas son estadísticamente indistinguibles. La VS no tiene un patrón definido y las tasas de variación no son constantes. Por ejemplo, en la curva de VS de la península ibérica (Gómez-Paccard et al., 2006) se observan tramos donde la curva se solapa en distintos momentos (se repiten direcciones) y por lo tanto, podemos encontrarnos hogares con direcciones muy similares, pero que corresponden a momentos bastante separados en el tiempo. El carácter de contemporaneidad de una superficie de ocupación también viene determinado por información arqueológica como análisis de remontajes líticos y faunísticos, datos sedimentológicos, etc. Por eso es fundamental cruzar la información de estas disciplinas. Del mismo modo, aunque se obtuviese la mejor estadística, con las direcciones medias solapadas y un α95 muy reducido, la resolución temporal alcanzada no sería menor de varias décadas (Eighmy y Hathaway, 1987). En cualquier caso, combinar análisis arqueomagnéticos y arqueológicos representa una potente herramienta para evaluar el grado de contemporaneidad (dentro de los límites discutidos) y reconstruir los patrones de ocupación de grupos humanos en palimpsestos prehistóricos.

CONCLUSIONES

La novedosa aplicación del Arqueomagnetismo a la disección de palimpsestos arqueológicos es una vía prometedora para lograr mayor resolución en el estudio de este tipo de yacimientos. Este método permite detectar diacronías incluso entre hogares que aparecen en una misma superficie y que parecen sincrónicos.

Los hogares del Paleolítico medio estudiados de la unidad X de El Salt son buenos registros del CMT y demuestran que estos análisis pueden aplicarse con éxito a la disección temporal de palimpsestos. La dirección media de cada hogar estudiado queda fuera del α95 de los otros, sugiriendo un uso diacrónico (si bien el α95 de dos de ellos se solapa parcialmente y no permite confirmar la existencia de diacronía entre ambos). En uno de los hogares analizados (H50) se ha detectado un comportamiento ligeramente diferenciado entre ceniza y facies carbonosa, probablemente debido a algún proceso sin-/post-deposicional. Los resultados son aún preliminares, y este problema se abordará en los análisis adicionales previstos. Recientemente se han tomado nuevos bloques de mano para estudiar aún más en profundidad estos tres hogares y refinar la estadística. Aunque este método no permite datar los hogares, sí contribuye a aislar ocupaciones e identificar diacronías entre ellas.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo ha sido posible gracias a las ayudas predoctorales de JCYL-FSE y a los proyectos CGL2012-3848, CGL2012-32149, HAR2012-32703 y HAR2015-68321-P del MINECO y FEDER y a la Direcció General de Cultura (Gen. Valenciana). Gracias a J.A. Espinosa por su ayuda en el muestreo.

REFERENCIAS

Carrancho, Á.,Villalaín, J.J., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Straus, L.G., Vergès, J.M., Carretero, J.M., Angelucci, D.E., González Morales, M.R., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M. y Carbonell, E. (2013): First directional European paleosecular variation curve for the Neolithic based on archaeomagnetic data. *Earth and Planetary Science Letters,* 380: 124-137.

Carrancho, Á., Villalaín, J.J., Vallverdú, J. y Carbonell, E. (In press): Is it possible to identify temporal differences among combustion features in Middle Palaeolithic palimpsests? The archaeomagnetic evidence: A case study from level O at the Abric Romaní rock-shelter (Capellades, Spain). *Quaternary International.*

Eighmy, J.L. y Hathaway, J.H. (1987): Contemporary archaeomagnetic results and the accuracy of archaeomagnetic dates. *Geoarchaeology*, 2 (1): 49-61.

Fisher, R.A. (1953): Dispersion on a sphere. *Proceedings, Royal Society of London A,* 217: 295-305.

Galván, B., Hernández, C.M., Mallol, C., Mercier, N., Sistiaga, A. y Soler, V. (2014): New evidence of early Neanderthal disappearance in the Iberian Peninsula. *Journal of Human Evolution,* 75: 16-27.

Garralda, M.D., Galván, B., Hernández, C.H., Mallol, C., Gómez, J.A., y Maureille, B. (2014). Neanderthals from El Salt (Alcoy, Spain) in the context of the latest Middle Palaeolithic populations from the southeast of the Iberian Peninsula. *Journal of Human Evolution,* 75: 1-15.

Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, Ph., McIntosh, G., Osete, M.L., Catanzariti, G., Ruiz-Martínez, V.C. y Núñez, J.I. (2006): First archaeomagnetic secular variation cure for the Iberian Peninsula: Comparison with other data from western Europe and with global geomagnetic field models. *Geochemistry Geophysics Geosystems*: 7 (12).

Stacey, F.D. (1967): The Koenigsberger Ratio and the Nature of Thermoremanence in Igneous Rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 2: 67-68.

Caracterización de las direcciones de flujo magmático en diques: Análisis de la ASM en el dique de Ighrem (Anti-Atlas, Marruecos)

Magmatic flow characterization in dykes: AMS analysis of the Ighrem dyke (Anti-Atlas, Morocco)

M. García-Castaño[1] y V. C. Ruiz-Martínez[2]

1 Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. miguelgarcia@ucm.es

2 Dpto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. vcarlos@ucm.es

Resumen: Se ha realizado el análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) en un total de 260 muestras provenientes de 17 estaciones muestreadas a lo largo del gran dique de Ighrem (Anti Atlas, Marruecos). Este dique dolerítico, que se encuentra englobado en la provincia magmática del Atlántico Central (~200 Ma), recorre en dirección NE-SW unos 200 kilómetros casi siempre cubierto por sedimentos más antiguos. La fábrica magnética obtenida para cada estación muestreada se relaciona con los esfuerzos sufridos por las rocas a través de los principales parámetros del elipsoide de anisotropía, la foliación y lineación magnética, y grado corregido de anisotropía. En la mayoría de las estaciones, muestreadas en zonas internas del dique, el plano de foliación magnética es paralelo a la dirección del dique, estando próximo a la vertical. Asimismo, en estos casos domina la foliación sobre la lineación. Estas fábricas son las que facilitan en mayor medida la estimación de la dirección de flujo. Solo en pocas muestras se han observado distintas orientaciones de los ejes del elipsoide debido a su distinta mineralogía y/o localización en el dique o a su posterior alteración hidrotermal. Las fábricas obtenidas para la roca encajante más próxima se encuentran muy tectonizadas.

Palabras clave: dique, Provincia Magmática del Atlántico Central, ASM, fábrica magnética, flujo magmático.

Abstract: *Anisotropy of the Magnetic Susceptibility analyses has been conducted in a total of 17 sites (260 specimens) sampled along the great Ighrem dyke (Anti Atlas, Morocco). This NE-SW oriented, dolerite dyke, related with the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP, ~200 Ma) traverses around 200 km mostly covered by older sediments. Magnetic fabric at each sampling site is related with the rock stress by means of the principal anisotropy ellipsoid parameters, the magnetic foliation and lineation, and the corrected anisotropy degree. Normal fabrics are mostly observed, foliation overcoming lineation, with nearly vertical foliation planes parallel to the dyke trend, facilitating flow directions estimation. Deviations of these directions of the magnetic ellipsoids are seldom observed in some samples and could reflect their different mineralogy and/or location in the dyke or further hydrothermal alteration. Magnetic fabric from closest country rock samples show high degree of tectonism due to dyke intrusion.*

Key words: *Dyke, Central Atlantic Magmatic Province, AMS, magnetic fabric, magma flow.*

INTRODUCCIÓN

Entre las posibles aplicaciones del estudio del magnetismo de las rocas se encuentra el análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM). La obtención del elipsoide de anisotropía definido por los tres ejes principales (K_{max}> K_{int}> K_{min}–o K_1> K_2> K_3–) ha demostrado ser especialmente útil para la determinación de la petrofábrica de las rocas. En particular para el caso de rocas ígneas, la interpretación de la fábrica magnética se aplica al estudio de la dinámica y los esfuerzos de coladas de lava, depósitos piroclásticos o, como es el caso de este estudio, de diques volcánicos. En éstos, como en las lavas, los óxidos de Fe-Ti son los principales contribuyentes de la señal de ASM. Su distribución se interpreta como controlada por el alineamiento preferente de los silicatos o alternativamente por planos de esfuerzo locales del fluido. La dirección del flujo magmático se considera caracterizada, bien desde un enfoque determinista por ser (en los así llamados casos de fábrica normal) paralela a la lineación magnética (K_1), con el plano de foliación magnética (K_1-K_2) paralelo al plano de flujo; o bien desde un enfoque más complejo de variaciones sistemáticas de las orientaciones de los ejes del elipsoide dentro del mismo flujo laminar, sin descartar, al igual que en el anterior enfoque, otros efectos que provoquen una fábrica inversa (K_3 paralelo al plano de flujo) asociados a la mineralogía o

a efectos post-emplazamiento (para una revisión, ver Cañón-Tapia (2004), y referencias allí).

Se ha realizado este estudio sobre muestras procedentes de estaciones muestreadas a lo largo del dique de Ighrem, en las mismas del estudio paleomagnético de Palencia-Ortas et al. (2011), con el objetivo de analizar las direcciones de flujo en las distintas estaciones del dique. Además, el análisis de la roca encajante puede aportar información sobre el efecto de la intrusión del dique.

MARCO GEOLÓGICO

El dique de Ighrem es una de las numerosas manifestaciones volcánicas que configuran la Provincia Magmática del Atlántico Central (CAMP en su acrónimo inglés), formada hace 200 Ma durante la apertura de Pangea entre el Triásico y el Jurásico. Esta extensa región (Fig. 1) abarca unos 10^7 km^2 distribuidos entre Norteamérica, Sudamérica, una parte del suroeste europeo y el noroeste de África y se estima que el volumen de lava supera los 2500 km^3 (Marzoli et al., 1999). El dique objeto de este estudio atraviesa la cordillera del Anti Atlas marroquí (Fig. 1) y se trata de un cuerpo dolerítico intrusivo subvertical que se extiende unos 200 km en dirección NE y cuya anchura varía entre 60 y 150 m. El dique de Ighrem aparece a menudo cubierto por depósitos del Neógeno y el Cuaternario, segmentado o degradado, y es raro encontrarlo completamente expuesto. Entre los estudios sobre el dique, su petrografía, mineralogía y geoquímica viene analizada por Touil et al. (2008), mientras que Palencia-Ortas et al. (2011) se centra en el análisis paleomagnético para la obtención de un polo para el cratón (estable) africano ya que el dique no ha sufrido ninguna deformación tectónica tras su emplazamiento. Las rocas que componen el dique de Ighrem son fundamentalmente doleríticas, y la variación (trasversal a la dirección del dique) en el tamaño de sus granos indica los distintos procesos de enfriamiento. Los minerales primarios se conservan bien representando el 90 % de las rocas, mientras que en el resto de casos esta mineralogía ha sido borrada por procesos hidrotermales varios, especialmente en los márgenes del dique (Touil et al., 2008). Por otra parte, resultará útil para el análisis del dique de Ighrem la existencia, también en la zona del Anti-Atlas del dique de Foum-Zguid (Fig. 1), cuyas características similares han sido analizadas más ampliamente (p. ej. Silva et al., 2010) desde la óptica de la ASM.

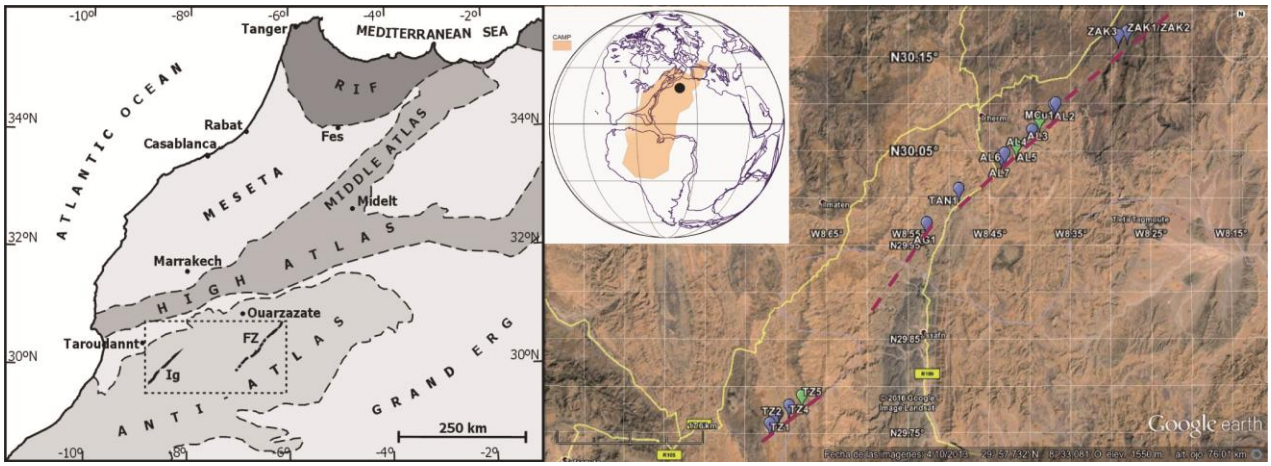


FIGURA 1. *(Izquierda): Localización de los diques de Ighrem (Ig) y Foum-Zguid (FZ) en el Anti-Atlas marroquí. Imagen de Touil et al. (2008). (Centro): Distribución esquemática de la Provincia Magmática del Atlántico Central, modificada de Marzoli et al. (1999) en la reconstrucción paleogeográfica hace 200 Ma (realizada utilizando el software GPlates; http://www.gplates.org), indicando la zona estudiada con un punto negro. (Derecha): Estaciones de muestreo, coincidentes con las de Palencia-Ortas et al. (2011), a lo largo del dique de Ighrem –cuya traza se indica con líneas discontinuas moradas-, señalando con símbolos verdes aquéllas en las cuales se muestreó también la roca encajante (imagen de Google Earth, consultado el 13 de abril de 2016).*

METODOLOGÍA

Se ha analizado la ASM de un total de 260 especímenes provenientes de 17 localizaciones distintas (Fig. 1). Los especímenes están tomados en estaciones distribuidas a lo largo del dique, generalmente en las zonas internas del dique (abarcando cada estación una superficie de afloramiento de una a varias decenas de m^2), y en tres casos se cuenta además con especímenes de la roca encajante. En general, por cómo aflora el dique de Ighrem, no es posible realizar un muestreo a lo largo del dique que precise la posición relativa de los especímenes respecto a sus márgenes. Para cada espécimen se ha obtenido el elipsoide de anisotropía y los principales parámetros de lineación y foliación magnéticas, grado de anisotropía y susceptibilidad media. Las medidas se han realizado mediante un puente de susceptibilidad magnética KLY-3 (AGICO) en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad Complutense de Madrid, y para la

obtención de los parámetros se ha empleado el método de Jelínek (Jelínek, 1978) a través del software Anisoft4.2 (*www.agico.com*).

RESULTADOS

Roca ígnea

En la mayor parte de los casos los resultados obtenidos se ajustan a la así denominada fábrica magnética normal: se observa un elipsoide con K_3 bien agrupado, perpendicular a la pared del dique, con su plano de foliación magnética orientado paralelamente a ésta. En promedios, el parámetro de forma T es positivo (0.238; es decir, elipsoides más oblatos que prolatos), P_j toma un valor de 1.027, y la susceptibilidad total de $5.82 \cdot 10^{-2}$ S.I. (Fig. 2).

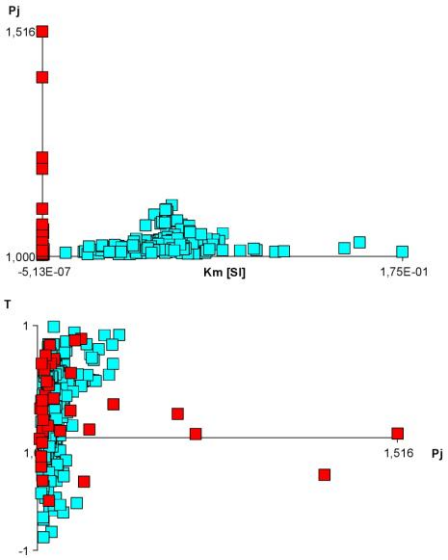


FIGURA 2. *Gráficos del parámetro de forma T frente al grado de anistropía corregido P_j (arriba) y de P_j frente a la susceptibilidad media K_m (abajo) de todos los especímenes. En rojo: muestras de roca encajante.*

En la Fig. 3 se pueden ver 6 ejemplos representativos de estaciones con planos de foliación paralelos al plano del dique (13 de 17 estaciones). También una estación de dique con alteración (AG1, de forma marcadamente prolata), con K_1 y K_3 (en lugar de K_2) sobre el plano del dique, que podría atribuirse a un crecimiento posterior de magnetita originada por la actividad hidrotermal (Rochette et al., 1991); en este caso alineada según una dirección de migración horizontal de fluido, paralela al dique, que borra la fábrica relacionada con el flujo magmático (lo que no ocurre en la estación TAN1, también alterada). Por último, también se ha obtenido en 3 estaciones desviaciones de la fábrica normal: una con planos de foliación magnética poco definidos y sin un claro agrupamiento de los ejes K_1 y K_2 (ver TZ5, Fig. 3); y otras dos con subgrupos de muestras con planos de foliación perpendiculares entre sí (intercambiados K_2 y K_3) relacionados con las distintas regiones de muestreo. En estos casos, las variaciones direccionales podrían deberse a movimientos asociados a fuerzas relacionadas con el flujo magmático, y/o a efectos de interacciones magnéticas y a la presencia significativa de granos mono-dominio, interpretación ésta que podría verse favorecida por el valor de los ratios H_{cr}/H_c (<2, típicos de mono-dominio; Dunlop, 2002) observados en ciclos de histéresis de algunas de las muestras analizadas (Palencia-Ortas et al., 2011).

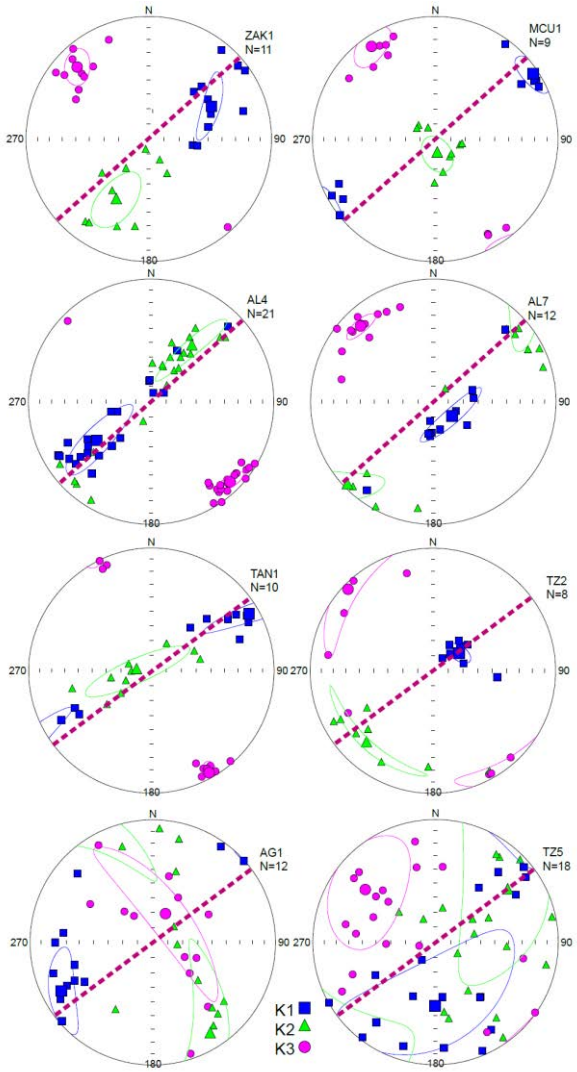


FIGURA 3. *Proyección de igual área (hemisferio inferior) de todas las direcciones de los ejes del elipsoide (cuadrados: K_1; triángulos: K_2; círculos: K_3) de todas las muestras de distintas estaciones, con los valores medios de cada eje y sus elipses de confianza al 95%, representativas de la fábrica del dique (de NE a SW: ZAK1, MCU1, AL4, AL7, TAN1, TZ4; primeras tres filas) y de orientaciones distintas del elipsoide (AG1, TZ5; última fila). En línea discontinua se ilustra la dirección del dique.*

Roca encajante

El dique de Ighrem atraviesa tanto el basamento Precámbrico expuesto en el Anti Atlas como la cubierta Cámbrica de pliegues asociados a estructuras de la orogenia Varisca. Se ha estudiado la roca encajante (sedimentos carbonáticos del periodo Ediacárico) en tres estaciones, con los datos de rumbo y buzamiento

para analizar comparativamente antes y después de la corrección por basculamiento las direcciones de las muestras más próximas (<1 m) al dique y las más alejadas (~decenas de m). Las muestras de la roca encajante presentan una textura completamente distinguible de las rocas ígneas con valores de susceptibilidad media mucho menor (al menos dos órdenes de magnitud; ver Fig. 2). Dos de las tres estaciones presentaron ejes relativamente agrupados, con evidencias de una fábrica tectonizada (afectada por la intrusión del dique) en las muestras más cercanas al techo o a las paredes del dique (AL5E, TZ5E; Fig. 4).

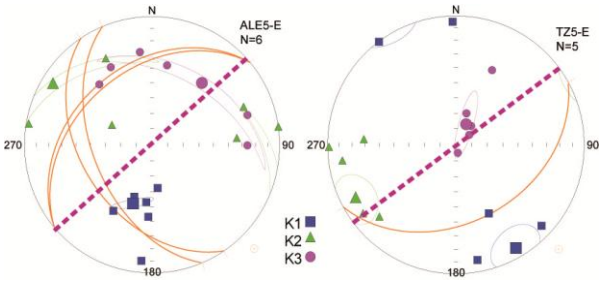


FIGURA 4. *Fábricas de las rocas encajantes sedimentarias más próximas (<1 metro) al dique (sitios TZ5E y AL5E, sin corrección por el basculamiento de las capas -cuyas direcciones y buzamientos se indican en línea continua-). Resto de símbolos como en la Fig. 3.*

CONCLUSIONES

Es interesante destacar que las fábricas magnéticas presentan características similares en la mayoría de las estaciones a lo largo del dique (13 de 17), aunque ni las condiciones de afloramiento -ni la estrategia inicial de muestreo- permitan en muchos casos conocer la distancia exacta de los especímenes respecto a los márgenes del dique. Estas fábricas, principalmente oblatas y con K_3 perpendicular al plano del dique, reflejan los esfuerzos ejercidos sobre la rocas en el momento de ascenso de flujo magmático. Los planos de foliación, muy bien definidos, son paralelos a la dirección vertical del dique. La lineación K_1 es generalmente horizontal o de baja inclinación, exceptuando en dos zonas situadas al SW de dos segmentos distintos del dique donde es subvertical (Fig. 3). Independientemente de considerar la dirección del flujo magmático paralela a K_1 o, menos restrictivamente, contenida en el plano de foliación; en algunas muestras de 4 estaciones se han observado direcciones dispersas y fábricas inversas que alertan del potencial efecto, contribuyendo a la dificultad de la interpretación de la fábrica, de distintos movimientos asociados al flujo magmático en diferentes zonas del dique, de la presencia de algunos granos monodominio de magnetita, o de la alteración hidrotermal. El efecto de la intrusión del dique en la roca encajante más próxima se traduce en una lineación (K_1) horizontal y perpendicular a la dirección del dique en sus paredes laterales; y más subvertical en sus paredes de techo (Fig.4; TZ5E y ALE5, respectivamente); que deja de observarse en rocas encajantes más alejadas.

BIBLIOGRAFÍA

Caballero Miranda, C.I. (2011): *La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo*. Instituto de Geofísica de la UNAM, México D.F., 60 p.

Cañón-Tapia, E. (2004): Anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows and dykes: a historical account. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), 205-225.

Dunlop, D.J. (2002): Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth,* 107(B3).

Jelínek, V. y Kropáček, R.V. (1978): Statistical processing of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 22(1), 50-62.

Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G. y De Min, A. (1999): Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic magmatic province. *Science* 284, 616–618.

Palencia-Ortas, A., Ruiz-Martínez, V.C., Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., Touil, A., Hafid, A., McIntosh, G., van Hinsbergen, D.J.J. y Torsvik, T.H. (2011): A new 200 Ma paleomagnetic pole for Africa, and paleo-secular variation scatter from Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) intrusives in Morocco (Ighrem and Foum Zguid dykes). *Geophysical Journal International*, 185(3), 1220-1234.

Raposo, M.I.B. y Ernesto, M. (1995): Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa dyke swarm (Brazil) and its relationship with magma flow direction. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 87(3), 183-196.

Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier, F. y Reuber, I. (1991): Diabase dykes emplacement in the Oman Ophiolite: a magnetic fabric study with reference to geochemistry. En: *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere* (T. Peters, A. Nicolas y R. Coleman, eds.). Kluwer Academic, 55–82.

Silva, P.F., Marques, F.O., Henry, B., Madureira, P., Hirt, A.M., Font, E. y Lourenço, N. (2010): Thick dyke emplacement and internal flow: A structural and magnetic fabric study of the deep-seated dolerite dyke of Foum Zguid (southern Morocco). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth,* 115(B12).

Touil, A., Vegas, R., Hafid, A., Palomino, R., Rizki, A., Palencia-Ortas, A. y Ruiz-Martínez, V.C. (2008): Petrography, mineralogy and geochemistry of the Ighrem diabase dyke (Anti-Atlas, Southern Morocco), *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 21(1-2), 25-33.

Fábricas magnéticas y su relación con la tectónica en el límite NE de Cameros (NO Cordillera Ibérica)

Magnetic fabrics related to tectonics in the NE limit of Cameros (NW Iberian Range)

C. García-Lasanta[1], T. Román-Berdiel[1], B. Oliva-Urcia[2], A. Casas-Sainz[1] y J. J. Villalaín[3]

1 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, España. lasanta@unizar.es, mtdjrb@unizar.es, acasas@unizar.es
2 Departamento de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, Francisco Tomás y Valiente 7, Ciudad Universitaria de Cantoblanco 28049 Madrid, España. belen.oliva@uam.es
3 Departamento de Física, Universidad de Burgos, Escuela Politécnica Superior, Avda. Cantabria s/n, 09006 Burgos, España. villa@ubu.es

Resumen: Se estudia la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) en unidades de la cuenca de Cameros (NO Cordillera Ibérica) depositadas en las últimas etapas del rifting del Jurásico superior-Cretácico inferior (Grupos Enciso y Oliván, de edad Aptiense-Albiense), en afloramientos localizados cerca del borde NE del macizo. Los portadores magnéticos son minerales paramagnéticos (filosilicatos) acompañados de ferromagnéticos, identificados como hematites en el Grupo Oliván y como magnetita en Enciso. La magnetita parece dar lugar a fábricas inversas en dos de las estaciones, tal y como se infiere del análisis de subfábricas magnéticas. En las restantes estaciones localizadas en el Grupo Enciso se observan guirnaldas de intercambio entre los ejes intermedio y mínimo, que parecen apuntar a la influencia en la fábrica magnética del desarrollo de foliación de plano axial que tuvo lugar en la cuenca durante el Mesozoico. La lineación magnética NO-SE en dos estaciones del Grupo Oliván también se asocia a la influencia de la compresión. En el tercer afloramiento del Grupo Oliván, pudo haberse preservado la lineación magnética asociada a la extensión en la cuenca (NE-SO).

Palabras clave: fábrica magnética, fábrica paramagnética, Cameros, foliación de plano axial, fábrica inversa.

Abstract: *The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is studied in units from the Cameros Basin (NW Iberian Range) deposited during its last Late Jurassic-Early Cretaceous rifting stages (Oliván and Enciso Groups, Aptian and Albian in age) in outcrops located near the NE limit of the Massif. The magnetic carriers identified are paramagnetic minerals (phyllosilicates) and a ferromagnetic phase, identified as hematite in the Oliván Group and magnetite in Enciso. The presence of magnetite seems to originate inverse fabrics in two sites, as inferred from the magnetic subfabrics analysis. The other sites from the Enciso Group show girdles interchanging the intermediate and minimum axes, which point to the influence in the magnetic fabric of the axial-plane cleavage developed in the basin during the Mesozoic. The NW-SE magnetic lineation in two sites from the Oliván Group is also associated with the influence of compression. In the third outcrop from the Oliván Group, the magnetic lineation associated with extension in the basin could have been preserved (NE-SW).*

Key words: *magnetic fabric, paramagnetic fabric, Cameros, axial-plane cleavage, inverse fabric.*

INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

La cuenca de Cameros (NO de la Cordillera Ibérica; Fig. 1) fue el área más subsidente de la Cuenca Ibérica durante el Jurásico superior-Cretácico inferior, acumulando hasta 8000m de serie continental (fluvial y lacustre). Recientemente se han planteado variaciones temporales en la dirección de extensión principal (NE-SO; Guiraud, 1983), asociadas a la actividad de fallas menores de dirección NE-SO, perpendiculares a las que limitan la cuenca (Soto et al., 2008; Casas et al., 2009; García-Lasanta et al., 2014). Además, al final de la etapa extensional y antes de su inversión durante el Cenozoico, tuvo lugar el desarrollo de esquistosidad de plano axial y metamorfismo de bajo grado (datado en unos 100 M.a.) en el depocentro de la cuenca (e.g. Gil-Imaz et al., 2000; Mata et al., 2001). Estos procesos modificaron la petrofábrica original de los materiales a los que afectaron.

El demostrado paralelismo entre fábrica magnética y petrofábrica (e.g. Graham, 1966; Borradaile y Jackson, 2004) permite usar la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) como indicador de la deformación sufrida por las rocas. En contextos extensionales, la lineación magnética (eje mayor de susceptibilidad) se dispone paralela a la dirección de estiramiento, por tanto perpendicular a la dirección de las fallas normales (e.g. Cifelli et al., 2005); en contextos compresivos el k_{max} se orienta perpendicular al acortamiento, es decir paralelo a la dirección de los pliegues y cabalgamientos (e.g. Borradaile y Jackson, 2004). Además, el desarrollo muy temprano descrito

para la fábrica magnética en rocas sedimentarias (e.g. Larrasoaña et al., 2004; Cifelli et al., 2005), le permite reflejar el patrón de deformación que actúa desde la sedimentación.

En este trabajo se estudia la fábrica magnética de ocho estaciones (Fig. 1B) localizadas en rocas del Aptiense-Albiense, en las últimas unidades depositadas durante el *rift*. El objetivo principal es determinar el origen de la fábrica magnética, sus posibles variaciones a lo largo de la serie estratigráfica y la posible influencia en su orientación de las diversas etapas tectónicas que han afectado a Cameros desde el Mesozoico. Los datos aportados complementan los recopilados por García-Lasanta et al., (2014), que analizaban la ASM de estaciones situadas en materiales más antiguos de la misma cuenca. Este trabajo previo pudo demostrar la variación temporal de la dirección de extensión durante el Cretácico inferior, así como la influencia en la fábrica magnética del desarrollo de esquistosidad de plano axial.

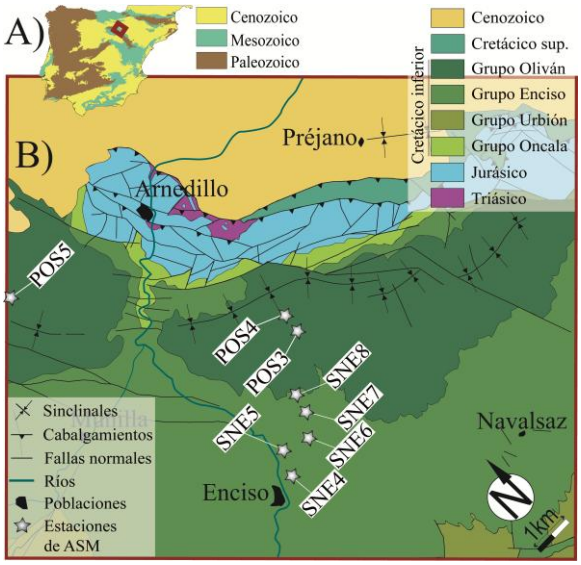


FIGURA 1. A) *Situación de la zona estudiada (en rojo) en la Península Ibérica.* B) *Mapa geológico detallado y localización de los afloramientos muestreados.*

MÉTODOS

Se han estudiado un total de 134 especímenes repartidos en ocho estaciones. En todos ellos, se ha medido tanto la susceptibilidad magnética total como la orientación del elipsoide de ASM en un susceptómetro KLY-3S Kappabridge (AGICO, República Checa) disponible en la Universidad de Zaragoza. Además, la ASM se ha medido a baja temperatura (-195ºC) en 21 especímenes de las cinco estaciones del Grupo Enciso, con el fin de diferenciar la contribución paramagnética de la señal total y descartar posibles efectos de la mineralogía en la orientación de la fábrica magnética.

Se ha trabajado con dos litologías principales: calizas y calizas margosas grises en cinco estaciones situadas en el Grupo Enciso y limolitas rojizas en las tres estaciones del Grupo Oliván. En trabajos previos se habían descrito los portadores magnéticos de litologías similares en la misma cuenca (e.g. García-Lasanta et al., 2014), por lo que se ha podido reducir el número de análisis de magnetismo de rocas para este trabajo. Se han realizado curvas termomagnéticas (variación de la susceptibilidad magnética frente a la temperatura, k-T), sobre muestras representativas con el fin de confirmar los datos previos. Se ha utilizado un horno CS3 (AGICO, República Checa) acoplado al susceptómetro que registra la susceptibilidad magnética en un rango entre 40 y 700ºC; utilizando un CSL se obtiene el registro entre -195 y 0ºC.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Mineralogías magnéticas

Los valores de susceptibilidad magnética varían entre 32.2 y 500.6x10^{-6}SI, aunque una gran mayoría de especímenes (88.8%) presenta valores entre 50 y 350x10^{-6}SI. La variación de la susceptibilidad con la temperatura muestra diferentes comportamientos para las dos litologías consideradas. La forma hiperbólica al comienzo de la curva en la muestra del Grupo Oliván indica la presencia de un alto contenido de minerales paramagnéticos (probablemente filosilicatos; Fig. 2A). Además, se determina la presencia de hematites en menor proporción, por la temperatura a la que se registra la caída final en la susceptibilidad magnética (680ºC; Fig. 2A). Las muestras del Grupo Enciso presentan una hipérbola paramagnética menos marcada, lo que indicaría un menor contenido en filosilicatos. Se detecta también la presencia de una proporción significativa de magnetita original, además de producirse neoformación de este mineral durante el calentamiento (Fig. 2B).

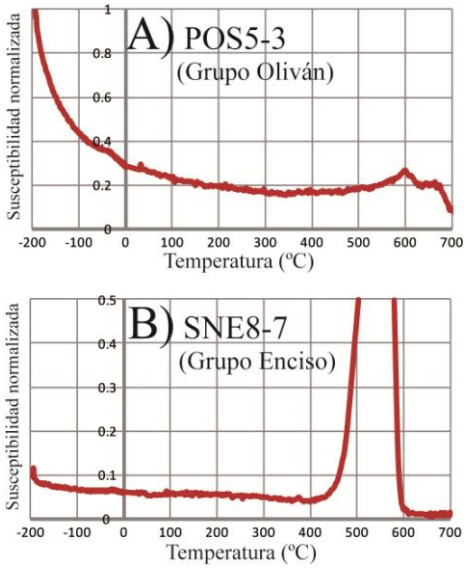


FIGURA 2. *Curvas de calentamiento registrando susceptibilidad frente a temperatura (a la derecha junto a las de enfriamiento):* A) *muestra en el Grupo Oliván,* B) *muestra en el Grupo Enciso.*

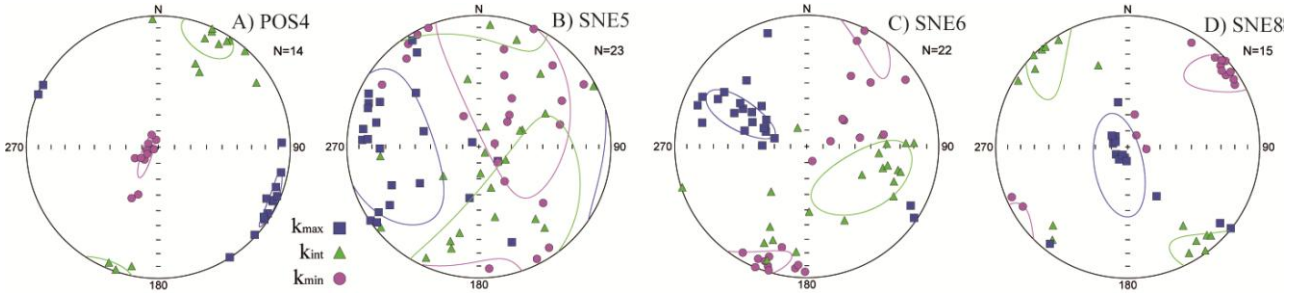


FIGURA 3. *Proyección estereográfica de elipsoides magnéticos de cuatro estaciones representativas, tras restituir la estratificación a la horizontal.*

Datos de ASM

Las tres estaciones localizadas en estratos del Grupo Oliván muestran sus elipsoides magnéticos con el eje mínimo de susceptibilidad (k_{min}) bien agrupado y perpendicular al plano de estratificación y los ejes intermedio y máximo contenidos en el plano de foliación magnética y bien agrupados (Fig. 3A). La lineación magnética (k_{max}) se orienta en dirección NO-SE en dos casos (POS3 y POS4) y NE-SO en el otro (POS5).

Los elipsoides magnéticos en las cinco estaciones del Grupo Enciso presentan geometrías y orientaciones heterogéneas. El eje mínimo presenta una gran dispersión en tres de las estaciones (SNE4, 5 y 6) y se dispone oblicuo respecto al polo del plano de la estratificación (Fig. 3B) o incluso contenido en dicho plano en uno de los casos (SNE6; Fig. 3C). En los tres casos, dentro de la dispersión se distingue el desarrollo de una guirnalda de intercambio entre los ejes intermedio y mínimo. La lineación magnética también presenta dispersión y se orienta en dirección E-O en un caso (Fig. 3B) y NO-SE en otros dos (Fig. 3C). Las otras dos estaciones del Grupo Enciso presentan los tres ejes magnéticos bien agrupados, con la lineación magnética perpendicular al plano de estratificación en ambos casos (Fig. 3D). El eje mínimo por su parte se orienta en dirección NE-SO en ambas estaciones.

Antes de valorar los resultados de ASM en términos tectónicos ha de descartarse la presencia de fábricas inversas debido al significativo contenido en magnetita que se ha descrito en las rocas del Grupo Enciso. Además, esta comprobación se hace aun más necesaria a la vista de los datos obtenidos en dos estaciones donde el eje máximo de susceptibilidad se orienta perpendicular al plano de estratificación (Fig. 3D).

Las medidas de ASM a baja temperatura permiten comprobar la contribución paramagnética en el total de la fábrica medida a temperatura ambiente. Dado que los filosilicatos no originan fábricas inversas, aislando el elipsoide asociado a ellos (subfábrica paramagnética) podremos comparar su orientación con la fábrica total y determinar qué señal domina la fábrica a temperatura ambiente y si es diferente para las dos fases magnéticas que coexisten en estas rocas.

Los resultados están condicionados parcialmente por el número de ejemplares disponible durante esta segunda etapa (la mayor parte de las muestras habían sido desmagnetizadas térmicamente). A pesar de ello, se observa una orientación similar de la fábrica magnética a temperatura ambiente y a baja temperatura en tres de las estaciones (SNE4, 5 y 6; Fig. 4A). Esto indica que o el portador principal son los minerales paramagnéticos o que ambas fases (filosilicatos y magnetita) portan la misma fábrica, que es la que se observa a temperatura ambiente.

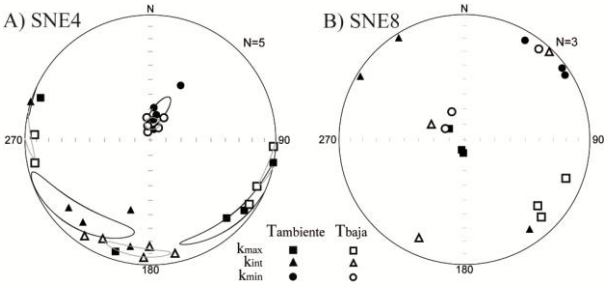


FIGURA 4. *Proyección estereográfica de elipsoides magnéticos a baja temperatura (blanco) y a temperatura ambiente (negro) tras restituir la estratificación a la horizontal.*

Sin embargo, en las dos estaciones restantes sí se observan variaciones significativas en la orientación del elipsoide magnético según ambos métodos. La estación SNE8 (Fig. 4B) refleja más claramente este comportamiento: la fábrica paramagnética presenta el k_{min} aproximadamente perpendicular al plano de la estratificación. Por tanto podríamos determinar que su intercambio con la lineación magnética a temperatura ambiente se asocia a una fábrica inversa relacionada con la presencia de magnetita monodominio. De todos modos, los datos son escasos así que decidimos simplemente descartar estas dos estaciones para las interpretaciones tectónicas posteriores.

Fábricas magnéticas y tectónica

Las guirnaldas incipientes de intercambio entre k_{int} y k_{min} son un criterio diagnóstico de la influencia en la fábrica magnética de un evento compresivo. Estas guirnaldas se observan en las tres estaciones del Grupo

Enciso que consideramos tras haber descartado las dos en las que interpretamos una fábrica inversa. Por tanto, interpretamos que la fábrica magnética en ellas pudo verse condicionada por el desarrollo de foliación de plano axial que tuvo lugar en Cameros tras la etapa extensional. Además la orientación de la lineación magnética aproximada (NO-SE) es coherente a grandes rasgos con la perpendicular a la dirección de compresión interpretada tanto para el desarrollo de la esquistosidad como durante la inversión de la cuenca durante el Cenozoico.

La orientación de la lineación magnética en dos estaciones del grupo Oliván (NO-SE) también responde a la dirección perpendicular a la compresión, pero no se observan guirnaldas de intercambio de ejes. Estas estaciones se sitúan más próximas al frente de cabalgamientos, por lo que esa influencia también podría relacionarse con la inversión Cenozoica de la cuenca. Por su parte, la lineación magnética NE-SO en el tercer afloramiento del Grupo Oliván (POS5) respondería a la dirección de extensión en la cuenca durante el Albiense, coincidiendo con el depósito de las unidades más recientes del relleno mesozoico (e.g Casas et al., 2009; García-Lasanta et al., 2014).

CONCLUSIONES

Los portadores de la fábrica magnética en las rocas estudiadas son filosilicatos acompañados de magnetita en las muestras del Grupo Enciso y de hematites en las del Grupo Oliván. Dos estaciones del Grupo Enciso presentan fábricas inversas probablemente asociadas a magnetita monodominio, por lo que no se tienen en cuenta para las interpretaciones tectónicas.

Las guirnaldas de intercambio entre k_{int} y k_{min} en las estaciones del Grupo Enciso y la orientación de sus lineaciones magnéticas, responden a la influencia de la compresión que dio lugar al desarrollo de esquistosidad de plano axial en Cameros durante el Mesozoico. La orientación de las lineaciones magnéticas en el Grupo Oliván también se interpreta como influenciadas por la compresión en dos casos y como indicador de la etapa extensional (NE-SO) en el otro.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con una ayuda del Instituto de Estudios Riojanos para estudios de temática riojana (convocatoria de 2013) y por los proyectos CGL2012-38481 y CGL2013-42670-P del MINECO.

REFERENCIAS

Borradaile, G.J. y Jackson, M. (2004): Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. En: *Magnetic Fabrics: Methods and applications* (Martín-Hernández, F., Lüneburg, C., Aubourg, C., Jackson, M. eds.). *Geological Society of London, Special Publication.* 238-:299-360.

Casas, A.M., Villalaín, J.J., Soto, R., Gil-Imaz, A., Del Río, P., Fernández, G. (2009): Multidisciplinary approach to an extensional syncline model for the Mesozoic Cameros Basin (N Spain). *Tectonophysics*, 470: 3-20.

Cifelli, F., Mattei, M., Chadima, M., Hirt, A.M., Hansen, A. (2005): The origin of tectonic lineation in extensional basins: Combined neutron texture and magnetic analyses of "undeformed" clays. *Earth Planetary Science Letters*, 235: 62.78.

García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A. M. y Hirt, A. M. (2014): Understanding the Mesozoic kinematic evolution in the Cameros basin (Iberian Range, NE Spain) from magnetic subfabrics and mesostructures. *Tectonophysics*, 66: 84-101.

Graham, J.W. (1966): Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks. En: *American Geophysical Union Monograph* (Smith, S. ed.), 10: 627-648.

Guiraud, M. (1983): Evolution tectono sédimentaire du basin wealdien (Crétacé inferieur) en relais de décrochement de Logrogno-Soria (NW Espagne). *III Cycle Thesis. University of Montpellier*.

Larrasoaña, J.C., Pueyo, E.L., Parés, J.M. (2004): An integrated AMS, structural, palaeo- and rock-magnetic study of Eocene marine marls from the Jaca-Pamplona Basin (Pyrenees, N Spain); new insights into the timing of magnetic fabric acquisition in weakly deformed mudrocks. En: *Magnetic Fabrics: Methods and applications* (Martín-Hernández, F., Lüneburg, C., Aubourg, C., Jackson, M. eds.). *Geological Society of London, Special Publucation.* 238-:299-360.

Mata, P., Casas, A.M., Canals, A., Gil, A. Pocoví, A. (2001): Thermal history during Mesozoic extension and tertiary uplift in the Cameros Basin, Northernn Spain. *Basin Rersearch*, 13: 91-111.

Soto R., Casas-Sainz A.M., Villalaín J.J., Gil-Imaz, A., Fernández-González, G., Del Río, P., Calvo, M., Mochales, T. (2008): Characterizing the Mesozoic extension direction in the northern Iberian plate margin by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Journal of the Geological Society of London,* 165: 1008-1018.

Paleomagnetic Results from volcanic rocks of NW Aegean Region; evidence of Neogene Block Rotations

Resultados paleomagnéticos de rocas volcánicas de la región NO del Egeo; evidencias de rotaciones de bloque neógenas

S. Karabulut[1], M. Cengiz Çinku[1], F. Özçep[1] and Z.M.Hisarlı[1]

1 Istanbul University, Faculty of Engineering, Department of Geophysical Engineering, 34320 Avcılar / Istanbul, Turkey. Email?

Abstract: The Western Aegean region is associated by north dipping subduction in Oligocene continental collision and Miocene-Pliocene extension. In this area a widespread Miocene volcanism was produced due to the N-S extension. The aim of this study is to detect possible block rotations. It is shown that both clockwise and counterclockwise rotations obtained from 14 reliable paleomagnetic sites support the presence of individual microblock rotations from Miocene to present.

Key words*:* Paleomagnetism, Western Anatolia, Dikili volcanic rocks, Vertical axis block rotation.

Resumen: *La región del oeste del Egeo se asocia con una subducción dirigida al norte durante la colisión continental en el Oligoceno, y con la extensión del Mioceno-Plioceno. En esta región, se produce vulcanismo en el Mioceno asociado a la extensión de dirección N-S. El objetivo de este estudio es determinar posibles rotaciones de bloques. Se muestra que hay rotaciones horarias y antohorarias a partir de 14 estaciones paleomagnéticas fiables, que confirman la presencia de rotaciones de microbloques desde el Mioceno al presente.*

Palabras clave: *Paleomagnétismo, Oeste de Anatolia, rocas volcánicas de Dikili, Rotación de eje vertical de bloques*

INTRODUCTION

Turkey covers a 1,500 km portion of the Alpine–Himalayan Orogenic belt. This belt was formed in the Paleocene during the continental collision of Eurasia and the Gondwana–originated blocks, when the oceanic lithosphere of the Tethys Ocean was completely consumed. The Alpine–Himalayan deformational area has experienced variable deformation along its length due to both the sizes of the colliding continental blocks and the presence of oceanic freeboard nearby the orogen. The Eastern Mediterranean region is a typical example of orogen collapse and tectonic escape. In this region, the northward subduction of the African plate beneath the Aegean region resulted as Mio-Pliocene extension in the crust. When the Anatolian plate collided with the Arabian Platform during the early Miocene, the East Anatolian Plateau began uplifting due to compressional forces. As a result of subduction and continental collision, in Late Miocene–Pliocene, the continental crust began to escape laterally west of the collision front, and this tectonic escape was accommodated by the right-lateral North Anatolian Fault (NAF) and the left-lateral Eastern Anatolian Transform Fault (EAF) (e.g. McKenzie 1978; Dewey & Sengor 1979).

Widespread magmatism occurred in Western Anatolia during the Late Oligocene–Early Miocene as a result of N–S extensional tectonic regime (Ercan et al., 1984). In the Dikili-Çandarlı high which is selected as the study area (Fig. 1) the whole products of the calc-alkaline Miocene volcanism of western Anatolia are observed (Kozan et al. 1982; Aldanmaz et al., 2000). The volcanic rocks are defined by the Dikili group as andesite and dacite lava flows. Radiometric dating shows Early to Middle Miocene age (Benda et al., 1974; 15.2±0.40–15.5±0.30: Aldanmaz et al., 2000) for the volcanic rocks in the Dikili group.

A paleomagnetic study was carried out on the Miocene volcanic rocks at 18 sites within the Dikili area, Western Anatolia (38.9°N, 35.2°E) to determine possible block rotations due to stress variations. It has been shown that contrasting types of rotation are obvious in the area limited by the Dikili depression and the Bergama graben (Figs. 1, 2), which characterized as the result of Neogene extension. In general, clockwise rotations accommodate the southwestward rotational collapse of the Western Anatolia peninsula. In contrast to the main picture, a relative counterclockwise rotation up to 30° is predicted between several faults. We believe that these rotations support the existence of individual microblock rotations due to deformation along the small faults defined in the region.

FIGURE 1. *Tectonic map of the Western Anatolia Region, (The outlined area shows the study area).*

GEOLOGICAL SETTING

The western Aegean region is characterized by a number of E-W trending normal faults, grabens and horst blocks. The basement rocks are characterized by Paleozoic metamorphic rocks and Mesozoic limestones. Two major groups have been defined in the study area; The Early–Middle Miocene Dikili group which consist of pyroclastic rocks, lavas and associated sedimentary rocks and the Upper Miocene–Pliocene Çandarlı group that includes rhyolitic domes and basaltic andesite-basalt lavas-dikes (Fig. 2).

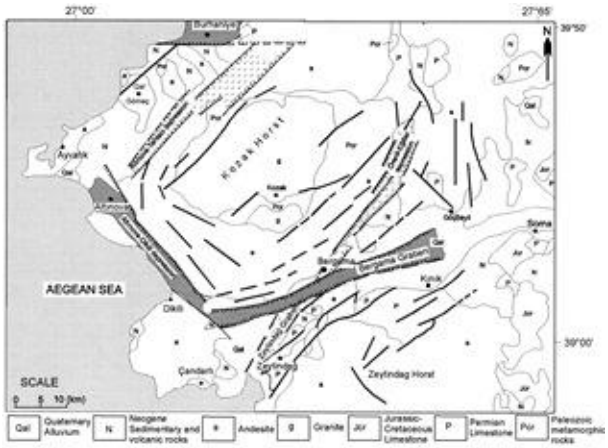


FIGURE 2. *Geological map of the study area (after Altunkaynak and Yılmaz, 1998).*

METHODOLOGY

Cores were cut into standard 2.2-cm long cylindrical specimens and between 7 and 25 paleomagnetic specimens from a total of 250 cylindrical samples were subjected to both stepwise thermal and alternating field (AF) demagnetization. A motorized portable core drill was used to collect core samples. Sample orientation was determined using both magnetic and sun compasses.

The directions and intensities of the natural remanent magnetization (NRM) were measured with a 2 JR-6 spinner magnetometer (AGICO) in the Yılmaz Ispir Paleomagnetism Laboratory of Istanbul University, Turkey. Both thermal and alternating field demagnetization were applied to isolate the characteristic remanent magnetizations (ChRM) of steps between 50°C and 700°C or 2.5–150 mT, respectively, using a Schonstedt MTD-80 oven and 2G600 AF demagnetizer. Magnetic components were identified and calculated using orthogonal vector projections (Zijderveld 1967). Principal component analysis (Kirschvink 1980) was used to calculate the directions of individual NRM components. Fisherian statistics were used to calculate site mean directions and the paleomagnetic pole.

PALEOMAGNETIC RESULTS

Fourteen reliable site mean directions from the Lower-Middle Miocene samples are represented on equal-area stereoplots in Fig. 3. The distribution of the declinations shows both normal and reverse polarity with well-defined clockwise and counterclockwise rotations and confidence limit less than $\alpha_{95} < 6^{o}$.

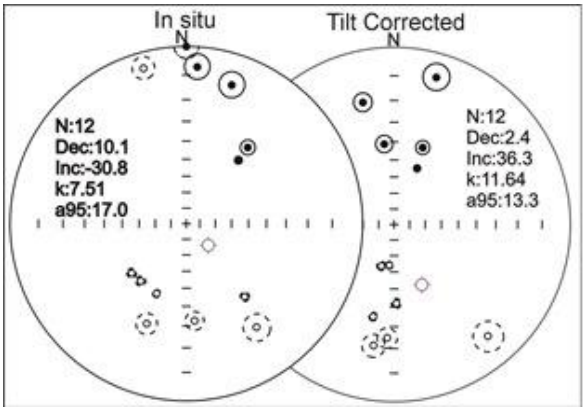


FIGURE 3. *Equal-area stereographic projection showing the Paleomagnetic site mean direction with their 95 percent confidence limit (Solid (open) symbols on lower (upper) hemisphere.*

The study area is located in a area of tectonic escape and subduction related extension. The area is delimited by oblique faults in NE–SW and NW–SE direction. It has been shown that besides clockwise rotations of 30º which are also reported in earlier studies as a result of the exhumation of the Menderes metamorphic core complex, counterclockwise rotations

up to 40º are the result of fault-bounded block rotations (Fig. 4).

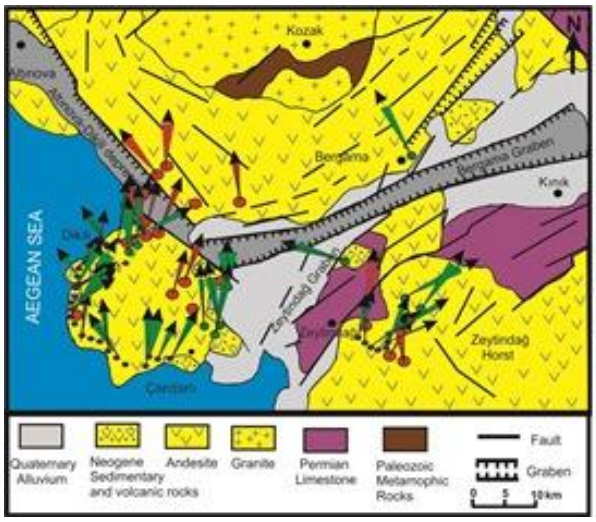


FIGURE 4. *Paleomagnetic rotations obtained from this study (red arrows) and previous studies (green arrows).*

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank to the city manager and employes of Bursa. Undergraduate student of the Istanbul University Department of Geophysical Enginering are very much acknowledge for their assistence during the field work.

REFERENCES

Aldanmaz, E., Pearce J., Thirlwall, M. F, y Mitchell, J. G. (2000): Petrogenetic evolution of Late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 1-2: 67-95.

Altunkaynak, Ş. and Yılmaz, Y., 1998. The Mount Kozak magmatic complex, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 211-231.

Benda, L., Innocentı, F., Mazzuolı, R., Radıcatı, F. y Steffens, P. (1974): Stratigraphic and radiometric data of the Neogene in northwest Turkey (Cenozoic and Lignites in Turkey, 16) *Zeitschrift der Deutschen Geologishen Gesellschaft,* 125: 183–193.

Dewey, J.F. y Şengör, A.M.C. (1979): Aegean and surrounding regions complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of American Bulletin.,* 90: 84-92.

Ercan, T. y Günay, E. (1984): The Oligo-Miocene volcanism in NW Anatolia, Thrace and the Aegean Islands: A review (in Turkish, with English abstract). *Bulletin Geological. Congress. Turkey*, 5: 119-139.

Ercan, T., Türkecan, A., Akyürek, B., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Can, B., Erkan, M. y Özkirişçi, E. (1984): The geology of DikiliBergama-Çandarlı area (western Anatolia) and petrology of the magmatic rocks. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi,* 20: 47–60 (in Turkish with English abstract).

Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal Research Astronomical Society*, 62, 699–718.

Kozan, T., Öğdüm, F., Bozbay, E., Bircan, A., Keçer, M., Tüfekçi, K., Durukal, A., Ozaner, S. y Herece, M. (1982): Geomorphology of coastal zone between Burhaniye (Balıkesir) – Menemen (İzmir) M.T.A. Report. (unpublished), Ankara.

McKenzie, D. (1978): Some Remarks on the Development of Sedimantary Basins. Earth and Planetary Science Letters, 40: 25-32

Zijderveld, J.D.A., 1967. AC Demagnetization of rocks: Analysis of results. In: S.K. Runcorn, K.M. Creer & D.W. Collinson, eds., Methods in Paleomagnetism, pp. 254-286.

Magnetic study of agricultural soils in the region of Coimbra, Portugal

Estudo magnético dos solos agrícolas na região de Coimbra, Portugal

A. Lourenço[1] and C. Gomes [1,2]

1 CITEUC-Centro de Investigação da Terra e do Espaço da Universidade de Coimbra, Observatório Geofísico e Astronómico, Almas de Freire-Santa Clara, 3040-004 Coimbra, Portugal. ana.lourenco@dct.uc.pt.
2 Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, Rua Sílvio Lima, 3030-790 Coimbra, Portugal.

Abstract: The agricultural soils near the city of Coimbra (Central Portugal) have high levels of potentially toxic trace elements (PTEs).This study reports results about a combination of magnetic, chemical and statistical methods in order to characterise agricultural soils and further to establish the main sources of pollution. A scanning electron microscope (SEM) observation was carried out on magnetic extracts to provide information on the possible origin of particles. Multivariate statistical studies were used for examination of the relationships between the magnetic properties of soil samples and the concentrations of chemical elements. A positive and significant correlation was observed between magnetic measurements and PTEs concentrations. Principal component analysis (PCA) allowed us to conclude that the main sources of the analysed elements are mostly related to the burning of fossil fuels. The results confirm 1) that simple, rapid, and nondestructive magnetic measurements can provide useful information about PTEs enrichment in agricultural soils near the urban centre, 2) the environmental magnetism techniques can be used as a proxy for spatial distribution of pollution in this area and 3) the combination of magnetic methods with chemical and statistical analysis is an efficient tool for the identification of the main pollution sources in poorly industrialized areas.

Key words: *soil; environmental magnetism; PTEs; anthropogenic sources.*

Resumo: *Os solos agrícolas na região de Coimbra apresentam níveis elevados de elementos-traço potencialmente tóxicos (EPTs). Este é um estudo pioneiro em que a combinação de análises magnéticas, químicas e estatísticas permitiu caracterizar estes solos e evidenciar as principais fontes de poluição. Foram também feitas análises complementares de microscopia electrónica de varrimento que forneceram informação sobre a morfologia e origem das partículas magnéticas antrópicas. A análise estatística multivariada, que envolveu uma Análise de Componentes Principais (ACP), revelou que existe uma correlação positiva e significativa entre medições magnéticas e concentração de EPTs; permitiu ainda evidenciar que a principal fonte de poluição nesta região está relacionada com a queima de combustíveis fósseis, nomeadamente com as emissões derivadas do tráfego automóvel. Este estudo permitiu concluir que: 1) as técnicas do magnetismo ambiental fornecem informação útil sobre o enriquecimento de EPTs nos solos agrícolas desta região; 2) que estas técnicas, além de rápidas, pouco onerosas e não destrutivas podem ser utilizadas como indicador dos níveis de poluição na área de estudo e que 3) a combinação de diferentes técnicas de análise (magnética, química e estatística) constitui uma ferramenta válida na identificação das principais fontes de poluição em áreas pouco industrializadas.*

Palavras chave: *solo; magnetismo ambiental; EPTs; fontes antrópicas.*

INTRODUCTION

Soils are a limited resource, non-renewable on a human scale. It is important to ensure the quality of soils so they could be able to perform functions that are essential to human life, as to sustain plant and animal productivity and maintain water and air quality.

Previous works (Lourenço et al., 2014) showed that the soils near the city of Coimbra have a concentration of various toxic elements higher than the mean background values for world soils and specifically for Portuguese soils, despite the poorly developed local industrial sector. The main factories are a smelter located inside the urban area and a cement plant located about 8 km to the northeast, and both are presently equipped with environmental protection measures. These unusual PTEs levels should therefore be related to a different kind of sources.

Magnetic methods have been employed to estimate soil contamination by industrial activities in different countries (e.g. Spiteri et al., 2005; Yang et al., 2011), however these studies are focused mainly on urban land and industrial areas. Agricultural soil is a soil category closely associated with human activities but magnetic research focusing agricultural soil is limited (e.g. Bian et al., 2014).

This is a pioneering study of environmental magnetism in the characterization of agricultural soils in central Portugal. The main purposes of the present work are 1) to evaluate the magnetic properties and PTEs concentration in a selected agricultural area 2) to study the suitability of magnetic properties of soils as a semi-quantitative proxy for detecting geochemical

anomalies; 3) to characterize the anthropogenic magnetic particles in topsoil samples and 4) to identify the main sources of pollution in the agricultural soil of the study area.

METHODS

The sampling locations (213) were designed to cover the cultivated and forest areas near the city of Coimbra, also to represent different types of soils and different geological backgrounds. For each sampling site a composite sample of 1 kg was taken from the upper 20 cm with a plastic spade. The magnetic susceptibility (κ) was measured with a Kappabridge KLY-4S. The isothermal remanent magnetization (IRM) was measured on a Molspin minispin magnetometer after magnetisation in a Molspin pulse magnetiser. The magnetization acquired at one tesla (T) was considered as the saturation (SIRM); the chemical analysis was made on a subset of samples (n=65). Representative 0.25 g subsamples were heated in HNO_3-$HClO_4$-HF to fuming and taken to dryness. The residue was dissolved in HCl. Solutions were analysed by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) for 41 elements. Scanning electron microscope (SEM) analysis was carried out on in a JEOL JSM-5310 instrument in magnetic extracts obtained with a hand magnet from representative samples. Statistical analysis of the magnetic and chemical data was carried out using SPSS 23. Maps were created with ArcGIS 10.2 software.

RESULTS

The mass magnetic susceptibility (χ) values range between 0.04 and 12.49 x $10^{-6}m^3kg^{-1}$ and the IRM_{1T} between 0.28 and 107.40x$10^{-3}Am^2kg^{-1}$. These two magnetic values show a very significant correlation indicating that the magnetic properties are mainly due to ferrimagnetic fraction. The highest values of χ and IRM_{1T} are recorded near roads, railway stations, and near streams (Fig.1).

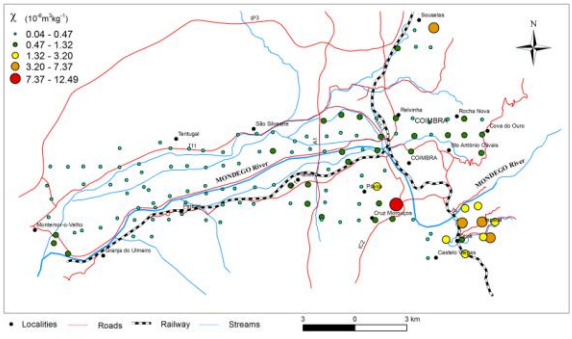


FIGURE 1. *Spatial variation of χ.*

Mean values for S_{-100} and S_{-300} are 0.7 and 0.9 respectively, indicative of the dominant presence of ferrimagnetic minerals (magnetite and/or maghemite). The SIRM/χ ratio depends on the composition and the grain-size of the magnetic particles. According to Thompson and Oldfield (1986), the SIRMs/χ values close to 10 kAm^{-1} should be characteristic of a magnetite grain size of approximately 5 μm. Sandgren and Thompson (1990) indicated that a value of 6.4 kAm^{-1} corresponds to a magnetite grain size of 8 μm. The mean value obtained for the study areas was ≈ 9 kAm^{-1}, suggesting a mean grain size for the ferrimagnetic particles between 5 and 8 μm. The Thompson's plot indicates a mean grain size for the ferrimagnetic particles most likely between 5 and 16 μm (Fig. 2).

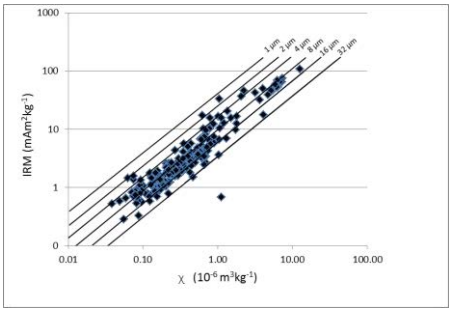


FIGURE 2. *Thompson's plot (after Sandgren and Thompson 1990).*

The SEM analyses supplied additional information about the morphology of the magnetic particles. Particles with spherical morphology observed in all representative samples (Fig. 3) are typical of emissions that involve the burning of fossil fuels (Flanders, 1994).

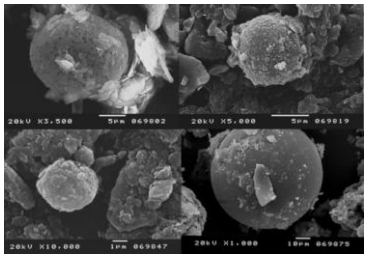


FIGURE 3. *Photomicrographs of magnetic particles from representative samples.*

The results of geochemical analysis are compared for the elements' concentration with the mean values for Portuguese soils (Table I). Almost all analysed elements show higher values than the mean values established for the soils of Portugal. The number of plants in the study area, that use or have used the burning of fossil fuels, hardly explains the higher levels of PTEs in these soils. The city of Coimbra is over 2000 years old so anthropogenic activities - industry, bonfires, road traffic - could impact the soil in the region over the years and help to explain the recent pollution levels. The Mondego River is probably another important pollution source - the air pollution might reach the river and then, that pollution might be transmitted to the soil and to the agricultural products.

Relationships between chemical elements and magnetic measurements were analysed (Table II),

giving special attention to the relationship between magnetic parameters and PTEs (As, Co, Cr, Cu, Ni, Pb and Zn).

	Inácio et al. (2008) (*n=165*)		This study (*n=65*)	
	RANGE	MEAN	RANGE	MEAN
Al	0.05 – 5.28	1.69	1.48 - 14.05	5.59
As	<1.00 – 371	15	2 - 165	19.98
Ba	5 – 203	61.1	64 - 600	292.40
Ca	0.01 – 26.50	1.59	0.01 - 28.06	2.60
Co	0.5 – 42	9.9	0.7 - 20.5	6.92
Cr	0.5 – 223	26.8	5 - 98	33.42
Cu	0.5 – 111	18.6	2.3 - 127.7	26.31
Fe	0.04 – 6.29	2.41	0.32 - 7.95	2.43
K	0.02 – 1.10	0.25	0.37 - 4.65	2.49
La	0.5 – 68	21	6.9 - 45.2	24.88
Mg	0.01 – 2.46	0.42	0.03 - 8.61	0.70
Mn	5 – 4466	480.6	33 - 6753	585.46
Ni	0.5 – 119	19.3	2.5 - 56.3	18.69
P	0.00 – 0.23	0.041	0.01-0.13	0.05
Pb	1 – 108	19	10 - 211	40.04
Sr	0.5 – 290	22.6	17 - 435	72.77
Th	1 – 49	6.9	3.1 - 24.4	11.14
V	0.5 – 188	32.7	9 - 160	59.35
Zn	0.5 – 589	50.6	9 - 543	88.75

TABLE I. *Chemical elements levels for Portuguese soils in "The Soil Geochemical Atlas of Portugal" (Inácio et al., 2008) and in this study. Concentrations are in mg/kg, except for Al, Ca, Fe, K, Mg and P (in %).*

Relationships between chemical elements and magnetic measurements were analysed (Table II), giving special attention to the relationship between magnetic parameters and PTEs (As, Co, Cr, Cu, Ni, Pb and Zn).

	χ	IRM_{1T}	S_{-100}	S_{-300}	SIRM /χ
Al	0.48**	0.36**	0.36**	0.04	-0.27*
As	0.55**	0.34**	0.31*	-0.01	-0.32**
Ba	0.40**	0.38**	0.34**	0.11	0.07
Ca	0.31*	0.09	0.35**	0.23	-0.55**
Co	0.54**	0.36**	0.50**	0.25*	-0.43**
Cr	0.57**	0.40**	0.38**	0.12	-0.30*
Cu	0.53**	0.38**	0.39**	0.21	-0.15
Fe	0.61**	0.41**	0.32**	-0.01	-0.39**
K	0.24	0.22	0.15	-0.05	-0.05
La	0.44**	0.31*	0.48**	0.38**	-0.18
Mg	0.42**	0.15	0.37**	0.08	-0.68**
Mn	0.45**	0.30*	0.25*	0.03	-0.37**
Ni	0.57**	0.39**	0.45**	0.17	-0.46**
P	0.30*	0.33**	0.52**	0.34**	-0.08
Pb	0.46**	0.30*	0.25*	0.06	-0.28*
Sr	0.41**	0.31*	0.25*	0.09	-0.22
Ta	0.07	-0.06	0.31*	0.07	-0.48**
Th	0.23	0.15	0.36**	0.13	-0.25*
V	0.47**	0.34**	0.24	-0.04	-0.21
Zn	0.59**	0.32**	0.56**	0.27*	-0.56**

TABLE II. *Correlation between chemical elements and magnetic measurements (n=65) (** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed). * Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed)).*

The PTEs show a remarkable association with the χ., a situation reported in several studies (e.g. Dankoub et al., 2012; Yan et al., 2011). Principal component analysis (PCA) was adopted in order to assist in the classification and characterization of samples as well as to provide information about associations (which sets of variables are correlated) and possible sources. Table III shows the results of PCA performed on a group of selected magnetic properties and elements.

Total variance explained			
Initial eigenvalues			
	Total	Variance %	Cumulative %
C1	13.40	47.84	47.8
C2	5.56	19.87	67.7
C3	3.28	11.73	79.4
C4	2.48	8.87	88.3
C5	1.32	4.70	93.02
C6	0.81	2.90	95.92
C7	0.33	1.17	97.09
Rotation Sums of Squared Loadings			
	Total	Variance %	Cumulative %
C1	6.52	23.28	23.28
C2	6.29	22.46	45.74
C3	6.17	22.02	67.76
C4	5.75	20.55	88.31

	C1	C2	C3	C4
χ	0.12	0.24	0.95	-0.03
IRM 1T	0.03	0.14	0.96	0.01
S_{-100}	0.56	-0.41	0.61	0.10
S_{-300}	0.48	-0.52	0.58	0.13
IRM_{-100mT}	0.16	0.00	0.95	-0.03
IRM_{-300mT}	0.16	-0.01	0.95	-0.03
Ag	0.40	0.80	-0.02	0.08
Al	0.66	0.03	0.06	0.72
As	0.28	0.59	-0.06	0.60
Ba	0.31	-0.07	0.21	0.79
Be	0.26	0.40	0.11	0.83
Bi	0.14	0.36	-0.22	0.84
Cd	0.22	0.89	0.10	0.29
Co	0.75	0.47	0.23	0.28
Cr	0.94	0.22	0.17	0.12
Cu	0.74	0.25	0.11	0.14
Fe	0.56	0.64	0.27	0.42
Li	0.38	0.34	-0.25	0.71
Mn	0.10	0.66	0.68	0.26
Mo	0.43	0.83	0.16	-0.12
Ni	0.84	0.45	0.16	0.10
Pb	0.04	0.67	0.55	0.47
Sb	0.11	0.61	0.34	0.61
Sc	0.87	0.23	0.10	0.32
Sn	0.05	0.00	-0.11	0.90
Ti	0.89	0.11	0.10	0.34
Zn	0.28	0.79	0.03	0.49

TABLE III. *Results of principal component analysis*.

Four principal components were considered, which account for 88 % of the total variance. The first component (C1) explains 23.3 % of the total variance and is loaded by Al, Co, Cr, Cu, Fe, Ni, Ti, Sc, and S_{-100}. These elements are typical of traffic emissions (Reimann and Caritat, 1998). The second component (C2) (22.5 % of the total variance) includes Ag, As, Cd, Fe, Mn, Mo, Pb, Sb, Zn, and S_{-300}. The association observed in this component indicates a common anthropogenic origin related to the burning of fossil fuels, probably related to ancient pollution from the many small industries that existed in the past. Component 3 (C3), which explains 22.0 % of the total variance, is dominated by χ, IRM_{1T}, S_{-100}, S_{-300}, IRM_{-100mT}, IRM_{-300mT}, and the elements Pb and Mn. This component is therefore also indicative of an anthropogenic source. The origin of Pb is linked to the

burning of fossil fuels and the Mn tends to be associated with metals such as Pb (Kabata-Pendias, 2011). Component 4 (C4) is dominated by Al, Ba, Be, Bi, Li and Sn, accounting for 20.6 % of the total variance. The elements grouped in this factor are mainly derived from natural sources (lithogenic origin) (Kabata-Pendias, 2011).

CONCLUSIONS

Corresponding to the main established purposes of this study the following conclusions can be inferred from the results: 1) the soil was characterised regarding their magnetic and geochemical properties. The χ highest values are recorded near roads and railway stations (showing the influence of road and rail traffic) and streams (these values might be related to the accumulation of anthropogenic magnetic particles during floods). The mean values for S ratios are indicative of the dominant presence of ferrimagnetic minerals. The SIRMs/χ values and the Thompson's plot suggested a mean grain size for the ferrimagnetic particles between 5 and 16 μm. The chemical analysis shows that almost all elements analysed, especially PTEs, show higher values than the mean values established for the soils of Portugal. The actual number of polluting industries is scarce so these high values might be related to the road traffic; however the effect of the rock basement and soil type should be considered on the surface values of magnetic susceptibility and chemical elements. These issues should be evaluated in future studies but so far there is no information on this matter; 2) the relationships between magnetic measurements and parameters and chemical elements, were analysed. Magnetic susceptibility has proved to be the best indicator of concentrations of PTEs, so this parameter can be used as a proxy for environmental pollution in the study area; 3) the SEM analysis revealed the presence of particles with spherical morphology, typical of emissions that involve the burning of fossil fuels; 4) the correlation coefficient and principal component analysis indicates a common source for PTES and magnetic particles and allowed us to conclude that the main sources of the analysed elements are mostly related to anthropogenic activities (mainly road traffic nowadays). The results confirm 1) that simple, rapid, and nondestructive magnetic measurements could provide useful information about PTEs enrichment in agricultural soils and 2) the combination of magnetic methods with chemical and statistical analysis is an efficient tool for the identification of the main pollution sources in poorly industrialized areas and to obtain environmental implications. It is intended that this study provides a contribution to the knowledge of soils near the city of Coimbra, so that it can be used in future studies to monitor the degree of pollution/ contamination. Also it should be an important and decisive document to stakeholders on the legislative decision making.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was partially supported by the Portuguese Government through the Foundation for Science and Technology - FCT, within the PEst-OE/CTE/UI0611/2013 Project of the Centre for Earth and Space Research of the University of Coimbra and FEDER – European Regional Development Fund through COMPETE 2020 – Operational Programme Competitiveness and Internationalization (project: POCI-01-0145-FEDER-006922).

REFERENCES

Bian, Y., Ouyang, T., Zhu, Z., Huang, N., Wan, H. and Li, M. (2014): Magnetic properties of agricultural soil in the Pearl River Delta, South China-Spatial distribution and influencing factor analysis. *Journal of Applied Geophysics,* 107: 36-44.

Dankoub, Z., Ayoub, S., Khademi, H. and Lu, S-G. (2012): Spatial Distribution of Magnetic Properties and Selected Heavy Metals in Calcareous Soils as Affected by Land Use in the Isfahan Region, Central Iran. *Pedosphere,* 22 (1): 33-47.

Flanders, P.J. (1994): Collection, measurements and analysis of airborne magnetic particulates from pollution in the environment. *Journal of Applied Geophysics*, 75: 5931-936.

Kabata-Pendias, A (2011): *Trace elements in Soils and Plants*. CRC Press, Boca Raton, Florida.

Lourenço, A.M., Sequeira, E., Sant'Ovaia, H. and Gomes, C.R. (2014): Magnetic, geochemical and pedological characterisation of soil profiles from different environments and geological backgrounds near Coimbra, Portugal. *Geoderma*, 213:408-418.

Reimann, C. and Caritat, P. (1998): *Chemical elements in the environment*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

Sandgren, P. and Thompson, R. (1990): Mineral magnetic characteristics of podzolic soils developed on sand dunes in the Lake Gosciaz catchment, central Poland. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 60:297-313.

Spiteri. C., Kalinski, V., Rösler, W., Hoffmann, V. and Appel, E. MAGPROX team (2005): Magnetic screening of a pollution hotspot in the Lausitz area, Eastern Germany: correlation analysis between magnetic proxies and heavy metal contamination in soils. *Environmental Geology*, 49:1-9.

Thompson, R. and Oldfield, F. (1986): *Environmental Magnetism*. George Allen and Unwin, London.

Yang, T., Liu, Q., Zeng, Q. and Chan, L. (2011): Relationship between magnetic properties and heavy metals of urban soils with different soil types and environmental settings: implications for magnetic mapping. *Environmental Earth Sciences*, 66 (2):409-420.

Relación entre Fábricas Magnéticas (ASM) y dirección de transporte: Cabalgamiento de Gavarnie, Zona Axial, Pirineos

Relationship between Magnetic Fabrics and tectonic transport direction: The Gavarnie Thrust, Axial Zone, Pyrenees

M. Marcén[1], A.Casas-Sainz[1], T. Román-Berdiel[1], B. Oliva-Urcia[2] y R. Soto[3]

1 Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza 50009 Zaragoza. mma@unizar.es
2 Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid 28049 Madrid
3 Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, 50006 Zaragoza

Resumen: El estudio de fábricas magnéticas (mediante la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética, ASM) es un método rápido y eficaz de determinar la petrofábrica de las rocas, pudiendo ser utilizada como indicador de la deformación. En este trabajo se relaciona la orientación del elipsoide de susceptibilidad magnética con la dirección de transporte tectónico en el Cabalgamiento de Gavarnie (Pirineos Centrales). El análisis estructural indica una deformación heterogénea en la zona de falla, combinando procesos de cizalla simple y pura, con el desarrollo de una foliación milonítica, bandas de cizalla y pliegues en vaina, que evidencian una deformación dúctil y una dirección de transporte hacia el sur. La foliación magnética (plano K_{max}-K_{int} del elipsoide) es paralela a la foliación tectónica. Además, se relaciona la variación en la orientación de la lineación magnética (K_{max}) con el grado de deformación y/o de desarrollo de las estructuras S-C y C': allí donde la deformación es más intensa (13 de las 17 estaciones analizadas, próximas al plano de cabalgamiento principal) la lineación magnética es paralela a la dirección de transporte tectónico, mientras que en muestras que presentan menor intensidad de la deformación (y más alejadas del plano de cabalgamiento principal, en 3 estaciones), lo es a la lineación de intersección entre los planos S y C.

Palabras clave: Fábricas magnéticas (ASM), dirección de transporte, análisis estructural, Pirineos.

Abstract: *Studies in Magnetic Fabrics (AMS) have been shown as a fast and efficient method to determine the rock petrofrabric, and therefore they can be used as strain indicator. In this work we correlate the magnetic susceptibility ellipsoid with the tectonic transport direction in the Gavarnie Thrust. Structural analysis shows a heterogeneous deformation, mixing simple and pure shears, and generating milonitic foliations, shears bands and sheets folds, showing a ductile deformation and a southern transport direction. The magnetic foliation (K_{max}-K_{int} plane of the ellipsoid) is parallel to tectonic foliation. Also, we correlate the variation of the magnetic lineation (K_{max}) orientation with the strain degree: where the strain is higher (in 13 of the 17 sites, close to the main thrust plane) the magnetic lineation is parallel to the transport direction, while in lesser deformed samples (and far away from the main thrust plane, in 3 sites) it is parallel to the intersection lineation between S and C planes.*

Key words: *Magnetic Fabrics (AMS), transport direction, structural geology, Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

El Cabalgamiento de Gavarnie (CG) es un ejemplo excelente para confrontar la correlación de la dirección de transporte tectónico y la orientación del elipsoide de susceptibilidad magnética, principalmente por la claridad de los indicadores cinemáticos observados en la zona de falla y por la relativa homogeneidad y competencia de las rocas de falla.

La Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) ha sido utilizada frecuentemente como indicador de la petrofábrica, y por tanto relacionable con el elipsoide de deformación. Diversos autores relacionan el eje largo del elipsoide magnético (o lineación magnética) con la dirección de transporte tectónico de la falla, y la foliación magnética, definida por el plano que conforman los ejes largo e intermedio, con la foliación tectónica (Ej. Solum y van der Pluijm, 2009).

METODOLOGÍA

El objetivo del trabajo realizado es comparar y relacionar el estudio estructural y cinemático del CG con el estudio de petrofábricas, basándonos en: i) análisis estructural, a meso-escala y a micro-escala, ii) análisis de Fábricas Magnéticas (ASM). El estudio se ha llevado a cabo en el afloramiento del cabalgamiento de Gavarnie del Valle de Barrosa (N42º43'19''; E0º08'53''). La toma de datos y muestras se hizo en 4 perfiles: uno principal en la horizontal, paralelo al propio plano del cabalgamiento y otros tres en dirección perpendicular (vertical) al cabalgamiento. En cuanto a la toma de muestras para ASM, se perforaron

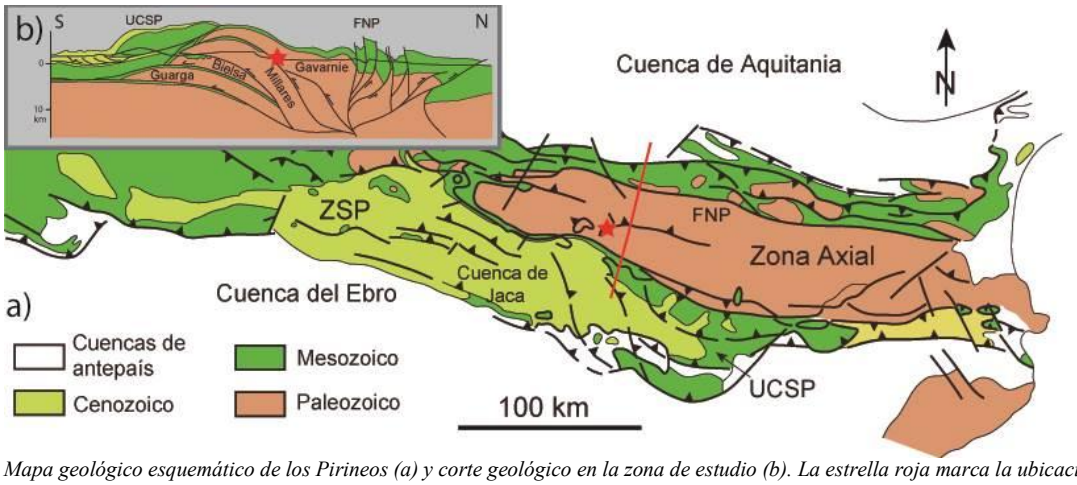


FIGURA 1. *Mapa geológico esquemático de los Pirineos (a) y corte geológico en la zona de estudio (b). La estrella roja marca la ubicación del afloramiento estudiado. Modificado de Izquierdo-Lavall et al, 2015.*

3 estaciones in situ con una perforadora de baterías, mientras que para el resto de estaciones se tomaron bloques orientados de mano. Se han realizado mediciones de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) y curvas de temperatura vs. susceptibilidad magnética con el objetivo de determinar las diferentes fases magnéticas portadoras de la susceptibilidad de la roca. Las medidas de susceptibilidad magnética se han realizado mediante un susceptómetro KLY-3S Kappabridge (Agico) y las curvas se han realizado con un horno CS3 (Agico) acoplado al KLY-3S, en la U. de Zaragoza.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La Zona Axial de los Pirineos se estructura durante la Orogenia Alpina en una serie de cabalgamientos apilados, de vergencia sur, definiendo una geometría antiformal en tectónica de piel gruesa (Fig. 1a, b). En la zona de estudio estos cabalgamientos han sido denominados Gavarnie, Millares, Bielsa y Guarga, (Martínez y Casas, 2003; Casas et al., 2003) y serían en parte equivalentes a los descritos por Muñoz (1992) hacia el E, sobre el perfil ECORS-Pyrenées.

El CG superpone en la zona de estudio materiales silúricos y devónicos en bajo grado metamórfico (de la *nappe* de Gavarnie) sobre materiales cámbricos y ordovícicos en alto grado metamórfico, granitoides y los materiales permo-triásicos y cretácicos discordantes sobre el Paleozoico en la Unidad de Bielsa. La zona de falla del CG ha sido estudiada desde el punto de vista estructural y cinemático (Parish, 1984; Grant, 1989), evidenciado una dirección de transporte hacia el S y foliaciones E-W, siendo ligeramente oblicua a la compresión principal alpina de dirección NNE.

RESULTADOS

Análisis estructural

La deformación asociada al cabalgamiento se desarrolla principalmente en las pizarras silúricas del bloque superior. Existe una zonación en el grado de deformación, con un mayor desarrollo y menor espaciado de las estructuras S-C y C', (Fig. 3a) y con foliaciones más penetrativas al aproximarse a la superficie de cabalgamiento. A escala métrica, destaca la presencia de foliaciones oblicuas a la dirección principal del cabalgamiento. Son frecuentes los pliegues en vaina, y aisladamente se observa la presencia de foliaciones plegadas, evidenciando en conjunto condiciones de deformación plástica, seguida por deformación en condiciones frágiles, en la zona de falla.

En los 3 primeros metros (aprox.) de la zona de falla, desde el contacto con el plano del cabalgamiento, la foliación se dispone con una orientación dominante ESE-ONO (Fig. 2b), de forma muy similar a como se dispone en el bloque inferior del cabalgamiento (Fig. 2a), si bien existe cierta dispersión llegando a situarse en algunos casos N-S. Hacia posiciones más alejadas del plano de cabalgamiento, la foliación se hace algo más dispersa, pero manteniendo un máximo ENE-OSO (Fig. 2c). El buzamiento de las foliaciones es siempre hacia el N o NW, evidenciando la vergencia S del cabalgamiento. Por otra parte, los planos de cizalla son sub-horizontales, o con ligero buzamiento hacia el N. Pese a la dispersión observada en la foliación, las lineaciones de estiramiento presentan una orientación muy constante en la zona de falla, una dirección media N005E y en un rango de entre N340E y N040E (Fig. 2a, b y c).

El estudio en láminas delgadas (Fig. 3b) revela la presencia de dos procesos: i) deformación dúctil, asociada a una cizalla simple, con la generación de foliación milonítica y estructuras S-C y C' en diferentes grados de desarrollo en función de la tasa de deformación que presente la muestra y ii) deformación frágil, asociada tanto a la cizalla simple, con el desarrollo de fracturas P de Riedel, como a una cizalla pura, con el desarrollo de una familia de fracturas conjugadas asociadas a un proceso de aplastamiento.

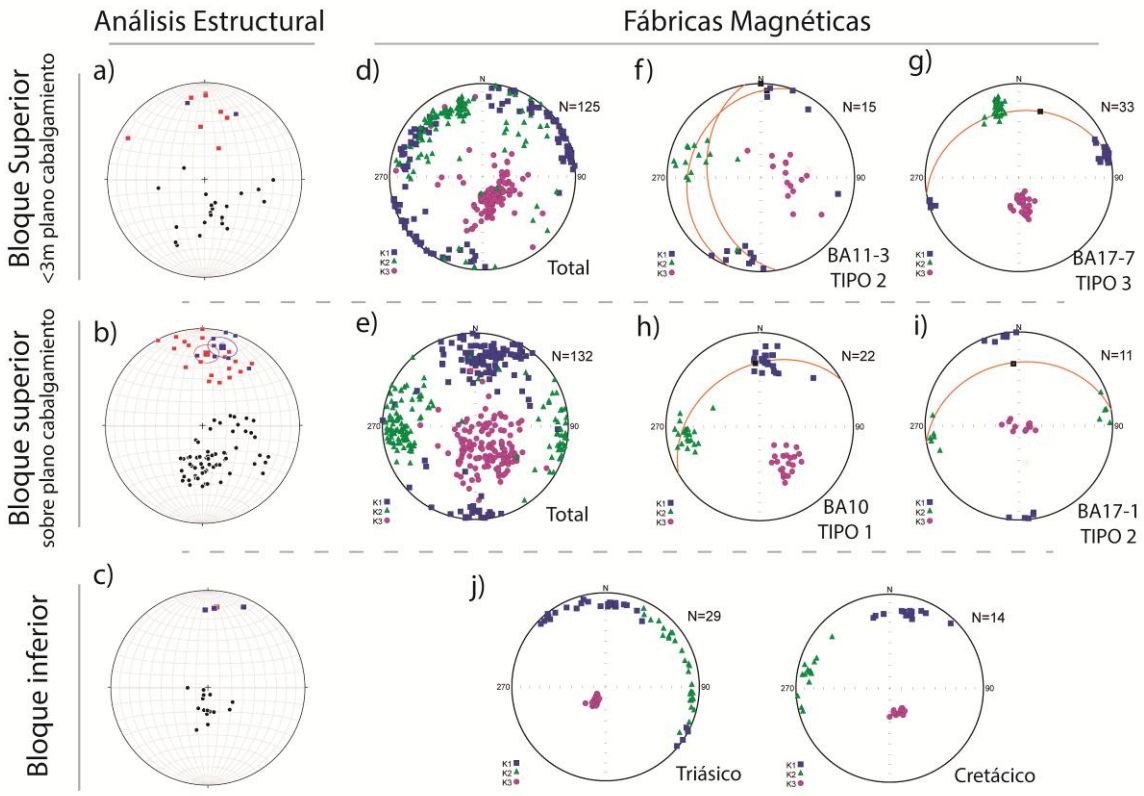


FIGURA 2. *Orientación de los polos de la foliación tectónica (círculos negros), lineaciones de estiramiento (cuadrados rojos) y dirección de transporte tectónico deducidas en estructuras S-C (cuadrados azules) en el bloque superior (a y b) e inferior (c). Orientación del elipsoide de anisotropía de la susceptibilidad magnética: k_{max} en cuadrados azules, K_{int} en triángulos verdes y K_{min} en círculos verdes. d) y e) Resultados en bloque superior en conjunto. f) y g) subtipos en zonas lejanas al plano del cabalgamiento. Tipo 2: lineación magnética sobre plano C. Tipo 3: lineación magnética paralela a la lineación de intersección S-C h) y i) subtipos en zonas próximas al plano del cabalgamiento. Tipo 1: lineación magnética sobre S. j) Resultados en bloque inferior. (Proyección equiareal, sistema de coordenadas geográfica).*

Cuando la deformación es intensa, los planos S y C tienden a hacerse casi paralelos y los planos C' se desarrollan ampliamente, con un buzamiento hacia el S. Esta misma relación entre las estructuras puede observarse a escala de afloramiento, evidenciando el carácter fractal de las estructuras (Fig. 3a). La dirección de transporte tectónico interpretada en láminas delgadas es compatible con la deducida a mesoescala.

Fábricas magnéticas

El valor de la susceptibilidad se encuentra entre 1,5 y 300 $x10^{-6}$ SI en las muestras correspondientes a la zona de falla desarrollada en las pizarras silúricas, mientras que las areniscas triásicas muestran una susceptibilidad media de 160 $x10^{-6}$ SI y los carbonatos cretácicos son cercanos al diamagnetismo y presentan una susceptibilidad media de 3 $x10^{-6}$ SI. El grado de anisotropía (Pj) es elevado, con un valor medio de 1,15 en la zona de falla y la geometría de los elipsoides (T) es oblata.

A partir de la realización de curvas termomagnéticas se ha determinado que la principal fase magnética de las muestras es la fracción paramagnética, posiblemente filosilicatos. No obstante, no es descartable la presencia de minerales ferromagnéticos, si bien la constancia en la orientación del elipsoide magnético hace pensar que su posible existencia no condicione la orientación éste.

La foliación magnética, definida por el plano que contiene los ejes máximo e intermedio del elipsoide, coincide en 16 de las 17 estaciones analizadas con la disposición de la foliación tectónica (Fig. 2 e, f). En aquellas estaciones en donde la foliación tectónica presenta oblicuidad respecto a la dirección principal ESE-ONO, la foliación magnética presenta la misma dispersión. La lineación magnética (eje máximo del elipsoide) se orienta paralelamente a la lineación de estiramiento y/o de transporte tectónico en 12 de las 17.estaciones muestreadas (Fig. 2 g, h, tipos 1 y 2), mientras que en 3 de ellas se coloca en paralelo a la lineación de intersección de las estructuras S-C observadas en las muestras (Fig. 2 j, tipo 3). Éstas últimas se ubican en zonas alejadas (>20m) del plano del cabalgamiento.

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

Las lineaciones de estiramiento en los planos de foliación y cizalla revelan una dirección de transporte tectónico N190E aproximadamente, muy similar a la interpretada por Parish (1984) y Grant (1989), ligeramente oblicua en relación al acortamiento NNE

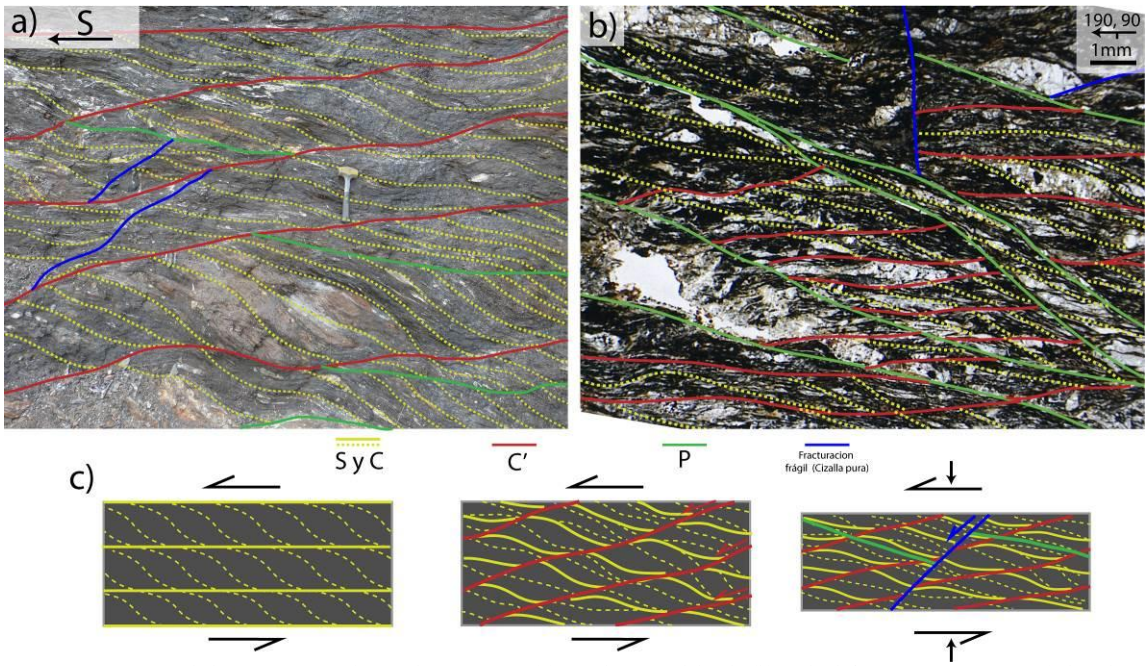


FIGURA 3. *Interpretación de las estructuras observadas en campo (a) y en láminas delgada (b). Si la deformación es intensa (c), los planos S y C (amarillo continuo o punteado) se hacen paralelos y la petrofábrica está dominada por el desarrollo de planos C' (rojo). Desarrollo de estructuras frágiles P de Riedel (verde) y asociadas a un aplastamiento (cizalla pura) se generan una familia conjugada de fracturas (azul)*

.

general propuesto para los Pirineos. Esta pequeña desviación puede deberse a movimientos ligeramente divergentes entre los distintos cabalgamientos que conforman la Zona Axial.

Las foliaciones oblicuas e incluso perpendiculares a la dirección de transporte tectónico se interpretan como la consecuencia de desplazamientos diferenciales dentro de la propia zona de falla (sin implicaciones a escala regional), las cuales podrían asociarse a los pliegues en vaina observados en la zona de falla y a la propia cinemática de una deformación dúctil y heterogénea.

La lineación magnética está orientada en paralelo a la dirección de transporte tectónico (sobre la foliación o planos C) en la mayor parte de los casos. Sin embargo, en algunas estaciones alejadas del plano de cabalgamiento la lineación magnética es paralela a la dirección de intersección entre los planos S y C, induciendo a pensar que la menor deformación observada en estas muestras, y en general en esta zona, sea la responsable de dicha orientación perpendicular al transporte tectónico.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agraden al SAI de la Universidad de Zaragoza su ayuda con la elaboración de láminas delgadas. B. Moussaid y P Santolaria ayudaron en el trabajo de campo y P. Carrière inspiró la realización del trabajo. Este estudio ha sido financiado por el proyecto de investigación CGL2013-42670-P del MINECO.

REFERENCIAS

Casas-Sainz, A.M., Oliva-Urcía, B., Román-Berdiel, T. y Pueyo, E. (2003): Basement deformation: tertiary folding and fracturing of theVariscan Bielsa granite (Axial zone, central Pyrenees). *Geodinamica Acta*, 16: 99-117.

Grant, N.T. (1989): *Deformation and fluid processes in thrust sheets from the central Pyrenees.* Tesis Doctoral, Univ. de Leeds.

Izquierdo-Llavall , E., Sainz, A. C., Oliva-Urcia, B., Burmester, R., Pueyo, E. L., Housen, B. (2015). Multi-episodic remagnetization related to deformation in the Pyrenean Internal Sierras. *Geophys. J. Int*, *201*, 891-914.

Martínez-Peña, M.B y Casas-Sainz, A.M (2003): Cretaceous–Tertiary tectonic inversion of the Cotiella Basin (southern Pyrenees, Spain). *International Journal of Earth Science,* 92: 99-113.

Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: *Thrust Tectonics* (K.R. McClay, ed.). Chapman & Hall, New York, 235-246.

Parish, M. (1984): A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean Geology. *Journal of Structural Geology,* 6-3, 247-255.

Solum, J.G. y van der Pluijm, B.A. (2009): Quantification of fabrics in clay gouge from the Carboneras fault, Spain and implications for fault behaviour. *Tectonophysics*, 475: 554-562.

Registro magnético de detritos transportados por icebergs en la Cuenca Interior de Galicia (NW de Iberia)

Magnetic record of ice-rafted debris in the Galician Interior Basin (NW Iberia)

K. J. Mohamed[1], D. Broullón[1], M. Plaza-Morlote[1], D. Rey[1], A. Bernabeu[1] y B. Rubio[1]

1 Departamento de Geociencias Marinas y O.T. Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Vigo. 36310. Vigo. España. kmohamed@uvigo.es

Resumen: Este trabajo analiza las propiedades magnéticas del testigo CI12-PC3 obtenido de la Cuenca Interior de Galicia (CIG). Se analizan la concentración, composición y tamaño de grano del conjunto magnetomineralógico del sedimento. Estos parámetros están controlados por el modo de transporte, sedimentación y evolución postsedimentaria, siendo gobernados estos procesos, generalmente, por el clima. El objetivo principal ha sido la caracterización magnetoambiental del sedimento de la CIG con el propósito de llevar a cabo la reconstrucción paleoambiental y paleoceanográfica de los últimos 70ka. La sensibilidad a pequeños cambios de concentración, mineralogía y tamaño de grano que presentan las técnicas de magnetismo ambiental ha permitido identificar hasta siete capas de IRDs (Ice-Rafted Detritus) y correlacionar las seis primeras con los eventos de Heinrich. La llegada de icebergs durante estos períodos a Iberia, alejada del núcleo del cinturón de Ruddiman donde generalmente se encuentran este tipo de sedimentos, ha quedado demostrada mediante el empleo de técnicas de magnetismo ambiental.

Palabras clave: Cuenca Interior de Galicia, IRD, propiedades magnéticas, paleoclima**.**

Abstract: *This report presents the analysis of the magnetic properties of core CI12-PC3, recovered from the Galician Interior Basin (CIG). We analyzed the concentration, composition and grain size of the magnetomineralogical assemblage of the sediment. These parameters are controlled by the transport mode, sedimentation and postsedimentary evolution. These processes are mostly controlled by the climate. The main goal of this work was the environmagnetic characterization of the CIG sediments to ultimately unravel the paleoenvironmental and paleoceanographic evolution over the last 70 ka. The high sensitivity of magnetic techniques to detect tiny changes in concentration, mineralogy and grain size has allowed us to identify up to seven IRD layers and correlate the uppermost six layers to Heinrich events. The arrival of Icebergs during these periods to Iberia, located far from the main core of the Ruddiman belt where these deposits are generally found, has been proved using environmental magnetic techniques.*

Key words: *Galician Interior Basin, IRD, magnetic properties, paleoclimate.*

INTRODUCCIÓN

El estudio de las propiedades magnéticas de los sedimentos marinos permite determinar la concentración, composición, y tamaño de grano de los minerales magnéticos. Estos parámetros están controlados por el modo de transporte, sedimentación y evolución post-sedimentaria. Este control ambiental de las propiedades magnéticas permite, desde un punto de vista estratigráfico, inferir la evolución de los factores climáticos que controlan las características del conjunto magnetomineralógico, y por tanto son una herramienta muy útil para comprender la dinámica climática terrestre y su relación con la oceanografía y la biogeoquímica en un amplio rango de escalas temporales, desde la secular a la glacial/interglacial.

Este trabajo presenta la reconstrucción de alta resolución de la variabilidad de la procedencia, hidrodinámica y grado de alteración postdeposicional de los sedimentos de la Cuenca Interior de Galicia. Este estudio contribuye al desarrollo de proxies no basados en nutrientes capaces de discriminar entre los distintos tipos de aportes al sedimento del fondo marino y de los factores que los controlan, tanto locales como globales, para así facilitar la reconstrucción de las condiciones paleoambientales y paleoceanográficas. Estos objetivos se abordan mediante el análisis de las propiedades magnéticas del testigo CI12-PC3, obtenido de la Cuenca Interior de Galicia (Fig. 1).

ÁREA DE ESTUDIO

La Cuenca Interior de Galicia (CIG) se encuentra en el margen continental del oeste de Galicia (Fig. 1) Es una cuenca marginal intratalud situada entre la plataforma continental y el Banco de Galicia. Se extiende unos 150 km en dirección N-S, con un ancho aproximado de 60 km y profundidades que varían entre 2800m y 3500m.

La sedimentación en la CIG está influenciada por la variabilidad asociada a la Corriente de Portugal (PC), que discurre hacia el sur entre los 10º-20ºW, y al desarrollo durante la temporada invernal de la

Corriente Ibérica hacia el Polo (IPC). Además de las corrientes, las turbiditas y los procesos gravitacionales a través del talud también ejercen un control importante sobre la dinámica y arquitectura sedimentaria de la CIG y constituyen el mecanismo principal de trasporte de sedimentos desde la plataforma a zonas más profundas.

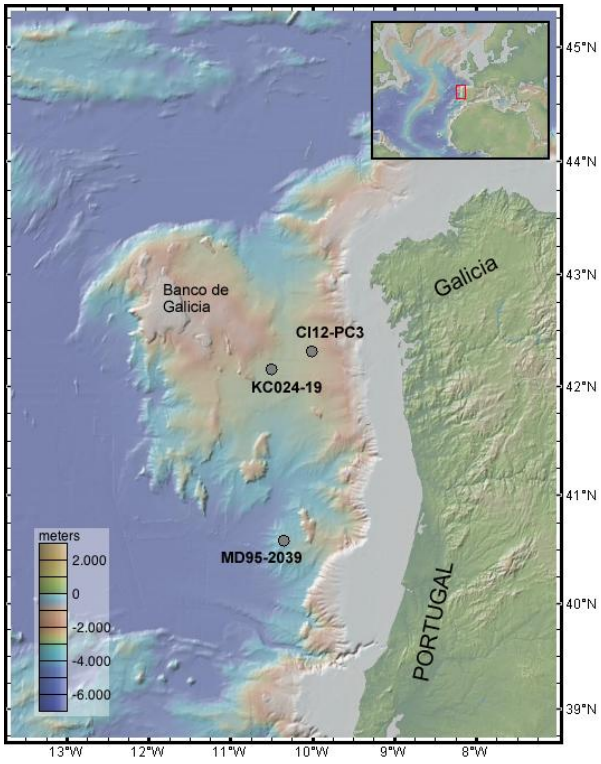


FIGURA 1. *Batimetría y situación del testigo CI12-PC3. Se muestra también la situación de dos testigos próximos cuyos resultados publicados se comparan en el presente trabajo.*

Las variaciones climáticas también influyen en el relleno sedimentario de la CIG. En particular, a escala milenial, la CIG recibe la descarga masiva de partículas detríticas transportadas por icebergs procedentes de altas latitudes (Ice-Rafted Detritus, IRDs) (eg: Martins, 2013; Rey et al., 2009). Las descargas más extremas reciben el nombre de Eventos de Heinrich (Heinrich, 1988). Estos eventos están controlados por la ruptura de la banquisa de hielo formando icebergs que son desplazados por la dinámica atmosférica y oceánica a latitudes más bajas. Estos icebergs contienen fragmentos de rocas de diferentes tamaños fruto de la erosión de los glaciares sobre el terreno. La fusión progresiva en su desplazamiento a latitudes más cálidas provoca la descarga de estas partículas detríticas y su sedimentación.

METODOLOGÍA

El testigo CI12PC3 se recogió durante la campaña GALINCLIMARCH mediante un piston corer (42º18'38''N, 10º0'16''W, 2530 m de profundidad, Fig. 1). El sedimento es predominantemente fangoso con buena laminación. A partir de datos texturales y observaciones de microscopía electrónica se identificaron tres tipos de facies principales: pelágicas, hemipelágicas y horizontes detríticos ricos en óxidos de hierro y titanio. La edad del testigo se estima en 70 ka (Plaza-Morlote et al., 2015).

Se extrajeron 214 muestras en cajas cúbicas no magnéticas de 7 cm^3 destinadas a los análisis de propiedades magnéticas realizados en un magnetómetro criogénico superconductor 2G del Centro de Apoyo Científico-Tecnológico a la Investigación de la Universidad de Vigo. La secuencia de medida se inició con la medida de la susceptibilidad magnética (χ) en un susceptómetro Bartington MS2-B, seguido de la remanencia magnética natural (NRM), adquisición de remanencia anhisterética (ARM) a 0.16 T de campo alterno y 50 μT de campo continuo. A continuación se impartió una imanación remanente isotérmica (IRM) a 1 T, considerada como la imanación de saturación (SIRM) a efectos prácticos, y, finalmente la IRM en campo opuesto para calcular la Hcr, S-ratio-0,3 y remanencia isotérmica dura (HIRM)

RESULTADOS

La variación con la profundidad de las propiedades magnéticas se muestran en la figura 2. El perfil de χ muestra nueve picos, P1 a P7, de espesor y amplitud variable. Por lo general, las zonas del perfil entre picos se muestran constantes y en ningún caso superan los 10^{-8} m^3/kg. La SIRM presenta un elevado grado de correlación con la χ a lo largo de todo el perfil. Por el contrario, el perfil de ARM muestra una tendencia decreciente hasta 50 cm, manteniendo hasta los 160 cm valores bajos y poca variabilidad. Esta tendencia se invierte, incrementándose también la variabilidad hasta los 350cm. Por debajo de esta profundidad, alternan los tramos crecientes y decrecientes, sin observarse en todo el perfil una correlación marcada con los picos χ y SIRM.

Los indicadores magnetomineralógicos (HIRM, S-ratio-0,3 y Hcr) son los que presentan la mayor variabilidad. El S-ratio-0,3 y Hcr presentan una disposición especular hasta los 300cm, covariando por debajo de esta profundidad. La Hcr es inferior a 58 mT, mientras que el S-ratio-0,3 se mantiene entre 0.9 y 1. La HIRM aumenta en los primeros 50 cm, manteniéndose por debajo de esta profundidad con valores en torno a su media, aunque con una elevada variabilidad. Los tres perfiles muestran sus mayores amplitudes en los picos P1 a P7, observándose generalmente una disminución de la coercitividad asociada a aumentos de concentración. Por otra parte, la relación ARM/SIRM, controlada por el tamaño de grano, aumenta con la profundidad. Los mínimos de ARM/IRM, correspondientes con mayores tamaños de grano, coinciden con los máximos de χ y SIRM.

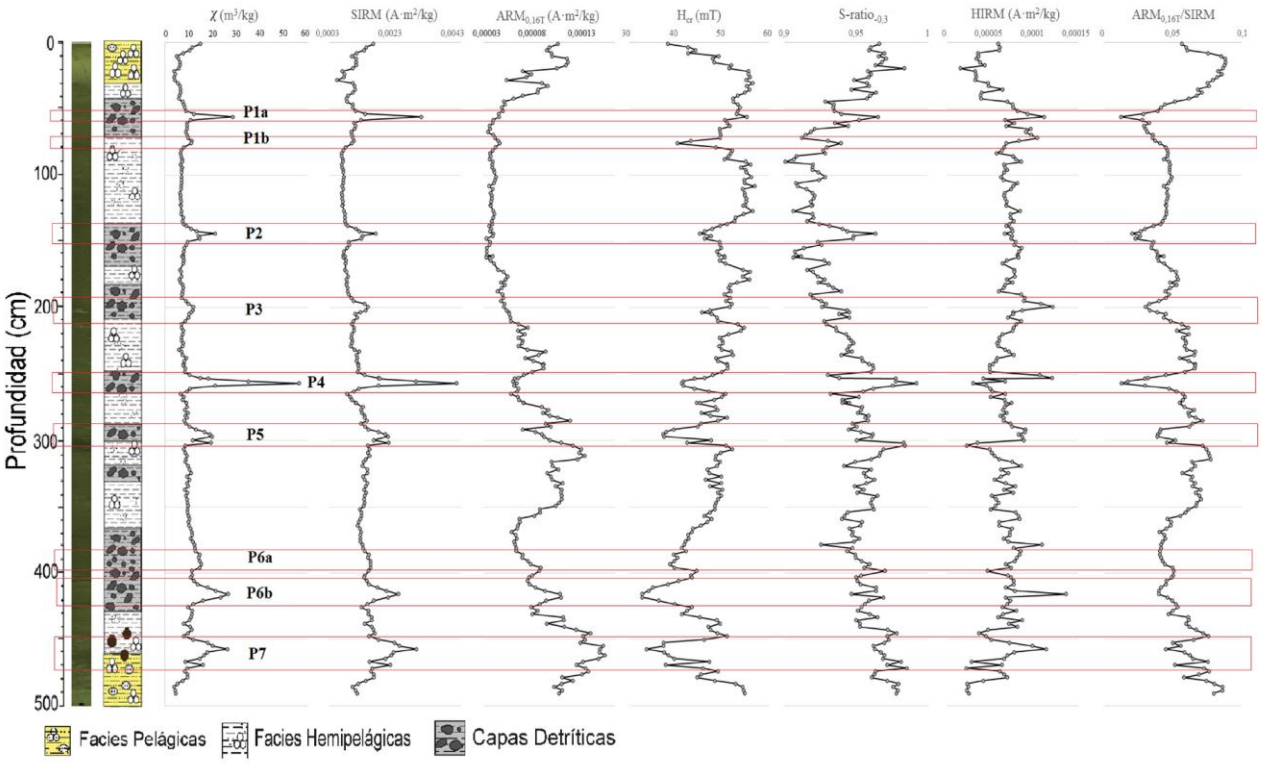


FIGURA 2. *Variación con la profundidad de las propiedades magnéticas analizadas en este trabajo. Se muestra también a la izquierda la fotografía del testigo analizado y la interpretación de las facies descritas en el texto. Las unidades de χ son 10^{-8} m^3/kg.*

DISCUSIÓN

Los perfiles de propiedades magnéticas han puesto de manifiesto que el testigo CI12-PC3 se caracteriza por un aumento de la concentración en los picos P1 a P7, asociados a un incremento de tamaño de grano (menor ARM/IRM) y una composición magnética caracterizada por un predominio de minerales de baja coercitividad, como la magnetita.

Los sedimentos de la CIG tienen tres orígenes potenciales. Por un lado, el volumen principal de sedimentos procede de la plataforma y el talud, transportados en capas nefeloides o por procesos gravitacionales, como turbiditas. Los sedimentos biogénicos, principalmente calcáreos, son la segunda fuente potencial. Finalmente, esta zona recibe aportes de sedimentos exóticos, principalmente transportados por icebergs, durante épocas frías. Ni los sedimentos detríticos locales ni los biogénicos justifican las variaciones magnéticas observadas. Los sedimentos procedentes del continente no deberían dejar una huella característica en caso de aportes puntuales como procesos gravitacionales, pues constituyen la señal de fondo. Por otra parte, los únicos minerales magnéticos biogénicos son los magnetosomas bacterianos, cuya característica principal es su pequeño tamaño y alta coercitividad relativa. Los picos P1 a P7 son de mayor tamaño magnético y baja coercitividad, y por tanto su origen debe ser otro.

La presencia de sedimentos exóticos, correspondientes a capas de IRD, en el Margen Ibérico ha sido demostrada en estudios previos (e.g. Martíns et al., 2013; Rey et al., 2009; Thouveny et al., 2000). La comparación del perfil de χ del testigo CI12PC3 con los estudiados por estos autores (Fig. 3) muestra una gran similitud, tanto en presencia y características de los picos, como en cronología. En particular, Thouveny et al. (2000) asocia los aumentos de concentración del testigo MD95-2039 con los IRDs basándose en sus características magnéticas diagnósticas, aumento de concentración y tamaño de grano, junto a una disminución de la coercitividad. Este origen fue corroborado empleando técnicas isotópicas por Martins et al. (2013) en el testigo KC024-19, próximo al CI12PC3 (Fig. 1).

La correlación realizada por Thouveny et al. (2000) de los picos de χ con la curva isotópica del oxígeno para las cinco zonas de interés de P1a a P5 muestra que los máximos se producen en periodos glaciales y los mínimos en interglaciales. Además, los 4 sucesos más recientes de descargas de IRDs, reflejados en las zonas de P1a a P4, están datados por radiocarbono y son contemporáneos con los eventos de Heinrich HE1-HE4 (Thouveny et al. 2000).

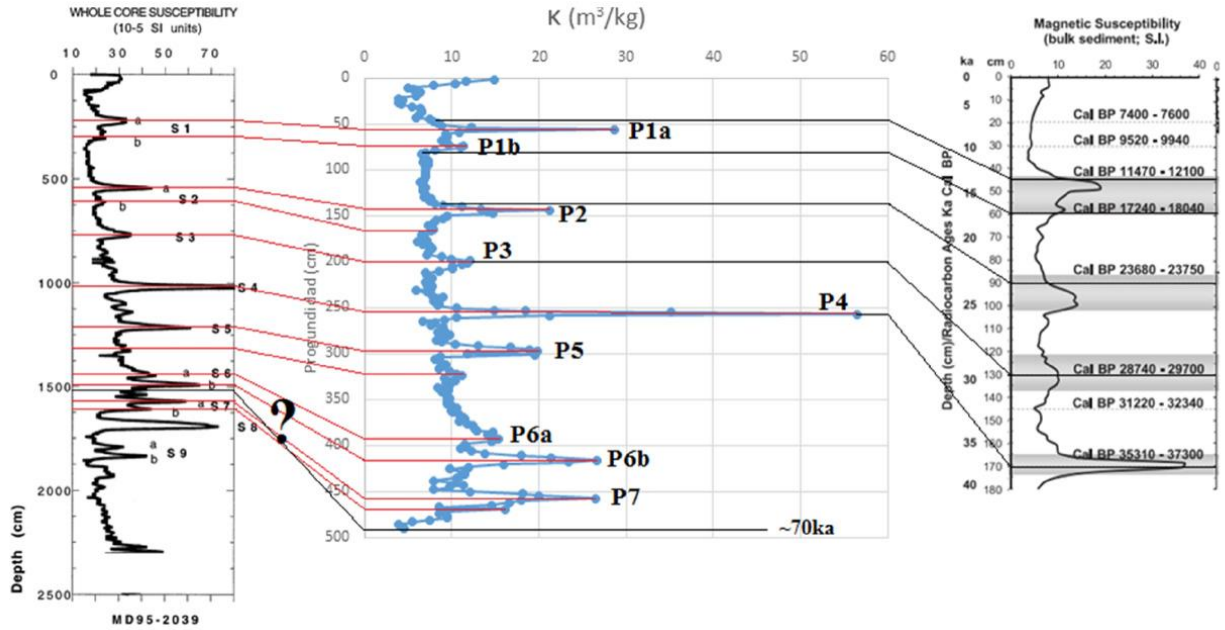


FIGURA 3. *Correlación de χ del testigo de este estudio (centro) con el testigo MD95-2039 (Izquierda, Thouveny et al., 2000) y datación de P1a a P4 por correlación con el testigo KC024-19 (derecha, Martins et al., 2013).*

CONCLUSIONES

El estudio de las propiedades magnéticas del testigo CI12PC3 ha permitido diferenciar las capas de sedimento de mayor tamaño magnético como IRDs. La discriminación que permiten las técnicas de magnetismo ambiental junto con la rapidez de obtención de datos la hace ideal frente a otras para este tipo de estudios.

Las correlaciones bien definidas realizadas con otros estudios evidencian el uso de las propiedades magnéticas como una herramienta interesante para la reconstrucción de los cambios en las condiciones ambientales del pasado.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución a los proyectos GALINCLIMARCH (CGL2010-16688), financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación, y el proyecto EM2012/142, financiado por la Xunta de Galicia.

REFERENCIAS

Heinrich, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29: 142-152.

Martins, V. A., Santos, J. F., Mackensen, A., Dias, J. A., Ribeiro, S., Moreno, J. C., Soares, A. M., Frontalini, F., Rey, D. y Rocha, F. (2013): The sources of the glacial IRD in the NW Iberian Continental Margin over the last 40 ka. *Quaternary International*, 318: 128-138.

Plaza-Morlote, M., Rey, D., Santos J.F., Ribeiro S., Heslop D., Bernabéu A., Mohamed K.J., Rubio B., y Martíns V. (2015): IRD characterization and provenance in the Galician Interior Basin (NW Iberia). En: *VIII Simposio MIA15*. Resúmenes.

Rey, D., Coimbra, R. L., Mohamed-Falcon, K. J., Frederichs, T., y Vilas, F. (2009): Magnetomineralogical approach to distal IRD layers detection and characterization. The case study of the Galician Iberian Continental Margin. En: *AGU Fall Meeting 2009*. Resúmenes, 1: 08.

Thouveny, N., Moreno, E., Delanghe, D., Candon, L., Lancelot, Y., y Shackleton, N. J. (2000): Rock magnetic detection of distal ice-rafted debris: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 180:61-75.

Un modelo browniano para el momento dipolar axial del campo geomagnético

A Brownian model for axial dipole moment of geomagnetic field

A. Molina-Cardin[1,2], L. Dinis[1,3] y M.L. Osete[1,2]

1 Universidad Complutense de Madrid. Facultad de CC. Físicas. Avda. Complutense, s/n. 28040 Madrid. amcardin@ucm.es
2 Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), Facultad de CC. Físicas, Plaza de Ciencias 1. 28040 Madrid. mlosete@fis.ucm.es
3 GISC (Grupo Interdisciplinar de Sistemas Complejos). ldinis@ucm.es

Resumen: En este trabajo se presenta un simple modelo browniano que es capaz de reproducir las características generales de la evolución del momento dipolar axial del campo magnético terrestre en escalas de millones de años. El modelo está basado en el movimiento de una partícula afectada por la combinación de un potencial con dos pozos simétricos y un ruido "térmico" gaussiano, de forma que el momento dipolar axial oscila en torno a las posiciones estables del potencial y eventualmente es capaz de cambiar de signo simulando una inversión. Se analizan los resultados del modelo comparándolos con la secuencia de polaridades real y se discuten sus principales diferencias y semejanzas. Asimismo se estudia el efecto que tienen las variaciones de los parámetros del modelo en los resultados del mismo.

Palabras clave: campo geomagnético, inversión geomagnética, movimiento browniano.

Abstract: *Here we present a simple Brownian model that is capable of reproducing the general features of the evolution of the axial dipolar moment of the Earth magnetic field in scales about millions of years. The model is based on the movement of a particle in a symmetric double-well potential and affected by a Gaussian "thermal" noise that makes the axial dipolar moment oscillate around the stable positions of the potential and eventually change its sign simulating a reversal. Results from the model are analysed comparing them with the real polarity sequence and the main differences and similarities are discussed. The effects of model parameter variations on model results are also studied.*

Key words: *geomagnetic field, geomagnetic reversal, Brownian motion.*

INTRODUCCIÓN

El campo magnético terrestre (CMT) tiene su origen principalmente en el núcleo externo, compuesto de un material fluido y conductor. El movimiento de este fluido permite el mantenimiento del CMT gracias a un proceso de dinamo autoinducida. El campo magnético así generado sufre importantes variaciones en el tiempo, hasta el punto de poder invertir su polaridad, como ha sucedido en cientos de ocasiones en el pasado. Los periodos de polaridad constante, denominados crones, no presentan una duración definida, sino que es ampliamente variable, desde algunas decenas de miles de años (subcrones) hasta decenas de millones de años (supercrones).

Este sistema puede simularse mediante complejos modelos magnetohidrodinámicos, basados en las ecuaciones fundamentales del electromagnetismo y la dinámica de fluidos (por ejemplo, Glatzmaier y Roberts, 1995). Sin embargo el empleo de estos modelos tiene un coste computacional muy elevado, lo que dificulta obtener simulaciones que abarquen varias inversiones.

Una alternativa consiste en usar modelos simplificados que no representen todos los procesos físicos incluidos en el sistema pero que reproduzcan ciertas características de interés (por ejemplo, Mori et al., 2013). En nuestro caso, buscamos simular el comportamiento de las inversiones de polaridad del CMT, concretamente su no periodicidad y la distribución estadística de la duración de los crones.

METODOLOGÍA

Movimiento browniano

El movimiento browniano es el movimiento estocástico que se observa, por ejemplo, en partículas microscópicas en un medio fluido y es debido a los choques de las moléculas del líquido contra esa partícula. El movimiento resultante tiene una trayectoria caótica que viene descrita por la ecuación de Langevin:

$$mx'' = -\gamma x' + F(x) + \eta \qquad \text{[Ec.1]}$$

Donde m y x representan la masa y la posición de la partícula, γ es la constante de amortiguamiento debido a la fricción, F es la fuerza derivada del potencial, η es una fuerza aleatoria que sigue una distribución normal y los apóstrofos (') significan derivadas respecto del tiempo.

Una característica importante del movimiento browniano es la ausencia de una escala característica.

Por ejemplo, los tiempos de retorno (tiempo necesario para que la partícula vuelva a su posición inicial) para una partícula browniana en un potencial constante siguen una distribución power-law de pendiente -3/2, distribución que es invariante ante cambios de escala (Newman, 2005).

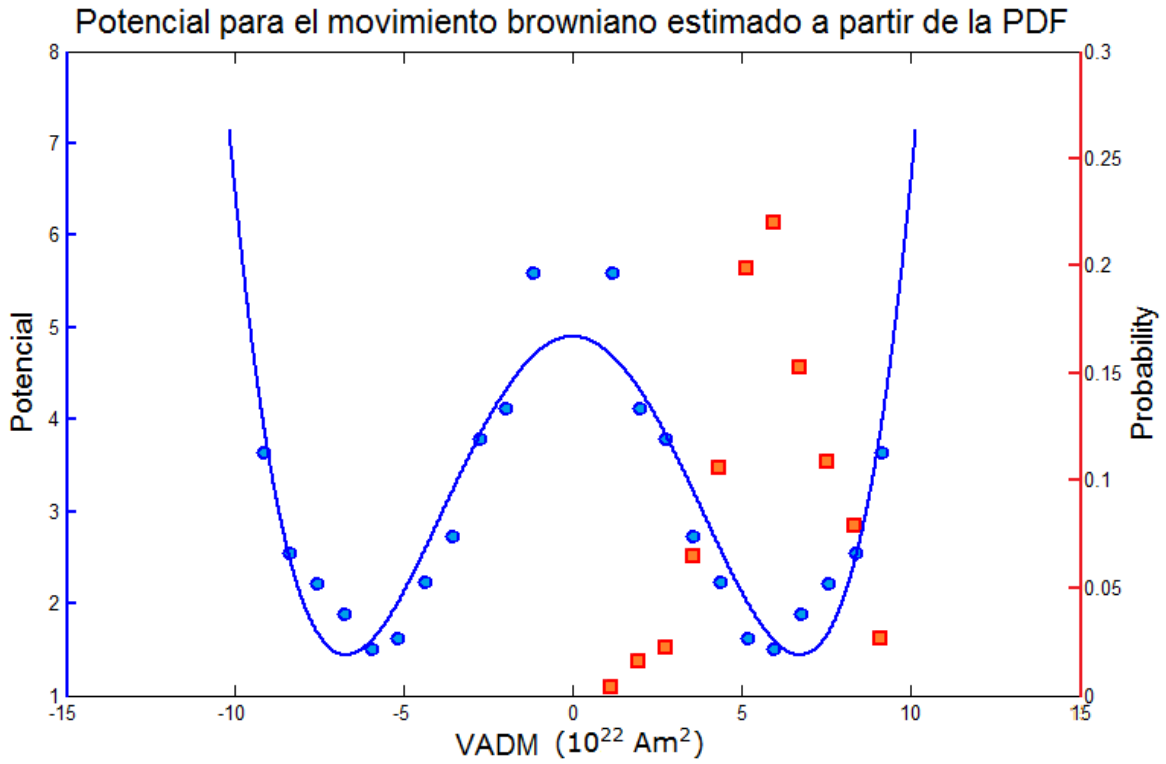


FIGURA 1. *Función de densidad de probabilidad (PDF) del momento dipolar axial virtual (VADM) (rojo, eje derecho) según la curva Sint-800 (Guyodo y Valet, 1999) junto a los valores del potencial (puntos azules, eje izquierdo) calculados a partir de la PDF y el ajuste polinómico de estos últimos (curva azul, eje izquierdo).*

Descripción del modelo

Nuestro modelo está formado por una partícula browniana con inercia en un potencial de cuarto grado con dos mínimos de potencial simétricos respecto a un máximo relativo situado en el origen. La partícula está afectada por un ruido blanco gaussiano, que introduce el comportamiento aleatorio. Por último, la partícula sufre una fuerza de fricción en sentido opuesto a su velocidad, que tiende a frenarla.

La posición de la partícula proporciona directamente el valor del momento dipolar axial virtual (VADM). El potencial se ha calculado a partir de la distribución del VADM según la curva Sint-800 (Guyodo y Valet, 1999) teniendo en cuenta que la distribución de equilibrio de una partícula browniana está relacionada con el valor del potencial en cada punto mediante la relación:

$$\rho(x) = \rho_0 \cdot \exp(- E_p(x) / k_B T) \qquad \text{[Ec. 2]}$$

Donde $\rho(x)$ es la distribución de probabilidad de encontrar la partícula en la posición x, ρ_0 es un factor de normalización para que la probabilidad total sea 1, $E_p(x)$ es la energía potencial que tiene la partícula en esa posición, k_B es la constante de Boltzman y T es la "temperatura". En un movimiento browniano típico, esta temperatura es la del fluido en que está inmersa la partícula, sin embargo en nuestro modelo es una temperatura ficticia que representa la intensidad de las

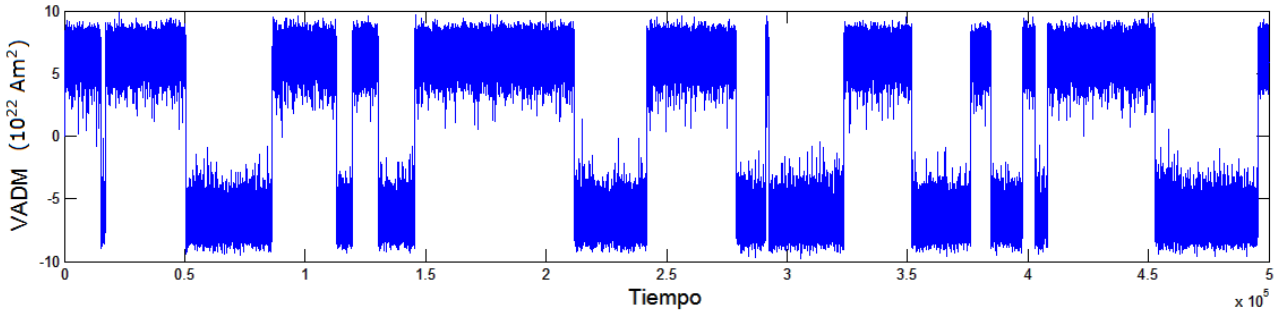


FIGURA 2. *Fragmento de una simulación realizada con nuestro modelo (m=1; γ=1). Se observan periodos de polaridad constante separados por rápidos cambios de polaridad.*

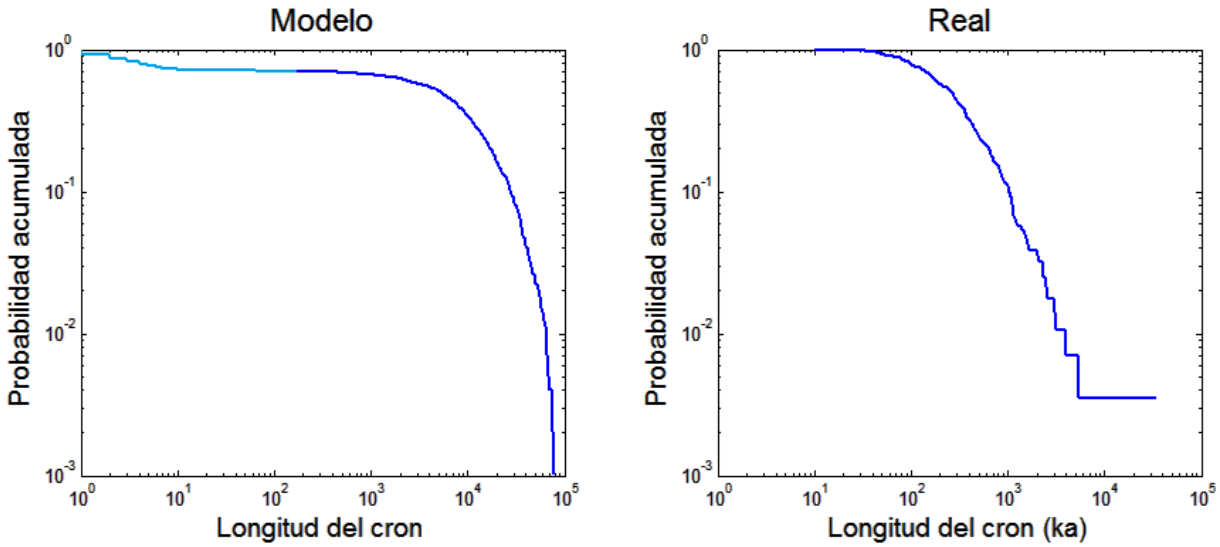


FIGURA 3. *Densidad de probabilidad acumulada para la longitud de los crones. A la izquierda, resultado del modelo (m=1; γ=1). A la derecha, datos reales. En la gráfica izquierda se ha marcado en azul claro la parte correspondiente a periodos muy cortos que no corresponderían con crones reales y que, por tanto, no deben compararse con la gráfica derecha.*

fluctuaciones, de forma que el exponente de la ecuación 2 es la relación entre la energía debida al potencial y la energía de las fluctuaciones.

Puesto que la curva Sint-800 apenas contiene datos de polaridad invertida se ha considerado que el potencial es simétrico. Finalmente se ha ajustado el potencial a un polinomio de 4º grado (figura 1).

Las simulaciones se han realizado resolviendo numéricamente la ecuación de Langevin (Ec.1) mediante el método de Runge-Kutta de orden 4, tomando como situación inicial la partícula en reposo situada en el origen. Se obtienen así las series con los valores de posición y velocidad para cada paso temporal.

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

En la figura 2 se muestra un fragmento de una simulación realizada con nuestro modelo. Se observa cómo el valor del VADM oscila alrededor de los valores típicos durante los periodos de polaridad constante y ocasionalmente cambia de signo generando una inversión. Asimismo, también ocurren descensos pronunciados de la intensidad del dipolo que no llegan a invertirse, que representarían excursiones geomagnéticas. Este comportamiento se asemeja al del campo magnético terrestre, como puede comprobarse comparándolo con la curva Sint-2000 (Valet et al., 2005).

Pasando a considerar ahora una escala mayor, se ha calculado la distribución de la duración de periodos de polaridad constante que genera el modelo (figura 3). Para compararla con la real, se ha calculado la distribución para la secuencia de inversiones conocidas utilizando los datos de Kent y Goldstein (1986) para el periodo 160 – 120 Ma y los datos de Cande y Kent (1995) para el periodo 120 – 0 Ma (sin incorporar los periodos identificados como criptocrones por estos autores).

Por otro lado, nuestro modelo depende principalmente de dos parámetros: la masa y la constante de amortiguamiento (gamma). El principal efecto que tienen ambos parámetros es modificar el tiempo medio entre inversiones. En la figura 4 se muestra la distribución de probabilidad acumulada de la duración de crones para diferentes valores de la masa y la gamma. Se observa que al aumentar la masa, la distribución se va desplazando lentamente hacia crones más largos debido a que el aumento de inercia hace que se requieran desviaciones más grandes de energía para que la partícula pueda superar la barrera de potencial central. Asimismo, si se incrementan los efectos de la fricción, aumentando gamma, la partícula pierde energía más rápidamente, dificultando también la transición entre los pozos, lo que se observa igualmente como un desplazamiento de la distribución hacia crones más largos.

Un pequeño cambio que sí se observa en la forma de la distribución al variar los parámetros aparece en la probabilidad de crones muy cortos. Éstos no se podrían considerar crones reales, ya que fundamentalmente son fruto de fluctuaciones muy pequeñas durante el momento de la inversión, que hacen que matemáticamente el VADM cambie de signo varias veces en pocos pasos de tiempo al encontrarse cerca de un punto de equilibrio (aunque inestable) del potencial, donde su pendiente es pequeña. Al aumentar la masa, la probabilidad de "crones" cortos disminuye, puesto que una mayor inercia hace que el movimiento sea más suave e impide que se produzcan grandes variaciones en tiempos cortos. En cambio, si se incrementa el valor

de gamma, se favorecen estas rápidas idas y venidas, puesto que la fricción frena cualquier tendencia en el movimiento, facilitando así los cambios de dirección de la partícula.

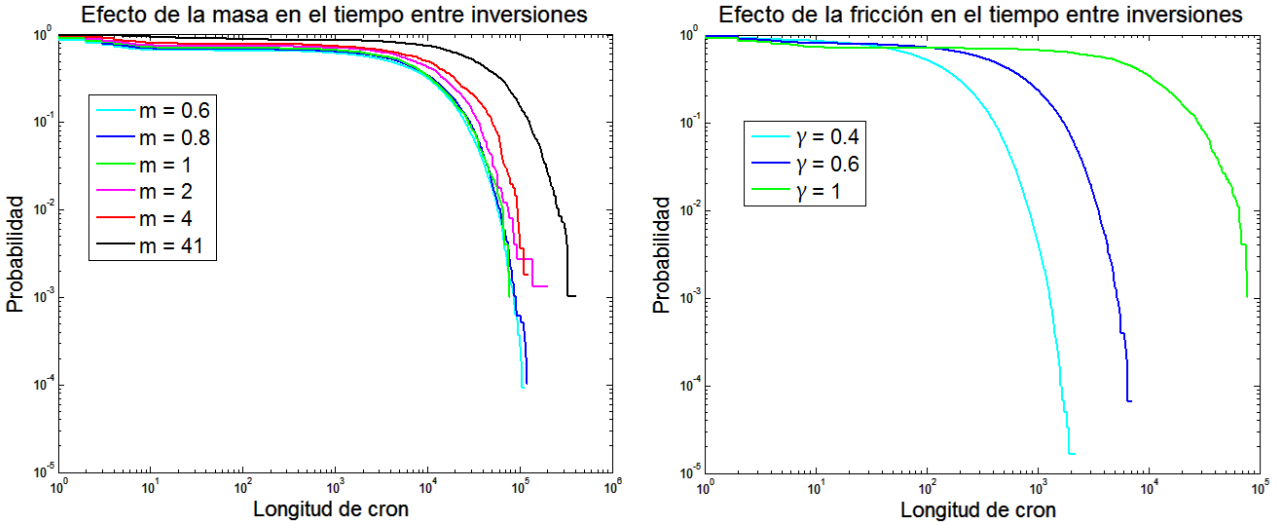


FIGURA 4. *Efecto de la masa y el amortiguamiento en la distribución de probabilidad acumulada (CDF) de la longitud de los crones. A la izquierda, CDF para diferentes valores de la masa manteniendo γ=1. A la derecha, CDF para diferentes valores del amortiguamiento manteniendo m=1.*

CONCLUSIONES

El modelo que presentamos a pesar de ser dinámicamente muy simple, es capaz de reproducir las principales características de las inversiones del campo geomagnético, generando inversiones y excursiones en instantes aleatorios separadas por largos periodos de polaridad constante. Asimismo, la distribución de los tiempos entre inversiones calculada a partir del modelo, se asemeja a la real.

Aunque la dinámica real del campo geomagnético diste bastante del modelo presentado, el hecho de que reproduzca algunas de sus características puede arrojar algo de luz sobre la existencia de procesos que pueden estar produciéndose en el núcleo y que aún son desconocidos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias al proyecto CGL2014-54112-R del MINECO y al programa de becas FPU 2014 del MEC (ref: FPU14/02422).

REFERENCIAS

Cande, S.C. y Kent, D.V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100, B4: 6093-6095.

Glatzmaier, G.A. y Roberts, P.H. (1995): A three-dimensional convective dynamo solution with rotating and finitely conducting inner core and mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 91: 63-75.

Guyodo, Y. y Valet, J-P. (1999): Global changes in intensity of the earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature*, 399: 249-252.

Kent, D.V. y Gradstein, F.M. (1986): A Jurassic to recent chronology. *The Geology of North America*, Vol M: 45-50.

Mori, N., Schmitt, D., Ferriz-Mas, A., Wicht, J., Mouri, H., Nakamichi, A. y Morikawa, M. (2013): Domino model for geomagnetic field reversals. *Physical Review E*, 46, 5: 323-351.

Newman, M.E.J. (2005): Power laws, Pareto distributions and Zipf's law. *Contemporary Physics*, 46, 5: 323-351.

Valet, J-P., Meynadier, L. y Guyodo, Y. (2005): Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years. *Nature*, 435: 802-805.

Primeros datos paleomagnéticos del anticlinal de Barbastro-Balaguer (Sector central del frente pirenaico meridional): implicaciones cinemáticas

First paleomagnetic results in the Barbastro-Balaguer anticline (Central sector of the south pyrenean front): kinematics implications

C. Oliván[1], E. L. Pueyo[1], P. Santolaria[1,2], A. Rodríguez-Pintó[3], R. Soto[1], A. Luzón[2], M.B. Martínez-Peña[4], A. M. Casas[2] y A. Pocoví[2].

1 Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, c/ Manuel Lasala 44, 50006 Zaragoza. unaim@igme.es, carlotaolivan@gmail.com.
2 Dpto. de Ciencias de la Tierra.Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. psotin@unizar.es.
3 Universidad de Vigo. Unidad de Magnetometría CACTI. Lagoas Marcosende, Torre CACTI, 36310, Vigo. adriana.rodriguez@uvigo.es.
4 Dpto. de Didáctica Ciencias Experimentales. Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza

Resumen: El anticlinal de Barbastro-Balaguer se sitúa en el sector central del frente pirenaico meridional. En este trabajo se presentan los primeros datos paleomagnéticos realizados en esta estructura que buscan aclarar si existen rotaciones de eje vertical durante su emplazamiento. Se han realizado 19 estaciones distribuidas homogéneamente a lo largo del anticlinal y, mayoritariamente en la Fm Peraltilla (Priaboniense). La desmagnetización térmica revela una componente característica de alta temperatura (hasta 650°C o más) que, si bien presenta cierta dispersión, tiene dos polaridades y es preplegamiento. Además, las rotaciones observadas son dominantemente antihorarias, lo que nos hace ser optimistas a la hora de abordar futuros trabajos y que aporten información sobre la cinemática del emplazamiento de esta estructura en relación al frente surpirenaico.

Palabras clave: Anticlinal Barbastro-Balaguer, paleomagnetismo, Fm. Peraltilla, frente pirenaico meridional.

Abstract: *The Barbastro-Balaguer anticline is located in the central sector of the south pyrenean front. In this work we introduce the first paleomagnetic data in this structure seeking to shed light on whether there are vertical axis rotations related to its emplacement. 19 stations were sampled evenly distributed along the anticline, mostly focused on the Peraltilla Fm. (Priabonian) Thermal demagnetization reveals a high temperature characteristic component (unblocking up to 650°C or more), although it is slightly scattered, displays two polarities and is prefolding. In addition, the observed vertical axis rotations are counter clockwise, which makes us optimistic on future applications of these techniques to provide information on the kinematics of this structure and its relation to the southern Pyrenean front.*

Key words: *The Barbastro-Balaguer anticline, paleomagnetism, Peraltilla Fm., the south pyrenean front.*

INTRODUCCIÓN

El anticlinal de Barbastro-Balaguer se sitúa en el sector central del frente pirenaico meridional. Su gran extensión (≈ 150 km) y moderada longitud de onda, el carácter convexo de su traza hacia el antepaís (con cambios de azimut que pueden oscilar más de 50° entre las terminaciones occidental y la oriental) o el despegue en niveles evaporíticos eocenos, se encuentran entre sus rasgos más destacados (Martínez-Peña y Pocoví, 1988; Senz y Zamorano, 1992).

El análisis paleomagnético de sus rocas podría aportar información muy valiosa sobre la cinemática de la estructura: evaluar el carácter primario o secundario de la curvatura en sus diferentes segmentos o datar con precisión la edad de la deformación aprovechando la existencia de materiales sintectónicos con el plegamiento (y quizás con la rotación diferencial, caso que exista). Por otra parte, la rotación del frente surpirenaico es objeto actual de discusión, no existiendo consenso sobre las edades y magnitudes de los diferentes periodos de rotación y su relación con el movimiento de las estructuras cabalgantes (Mochales et al., 2012; Muñoz et al., 2013). Además de resolver las cuestiones expuestas sobre su cinemática, el análisis paleomagnético del anticlinal de Barbastro-Balaguer podría ser clave para unificar un modelo sobre la acomodación de las rotaciones en todo el frente surpirenaico.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

La compresión pirenaica durante el Oligoceno superior dio lugar al desarrollo de un pliegue ciego despegado en los yesos eocenos cuya geometría y curvatura está probablemente marcada por la geometría del depósito (extensión lateral y espesor) de la Fm. Yesos de Barbastro y sus equivalentes evaporíticos laterales hacia el E. La estructura permaneció activa posteriormente según un equilibrio de los mecanismos de flotación y carga diferencial (Gil y Jurado, 1998). El diapirismo ha jugado un papel dominante en los estadios finales de la configuración de esta estructura.

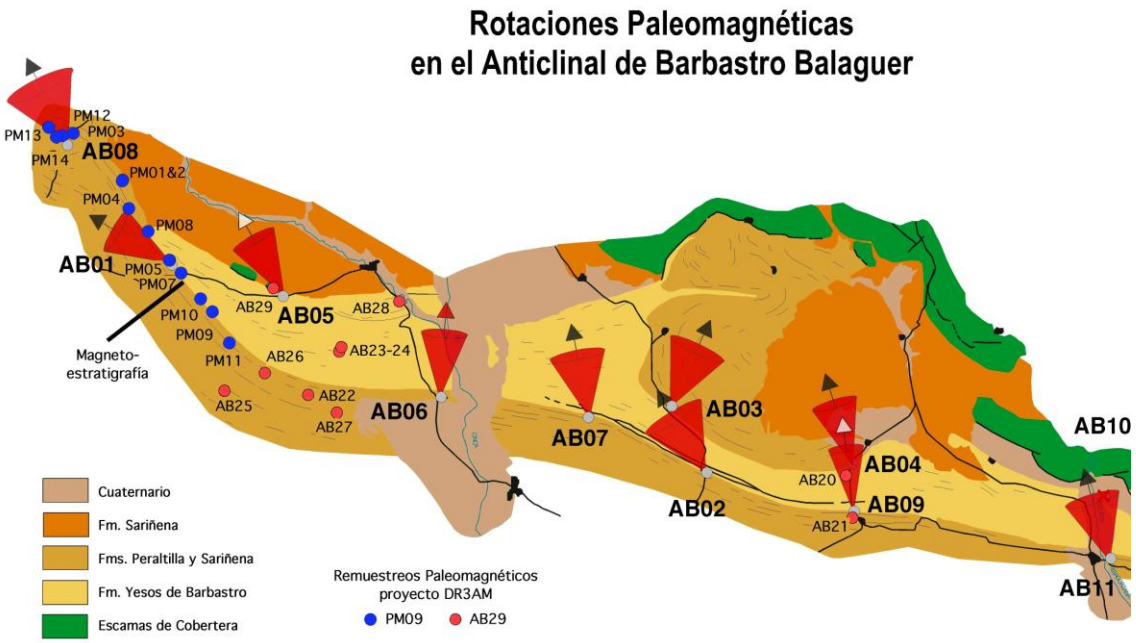


FIGURA 1. *Declinaciones paleomagnéticas en el anticlinal de Barbastro Balaguer (cartografía fotogeológica de Martínez-Peña y Pocoví, 1988).*

La estratigrafía de la región comprende las evaporitas de la Fm. Yesos de Barbastro (aflorantes en el núcleo del anticlinal) de edad imprecisa pero atribuidos al Priaboniense (Luzón, 2005). En los flancos y sobre los yesos se encuentran las formaciones Peraltilla (Rupeliense) y Sariñena (Chatiense-Aquitaniense). En el flanco S existe una paraconformidad aparente de estas formaciones, las cuales van reduciendo gradualmente su buzamiento hacia el Sur. Lateralmente, hacia el Oeste, éstas se acuñan y pierden potencia atestiguando su carácter sintectónico (Luzón, 2005). El flanco N es mucho más complejo; los materiales de la Fm. Sariñena, se depositan discordantes sobre la Fm. Peraltilla que aflora ocasionalmente. La estructura del anticlinal de Barbastro-Balaguer varía lateralmente gradando de un único anticlinal en el sector central a dos ramas que individualizan un sinclinal laxo entre ambas hacia el E. En el sector más occidental de la zona de estudio, la Fm. Peraltilla retrocabalga a la Fm. Sariñena quedando en el bloque inferior la lámina de las Sierras Marginales cabalgando a los autóctonos del Ebro.

METODOLOGÍA

En el curso de una investigación sobre la anisotropía de la susceptibilidad magnética (Oliván et al., 2008) se obtuvieron 19 estaciones situadas en diferentes posiciones estructurales a lo largo de todo el anticlinal (Fig. 1) cuyos resultados paleomagnéticos se muestran en este trabajo. El muestreo se realizó con una perforadora de gasolina portátil refrigerada orientando las muestras *in situ*. La mayoría de las estaciones se realizaron en la Fm. Peraltilla, salvo AB01 (Fm. Yesos de Barbastro) y AB05 (Cretácico Superior). Los especímenes se desmagnetizaron por el método térmico en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (horno TD48-DC de ASC y magnetómetro criogénico 2G). En total se han desmagnetizado 190 especímenes. El procesado de datos se ha llevado a cabo con el programa VPD (Ramón y Pueyo, 2012).

RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS

Todas las rocas estudiadas, salvo AB01 y AB05, son facies rojas de las Fms. Peraltilla y Sariñena que mostraron caídas térmicas de hematites principalmente, entre 300-670°C hacia el origen. A pesar de la simplicidad de las desmagnetizaciones, y probablemente debido al carácter detrítico de la mayoría de las estaciones, la mayoría de las direcciones son de modesta calidad, hecho que atestiguan los valores elevados de los conos de confianza de las medias de estación.

Sin embargo, y salvo una estación con resultados anómalos (AB10), el carácter primario de la magnetización registrada queda avalado por la existencia de las dos polaridades del campo magnético: normal (346,36, α_{95}: 15.5°, k: 10.6, n/N: 11/12, R: 0.9055) e inversa (177,-41, α_{95}: 24°, k: 8.5, n/N: 7/7, R: 0.8821) que comparten una media común y son estadísticamente antiparalelas. Además, y a pesar del ruido a nivel de estación, la magnetización de las rocas estudiadas también parece ser anterior al plegamiento ya que, una vez transformados todos los vectores a la polaridad normal del campo, la media de las medias de estación en coordenadas geográficas (358,06, α_{95}: 24.8°, k: 2.9 n/N: 18/19, R: 0.6769) muestra mucha mayor dispersión (Fig. 3) que tras abatir los datos a la horizontal (351,38, α_{95}: 12.3°, k: 8.9, n/N: 18/19, R: 0.8934).

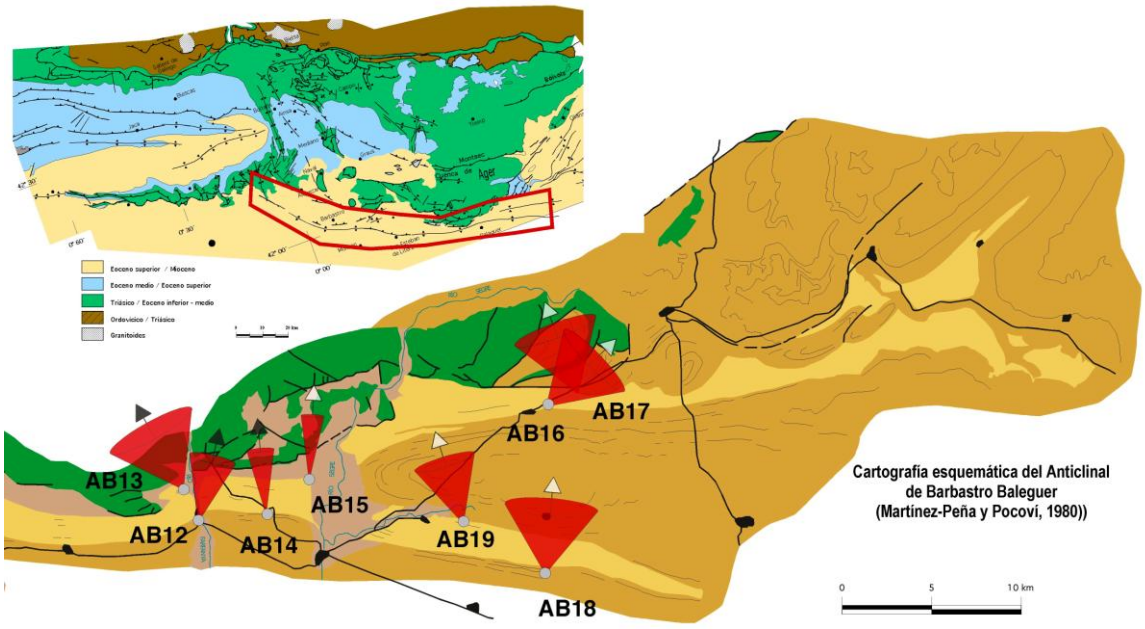


FIGURA 1. *(Continuación)*

Site/Profile	UTMx (E-W)	UTMy (N-S)	Azimut	Buz	DD	i	Tub-min	Tub-max	#	n	N	Dec-bac	Inc-bac	α95	K	Pol.	Dec-abc	Inc-abc	α95	κ
AB01	747681	4660627	152	63	SW		250	570	9	8	8	6	41	20	10	N	300	42	19	11
AB02	277728	4643003	115	111	S	i	250	620	10	6	8	321	-39	27	9	N	329	33	27	9
AB03	277526	4645625	313	38	NE		300	640	9	7	8	17	45	25	8	N	25	10	25	8
AB04	286184	4641688	243	14	N		240	460	7	8	8	349	70	20	10	N	343	56	20	10
AB05	256476	4657676	118	54	S		200	450	7	7	8	159	8	41	4	R+N(3)	151	-27	41	4
AB06	264461	4650268	91	28	S		240	620	10	7	7	3	16	20	12	N	4	44	20	12
AB07	272788	4646727	126	59	SW		250	650	11	7	8	348	-22	24	9	N	349	20	24	9
AB08	742718	4667912	120	56	S		250	570	9	7	7	4	14	30	6	N	334	59	30	6
AB09	285174	4639490	107	120	S	i	220	520	8	5	8	174	57	16	31	N	173	-59	16	31
AB10	299721	4636907	305	82	N		250	570	9	6	9	348	39	39	4	N	356	-26	39	4
AB11	299076	4634026	111	50	S		250	590	9	6	8	351	-8	24	10	N+R(1)	344	33	23,6	11
AB12	311587	4632587	85	47	S		250	650	11	7	8	6	4	20	12	N+R(4)	13	51	20,1	12
AB13	309758	4633929	230	35	N		250	540	8	7	8	333	36	35	5	N	331	2	35,5	5
AB14	315513	4631748	104	46	S		250	620	11	6	8	175	16	9	51	R+N(1)	355	26	11,7	32
AB15	317345	4633737	266	57	N		270	650	11	9	9	341	-72	10	31	R	183	-52	10	31
AB16	333997	4636771	235	39	N		250	570	9	5	8	242	-23	31	9	R+N(1)	226	-22	32,4	8
AB17	330901	4635435	92	44	S		250	590	9	5	8	152	36	33	8	R	160	0	32,6	8
AB18	330204	4626808	96	21	S		240	540	8	5	8	186	-25	33	8	R	185	-45	36,4	7
AB19	326027	4630195	280	29	N		270	620	10	8	8	81	-76	27	6	R	163	-62	26,3	6

TABLA I. *Datos paleomagnéticos por estación. BAC: datos in-situ (before any correction), ABC: restituidos (after bedding correction). Estratificación según la regla de la mano derecha. (i) invertida. Datos de posición en coordenadas ETRS89 (Zona 30T Norte)*

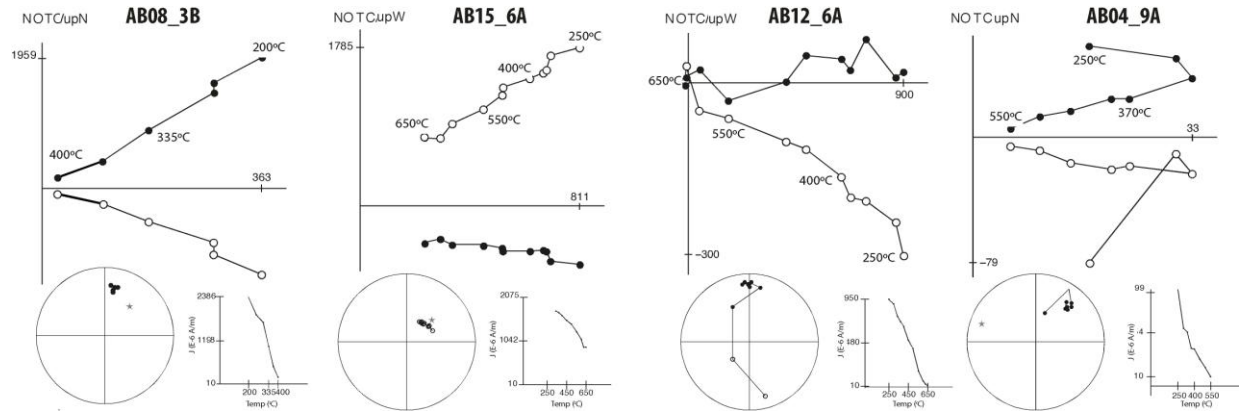


FIGURA 2. *Diagramas ortogonales de desmagnetización de muestras seleccionadas. También se incluye la caída de la intensidad de la magnetización frente a la temperatura y la proyección estereográfica.*

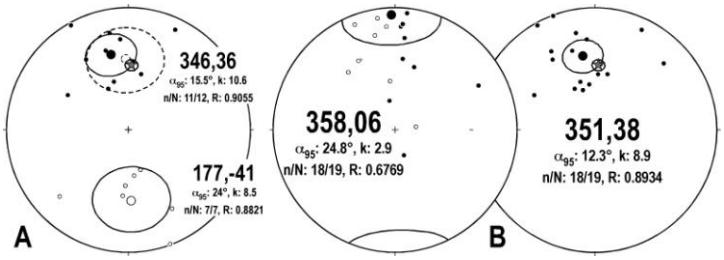


FIGURA 3. *Estabilidad de la magnetización en rocas estudiadas en el anticlinal de Barbastro-Balaguer. A) Prueba de inversión, proyección de las medias de estaciones de las dos polaridades. B) Proyección estereográfica de las medias de las estaciones estudiadas antes (izda) y después (dcha) de la restitución a la horizontal. Todas las estaciones transformadas a polaridad normal del campo. La estrella refleja la referencia paleomagnética.*

Las rotaciones de eje vertical se han calculado considerando la diferencia entre los valores de las estaciones con la referencia paleomagnética cercana. Para ello se ha calculado la media de los perfiles magnetoestratigráficos del Ebro Central (Pérez-Rivarés, 2016), que si bien son más jóvenes (Mioceno), no están afectados por procesos de deformación de ninguna índole: 003,46 (α_{95}: 4.3°, k: 143.6, n: 10, R: 0.9930). En promedio y en contra de lo que cabría esperar, la mayoría de las estaciones parece haber registrado una rotación dominantemente antihoraria que oscila entre los -60° y los +35°. Sorprendentemente, los valores negativos más elevados se encontraron en la terminación occidental del anticlinal, aquella que presenta un azimut N150E más desviado de la dirección pirenaica N110E, hecho que debería ser corroborado por un aumento de acortamiento acomodado hacia el Oeste.

CONCLUSIONES Y PLANES DE FUTURO

Los análisis paleomagnéticos llevados a cabo en el anticlinal de Barbasto-Balaguer permiten concluir que:

- La magnetización característica de las muestras es primaria ya que presenta las dos polaridades del campo magnético terrestre y es anterior al plegamiento. Este hecho permitirá realizar estudios magnetoestratigráficos en el futuro en el marco del proyecto *DR3AM*. Además, la existencia de materiales sintectónicos permitirá caracterizar con precisión la cinemática del anticlinal (edad de plegamiento).

- Las rotaciones detectadas parecen indicar la existencia de rotaciones antihorarias en promedio, si bien por el momento no se pueden distinguir con precisión posibles rotaciones diferenciales a lo largo de la estructura.

- La calidad de la señal obtenida en las rocas detríticas de las formaciones Peraltilla y, sobre todo, Sariñena, presenta un ruido elevado, lo que ha condicionado y condicionará los nuevos muestreos que se hagan en el futuro que se centrarán en facies más lutíticas (Fig. 1).

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado con el Proyecto DR3AM-CGL2014-55118 del MINECO.

REFERENCIAS

Gil, J.A. y Jurado, M.J. (1998): Geological interpretation and numerical of salt movement in the Barbastro-Balaguer anticline, southern Pyreness. *Tectonophysics*, 293: 141-155.

Luzón, A. (2005): Oligocene–Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sedimentary Geology*, 177, 1-2: 19-39

Martínez Peña, M. B. y Pocoví, A. (1988): El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *A.Geol Hisp.* 23 (2): 81-94.

Mochales, T., Casas, A. M., Pueyo, E. L. y Barnolas, A. (2012): Rotational velocity for oblique structures (Boltaña anticline, Southern Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, *35*: 2-16.

Muñoz, J. A., Beamud, E., Fernández, O., Arbués, P., Dinarès-Turell, J. y Poblet, J. (2013): The Ainsa Fold and thrust oblique zone of the central Pyrenees: Kinematics of a curved contractional system from paleomagnetic and structural data. *Tectonics*, *32*(5): 1142-1175.

Pérez Rivarés, J. (2016): *Estudio magnetoestratigráfico del Mioceno del Sector Central de la Cuenca del Ebro: cronología, correlación y análisis de la ciclicidad sedimentaria*. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza.

Oliván, C., Pueyo, E. L., Pocoví, A., Luzón, A. y Martínez Peña, M. B., (2008): Fábricas magnéticas (ASM) en el anticlinal de Barbastro–Balaguer (Pirineo Central): implicaciones cinemáticas. *Geotemas*, *10*: 1239-1242.

Ramón, M.J. y Pueyo, E.L. (2012): Automatic calculation of demagnetization intervals; a new approach based on the virtual directions method and comparison with the linearity spectrum analysis. *Geotemas*, 13: 1180-1183.

Senz, J. G., y Zamorano, M. (1992): Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales. *Acta geológica hispánica*, *27*(1-2): 195-209.

Datación magnetostratigráfica de la molasa Surpirenaica (Fm Uncastillo, Oligoceno-Mioceno)

Magnetostratigraphic dating of the South-Pyrenean molasse (Uncastillo Fm, Oligocene-Miocene)

B. Oliva Urcia[1,2], E. Beamud[3], R. Soto[4], C. Arenas[1], M. Garcés[5] y E.L. Pueyo[4]

1 Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza
2 Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid. belen.oliva@uam.es
3 Laboratorio de Paleomagnetismo (CCiTUB-CSIC), Institut de Ciènces de la Terra "Jaume Almera". 08028 Barcelona
4 Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza. 50006 Zaragoza
5 Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociènces Marines, Universitat de Barcelona. 08028 Barcelona

Resumen: La Fm Uncastillo aflora a lo largo del borde sur de las Sierras Exteriores, que representan el límite meridional de la cadena Pirenaica. Tres unidades tectosedimentarias relacionadas con pulsos tectónicos se han diferenciado previamente dentro de esa formación, donde la evolución sedimentaria está relacionada con el crecimiento del anticlinal de Santo Domingo durante el Chattiense-Aquittaniense, registrando el movimiento tectónico del cabalgamiento basal surpirenaico. El depósito de la Fm Uncastillo supone la generalización de sistemas aluviales y fluviales provenientes del N, en contraste con el sistema fluvial previo proveniente del E (Fm Campodarbe). Resultados magnetoestratigráficos recientes han trasladado el techo de la Fm Campodarbe hacia edades más recientes (del cron 10r al 7r) en el abanico de Luesia. Con el fin de comprobar esta edad, un nuevo estudio magnetoestratigráfico se está llevando a cabo en los depósitos de la Fm Uncastillo que representan áreas medio-distales situadas al este del abanico de Luesia. Los sedimentos consisten en paquetes de lutitas con intercalaciones de areniscas. El tamaño de grano fino permite el muestreo magnetoestratigráfico de la sección de Fuencalderas, de ~1300 m de espesor, lo que completará el marco cronoestratigráfico de los últimos pulsos tectónicos de la cadena pirenaica en este sector.

Palabras clave: datación, magnetoestratigrafía, Pirineos, evolución tectónica.

Abstract: *The Uncastillo Fm crops out along the southern boundary of the External Sierras, which represents the southernmost limit of the Pyrenean Range. Three tectosedimentary units related to tectonic pulses have been previously differentiated in this formation. The sedimentary evolution of the Uncastillo Fm is mainly related to the tightening of the WNW-ESE Santo Domingo anticline in the External Sierras during Chattian-Aquitanian times and records the younger tectonic movement of the south Pyrenean sole thrust. The Uncastillo Fm represents the change to overall southward-flowing alluvial and fluvial systems from overall west-northwest-flowing fluvial systems (Campodarbe Fm). Recent magnetostratigraphic results from the underlying Campodarbe Fm shift to younger ages (from chron 10r to 7r) the top of the Campodarbe Fm in the proximal area of the fluvial system (Luesia fan). In order to check that reassignment and refine the age of the Uncastillo Fm, a new magnetostratigraphic study has been conducted in laterally equivalent deposits that represent middle-distal areas located to the east of the Luesia fan. These deposits consist of mudstones with interbedded sandstones. These finer grain size sediments allow for a magnetostratigraphic sampling in the Fuencalderas section of ~1300 m, which complete the chronostratigraphic frame of the last tectonic pulses of the Pyrenean Range.*

Key words: *dating, magnetostratigraphy, Pyrenees, tectonic evolution.*

INTRODUCCIÓN

La datación magnetoestratigráfica de depósitos sintectónicos es una herramienta clásica para determinar la edad de la actividad tectónica durante la construcción orogénica (Burbank y Raynolds, 1988). Una cronología precisa de los depósitos molásicos de cuencas de antepaís es fundamental para entender la relación entre tectónica, exhumación, aporte sedimentario y espacio de acomodación durante el acortamiento y construcción orogénicos en cinturones de pliegues y cabalgamientos (DeCelles y Giles, 1996). La sedimentación en cuencas de antepaís resulta de la interacción del flujo de sedimentos y el espacio de acomodación, que están controlados principalmente por la actividad tectónica (Molnar, 2009). El análisis de la polaridad magnética de potentes secuencias sedimentarias proporciona una cronología independiente cuando se relaciona de forma precisa con la escala de tiempo de polaridad geomagnética. La Fm Uncastillo (Oligoceno-Mioceno, Soler y Puigdefàbregas, 1970) se deposita en relación a la actividad tectónica última que se registra en las Sierras

Exteriores (frente meridional del orógeno Pirenaico). Se presentan aquí resultados preliminares de la datación magnetoestratigráfica de la Fm Uncastillo en facies medias-distales del abanico de Luesia (cuyo ápice se situa aproximadamente 7,5 km al oeste, Fig. 1) para contrastar datos recientes que colocan en edades más recientes la base de la Fm. Uncastillo (del cron 10r al 7r) (Oliva-Urcia et al., 2015) y poder delimitar la edad de las unidades definidas previamente en la Fm Uncastillo.

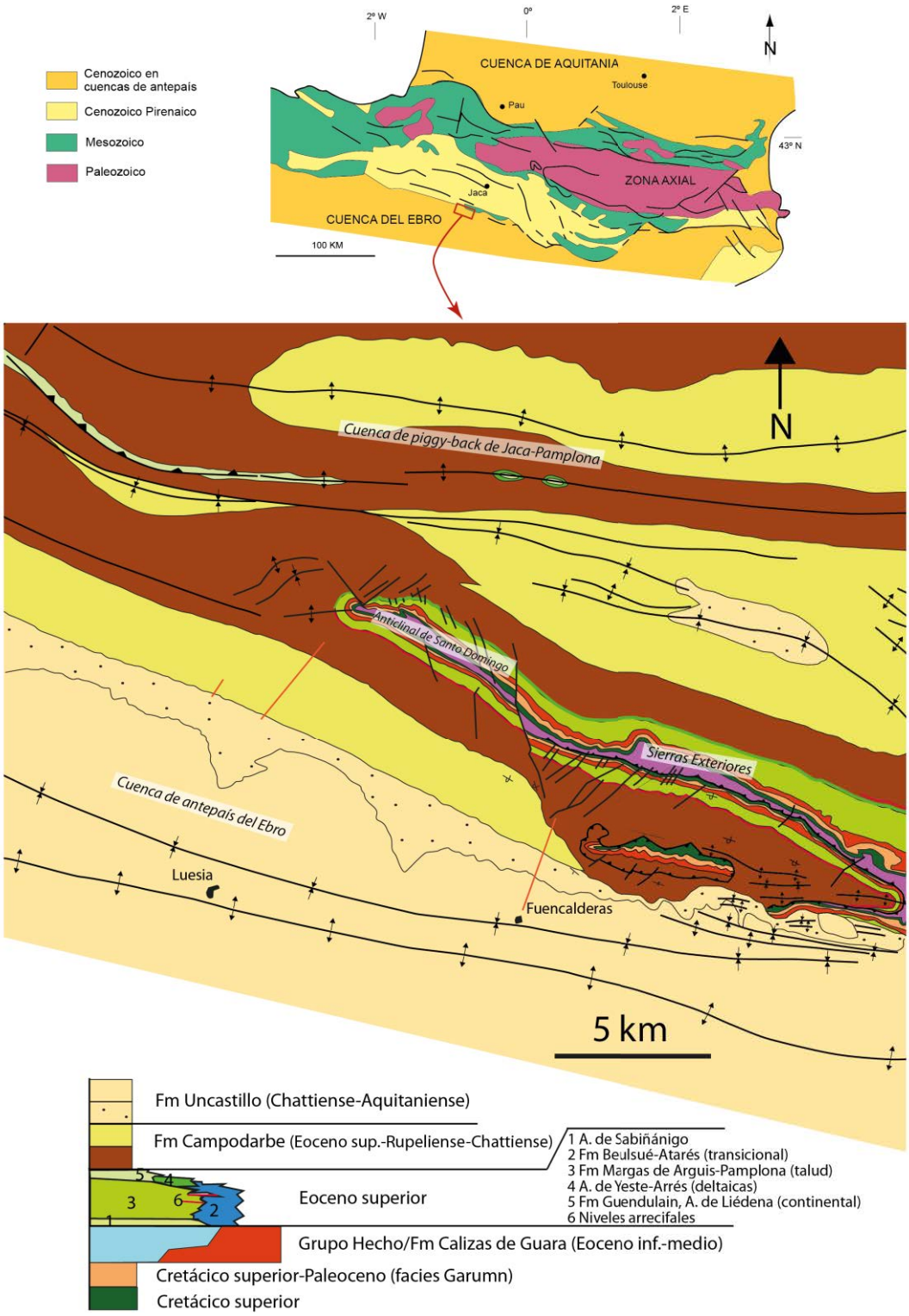


FIGURA 1. *Mapa geológico donde se localizan aproximadamente los perfiles magnetoestratigráficos de Luesia (al W) y de Fuencalderas al este, cuyos resultados preliminares se presentan aquí (Modificado de Puigdefàbregas 1975).*

LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA Y MATERIALES MUESTREADOS

La zona de estudio se sitúa en el margen norte de la cuenca de antepaís del Ebro, limitada al norte por las Sierras Exteriores. La estructura de las Sierras Exteriores se interpreta como un gran pliegue de despegue de orientación WNW-ESE (anticlinal de Santo Domingo) (Pocoví et al., 1990), que deforma la cobertera Mesozoica y Cenozoica. El núcleo del anticlinal apretado (casi isoclinal) alberga una lámina de cabalgamiento a lo largo de la charnela con un movimiento de bloque superior hacia el sur. Los materiales del Triásico medio y superior (facies Muschelkalk y Keuper) son el principal nivel de despegue. En el flanco sur del anticlinal, varias láminas de cabalgamiento en secuencia de bloque superior se imbrican en una sola rampa frontal (Millán et al., 1995). De oeste a este son: San Felices (Oligoceno temprano), Punta Común (Oligoceno tardío) y Riglos (Mioceno) (Millán et al., 1995). La reactivación posterior del anticlinal de Santo Domingo también provocó la de las láminas de San Felices (afectando a la Fm Campodarbe) y Riglos (Millán et al., 1995; Arenas et al., 2001).

Los materiales que afloran en la zona muestreada pertenecen al techo de la Fm Campodarbe y a la Fm Uncastillo, con unos 1300 m de espesor. La Fm Uncastillo representa depósitos de abanico aluvial de procedencia norte (Puigdefàbregas, 1975)). Las tres unidades descritas en la Fm Uncastillo registran la canibalización de la cuenca de piggy-back de Jaca-Pamplona y de áreas situadas más al norte (Sierras Interiores y Zona Axial pirenaicas). Los límites entre las unidades se reconocen como cambios abruptos en la evolución secuencial (de granocreciente a granodecreciente). Desde Fuencalderas hacia el oeste son continuidades dentro de sistemas de abanicos de capas (discordancias progresivas). Al este de Fuencalderas esos límites se correlacionan con discordancias sintectónicas, debidas a la actividad tectónica en las Sierras Exteriores (Arenas et al., 2001).

MÉTODO

En la sección estudiada se han tomado un total de 216 estaciones en ~ 1300 m con una máquina eléctrica refrigerada con agua. Las muestras se han orientado en campo y se han tomado los datos de estratificación correspondientes, además de medir el espaciado entre muestras con la vara de Jacob. Lutitas, arcillas y areniscas de grano fino son los materiales muestrados. El espaciado medio entre muestras es de 10 m (mínimo de 3 m y máximo de 25 m). Entre dos y tres muestras se han tomado en cada estación. Al menos una muestra de cada una de las primeras 130 estaciones se ha desmagnetizado térmicamente en el Laboratorio de Paleomagnetismo de Barcelona (CCiTUB-CSIC) usando hornos TSD-1 (Schonsted) y MMT80 (Magnetic Measurements). El rango de temperaturas abarca de 25 ºC a 100 ºC, aplicados desde la temperatura ambiente hasta los 680ºC. La temperatura máxima de desbloqueo varía entre 410 y 680 º C, lo que sugiere una mezcla de magnetita y hematites como portadores de la remanencia característica estable. La componente característica se ha obtenido por medio de análisis de componentes principales (PCA) (Kirschvink, 1980) tras una observación visual de los diagramas de desmagnetización (Fig. 2).

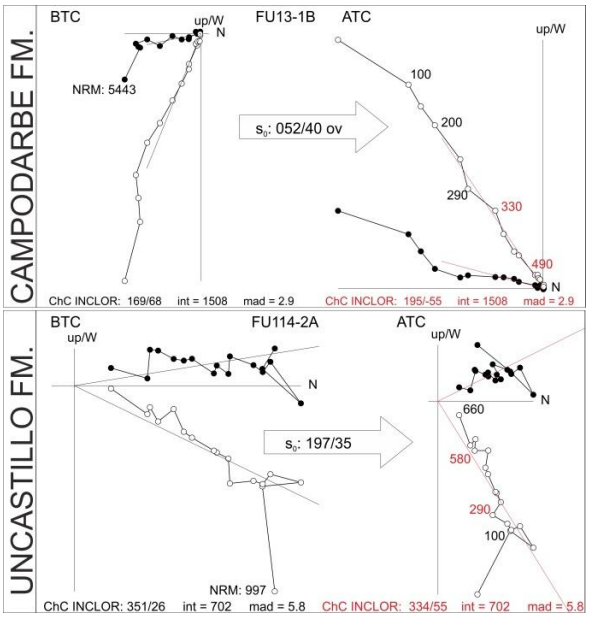


FIGURA 2. *Diagramas de desmagnetización de muestras características de la Fm. Campodarbe y Fm. Uncastillo. Los valores de NRM están indicados en $1{\cdot}10^{-6}$ A/m y los pasos de temperatura, en ºC. En rojo se indica el intervalo de temperatura seleccionado para calcular la componente característica (ChC). BTC: antes de la corrección tectónica; ATC: después de la corrección tectónica. So es la dirección de máxima pendiente del plano de estratificación (azimut e inclinación). Ov: invertido (por sus siglas en inglés).*

RESULTADOS

El conjunto de las direcciones calculadas está representado en proyección estereográfica en la Fig. 3. En ella puede observarse que, a pesar de mostrar bastante dispersión, éstas tienden a agruparse más en coordenadas estratigráficas. A partir del cálculo de la latitud del polo geomagnético virtual (VGPs) es posible establecer la secuencia de cambios de polaridad en el perfil de Fuencalderas y correlacionarlos con la escala de tiempo global de polaridad magnética (GPTS). Los resultados preliminares confirman la edad más moderna del límite Campodarbe-Uncastillo deducida en la serie de Luesia (Oliva-Urcia et al., 2015).

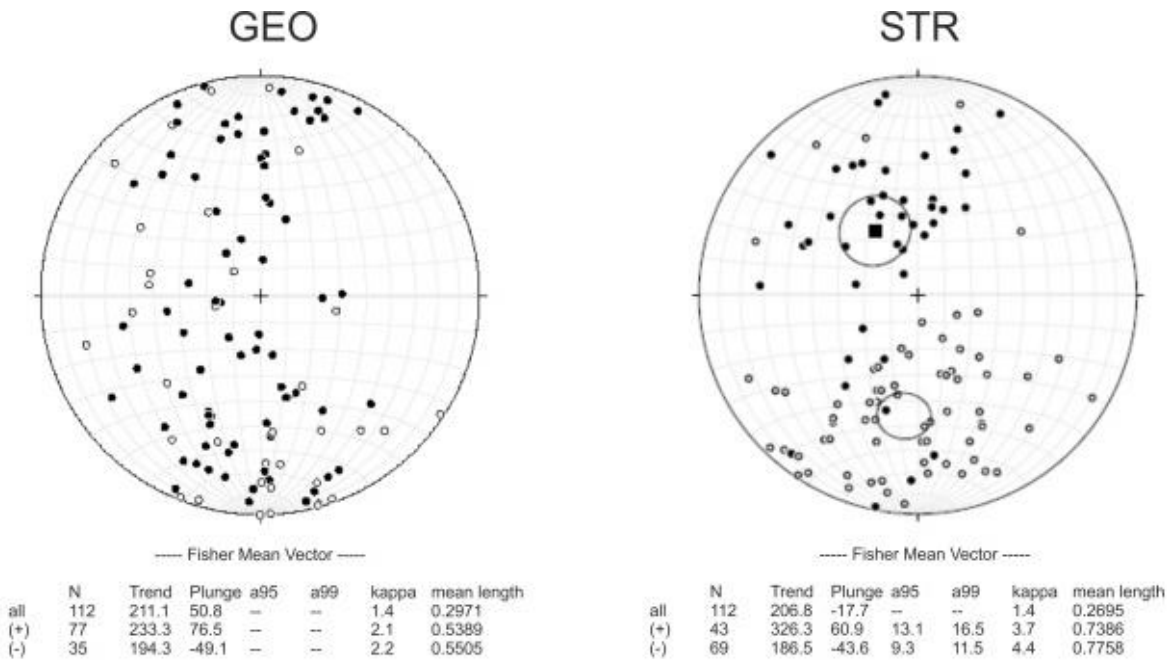


FIGURA 3. *Direcciones calculadas para el perfil de Fuencalderas en coordenadas geográficas (GEO) y estratigráficas (STR). El promedio de direcciones se calcula en tres gupos: "all": todas las direcciones juntas, (+) son las direcciones con inclinación positiva y (-) son las direcciones con inclinación negativa.*

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por los proyectos SEROS (CGL 2014-55900-PL), DR3AM (CGL2015- CGL2014-55118) y Grupos Geotransfer y Análisis de Cuencas de la Universidad de Zaragoza. Es una contribución del Institut de Recerca Geomodels y del Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques (2014SGR467).

REFERENCIAS

Arenas, C., Millán, H., Pardo, G. y Pocoví, A. (2001): Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin Research*, 13: 65-89.

Burbank, D. W. y Raynolds, R. G. (1988): Stratigraphic keys to the timing of thrusting in terrestrial foreland basins: Applications to the northwestern Himalaya. In *New Perspectives in Basin Analysis*: 331-351. Springer New York.

DeCelles, P.G. y Giles, K.A. (1996): Foreland basin systems. *Basin Research,* 8: 105-124.

Kirschvink, J.L. (1980): The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal Royal astronomical Socociety*, 62: 669-718.

Millán-Garrido, H., Pocoví-Juan, A. y Casas-Sainz, A.M. (1995): El frente de cabalgammiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8: 73-90.

Molnar, P. (2009): The state of interactions among tectonics, erosion, and climate: A polemic. *GSA Today*, *19*(7): 44-45.

Oliva-Urcia, B., Beamud, E., Garcés, M., Arenas, C. Soto, R. y Pueyo, E.L y Pardo, G. (2015): New magnetostratigraphic dating of the Paleogene syntectonic sediments of the West-central Pyrenees: Tectopnostratigraphic implications. *Geological Society, London, Special Publications*, *425*, SP425-5.

Pocoví, A., Millán, H., Navarro, J.J. y Martínez, B. (1990): Rasgos estructurales de la Sierra de Salinas y zona de los Mallos (Sierras Exteriores, Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza). *Geogaceta*, 8: 36-39.

Puigdefàbregas, C. (1975): *La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca*. Pirineos. 104. 188 pp.

La Curva de Variación Paleosecular de Iberia (últimos 3000 años). Estado actual y perspectivas de futuro

The Iberian Palaeosecular Variation Curve (last three millennia). State of the art and future perspectives

M.L. Osete[1,2]; S. A. Campuzano[1,2]; F.J. Pavón-Carrasco[1,2]; A. Palencia-Ortas[1]; G. McIntosh[3] y G. Catanzariti[1]

1 Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid, 28040, Madrid. mlosete@fis.ucm.es, sacampuzano@ucm.es, ali@ucm.es , gianluca.catanzariti@gmail.com, fjpavon@ucm.es
2 Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), Facultad de CC. Físicas, Plaza de Ciencias 1. 28040 Madrid. mlosete@fis.ucm.es, sacampuzano@ucm.es, fjpavon@ucm.es
3 School of Human and Life Sciences, Canterbury Christ Church University, North Holmes Road, Canterbury CT1 1QU (UK), gregg.mcintosh@canterbury.ac.uk

Resumen: Se ha realizado una revisión del catálogo de datos arqueomagnéticos direccionales de Iberia de los últimos 3 milenios, incorporando recientes resultados aún inéditos. El nuevo catálogo está compuesto por 200 datos arqueomagnéticos procedentes exclusivamente de la península Ibérica. Esta nueva base de datos aún presenta lagunas temporales que deben orientar los futuros trabajos. Se precisan específicamente datos de la primera Edad del Hierro y de la época Tardorromana-Alta Edad Media. Con la nueva base de datos se ha determinado una curva de variación paleosecular de Iberia utilizando la técnica bootstrap que es coherente con la curva sintética generada por el modelo regional SCHA.DIF.3k, con las limitaciones temporales mencionadas anteriormente. El estudio se ha completado incorporando al catálogo de datos ibéricos todos los resultados comprendidos en un área de 900 km de radio centrada en Madrid. La incorporación de los datos procedentes del sur de Francia y norte de Marruecos, mejora sensiblemente la base de datos y la nueva curva obtenida, basada en 440 datos, no presenta importantes lagunas temporales. Por lo que se propone como Curva de Variación Paleosecular de Iberia para los últimos 3000 años.

Palabras clave: Arqueomagnetismo, Iberia, Variación Secular, Paleomagnetismo.

Abstract: *A revision of the Iberian directional archaeomagnetic data catalogue covering the last three millennia has been carried out, incorporating recent results still unpublished. The new catalogue is made up of 200 archaeomagnetic data exclusively from the Iberian peninsula. The new catalogue still presents some temporary gaps that should guide the future work. Data from the first Iron Age and Late Roman- Middle Ages are specifically required. Based on the new Iberian database a Palaeosecular Variation Curve (PSVC) for Iberia has been determined by using the bootstrap technique. The new PSVC is consistent with the synthetic curve generated by the regional model SCHA.DIF.3k, with the time constraints mentioned above. The study was completed by incorporating to the input database, all results included within an area of 900 km radius centred in Madrid. The incorporation of data from southern France and north of Morocco, significantly improves the database (440 data) and the new curve obtained do not show major temporary gaps. It can be considered as the new PSVC for Iberia for the last 3Kyrs.*

Key words: *Archaeomagnetism, Iberia, Secular Variation, Palaeomagnetism*

INTRODUCCIÓN

Desde hace dos décadas el grupo de paleomagnetismo de la UCM viene desarrollando de forma continua estudios arqueomagnéticos en Iberia, que llevaron a publicar, hace ahora 10 años, el primer catálogo de datos arqueomagnéticos y la primera curva de Variación Paleosecular de Iberia (PSVC) para los últimos 3000 años (Gómez-Paccard et al., 2006a,b). A pesar del esfuerzo realizado, el número de datos procedentes estrictamente de Iberia (58) fue insuficiente en 2006 para definir la PSVC con datos Ibéricos y se incluyeron datos del Sur de Francia y del norte de Marruecos. Finalmente la curva se construyó a partir de un total de 134 datos arqueomagnéticos ubicados dentro de un círculo de 900 km centrado en Madrid. Es decir, más del 50% de los datos utilizados procedían de regiones adyacentes a Iberia, especialmente de Francia. En la construcción de la curva se empleó la estadística bayesiana.

La PSVC de Iberia fue inmediatamente empleada con éxito como curva de calibración para desarrollar la técnica de datación arqueomagnética en España (McIntosh et al., 2006; Catanzariti et al., 2007). Posteriormente Pavón-Carrasco et al. (2011) desarrolló una nueva herramienta de datación en la que se utilizan como curvas de referencia tanto las curvas locales como curvas sintéticas generadas por modelos globales o regionales. En el caso de Iberia, el modelo regional SCHA.DIF.3k (Pavón-Carrasco et al., 2009) parece ser

el más adecuado para la datación arqueomagnética en aquellos periodos en los que la escasez de datos es importante, como el primer milenio a.C. (Osete et al., 2016).

En este trabajo hacemos una reflexión sobre la situación actual del tema, generamos una curva de variación paleosecular preliminar y señalamos aquellos periodos en los que es aún necesario realizar un esfuerzo adicional para completar el catálogo de datos arqueomagnéticos de Iberia.

METODOLOGÍA

Se ha utilizado la base de datos de Geomagia50v3 (Brown et al., 2015) incluyendo algunos resultados nuevos, aún inéditos, del grupo de paleomagnetismo de la UCM. Los datos han sido relocalizados a Madrid utilizando el método del cálculo del polo virtual (Noël and Batt, 1990). De todos los datos publicados sólo uno ha sido eliminado por presentar claras evidencias de *inclination shallowing*. Factor que puede perturbar de forma apreciable la dirección paleomagnética cuando se trata de materiales altamente anisótropos, como hogares, y que debe ser evaluado y correctamente corregido para que la técnica de datación funcione adecuadamente (Osete et al., 2016).

Para obtener la PSVC se ha empleado la técnica bootstrap (ver, por ejemplo, Thébault and Gallet, 2010) usando en la parte temporal splines cúbicos penalizados. Esta técnica analiza el dato arqueomagnético teniendo en cuenta tanto su error temporal como el de la propia medida paleomagnética. Para ello, el método perturba los datos de forma aleatoria usando dos distribuciones: a) para los datos de dirección se usa una distribución gaussiana centrada en el valor medio de la medida con una desviación estándar igual al error paleomagnético, definido como $\alpha_{65;}$ y b) para la parte temporal se emplea una distribución homogénea, cuyos valores máximo y mínimo vienen determinados por la incertidumbre en la datación a 1σ.

RESULTADOS

En la figura 1 se muestra la ubicación de los datos de la base de datos direccional de Iberia utilizados para establecer la PSVC.

Como se puede observar, la base de datos arqueomagnéticos de Iberia se ha duplicado en el último decenio. Lo que permite abordar el problema de establecer una PSVC basada exclusivamente en datos de Iberia (figura 2).

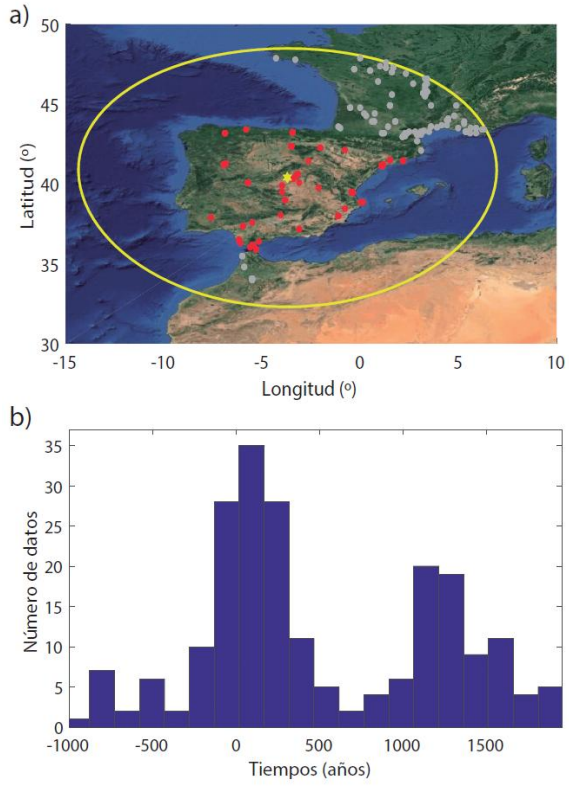


FIGURA 1. *Distribución a) espacial y b) temporal de la base de datos de Iberia y regiones adyacentes. En rojo se muestran los datos de Iberia, en gris los datos procedentes del sur de Francia y norte de Marruecos dentro de un radio de 900 km de Madrid (estrella amarilla) señalado con un círculo amarillo. La distribución temporal muestra únicamente los datos de Iberia*

Sin embargo, como se observa en la figura 1, aún no hay suficientes datos de la primera edad del Hierro, especialmente en el periodo comprendido entre el 800-300 a.C. La segunda edad del Hierro está siendo extensivamente investigada por los autores de este trabajo en el Noreste de Portugal, por lo que en breve es previsible que aumente el número de datos que cubran este periodo. Hay que señalar que hace un decenio no se incluyeron datos de Iberia anteriores al periodo romano.

El periodo tardorromano- alta edad media es una de las épocas aún conflictivas tanto en Europa Occidental como en Iberia debido a la escasez de datos. Es necesario focalizar los esfuerzos y estudiar nuevos yacimientos que cubran la laguna temporal de datos existentes entre el siglo VI y el siglo X. Por último, también es destacable la poca información disponible del periodo 1600-1800 d.C.

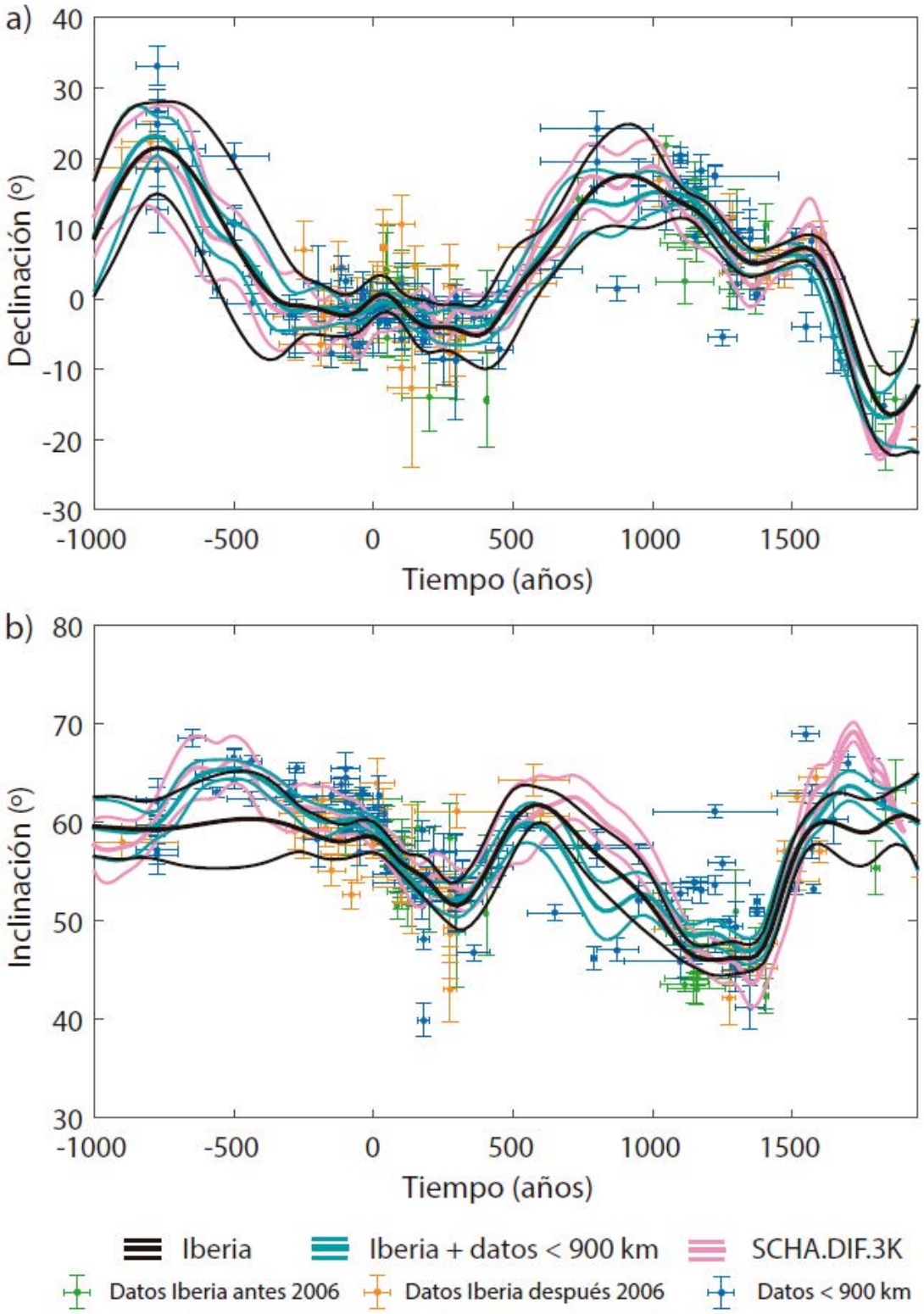


FIGURA 2. *Curvas de Variación Paleosecular de Iberia (últimos 3000 años: Variación de la declinación (a) y de la inclinación (b) en función del tiempo. Iberia (negro): Curva basada exclusivamente en datos arqueomagnéticos procedentes de la península Ibérica. Iberia+datos < 900 km: Curva basada en los datos arqueomagnéticos situados en un círculo de 900 km en torno a Madrid. En verde: datos de Iberia del catálogo del 2006 (Gomez-Paccard et al., 2006a). Naranja: nuevos datos de Iberia utilizados en la construcción de la Curva. Azul: datos de regiones adyacentes (a una distancia inferior a 900 km de Madrid),*

La curva basada en datos exclusivamente ibéricos (curva negra en la figura 2) presenta mayor incertidumbre en los periodos mencionados. Se ha comparado la curva obtenida con la curva sintética generada por el modelo regional SCHA.DIF.3k (Pavón-Carrasco et al., 2009) que se muestra también en la figura 2 (curva rosa). La ausencia de información en la primera edad del Hierro y final del Bronce hace

que haya una cierta discrepancia entre la curva sintética y la obtenida en este trabajo. Pero los valores esperados a partir de las dos curvas son consistentes dentro del margen de incertidumbre. El máximo en declinación Este que predice el modelo regional en torno 900-800 a.C. también se observa en la curva ibérica a pesar de la escasez de información arqueomagnética. Por el contrario, no queda definido el máximo en inclinación que sugiere el modelo regional en torno al 500 a.C. por ausencia de datos en Iberia. Sin embargo hay que señalar que este máximo no es tan marcado en la reciente PSVC de París propuesta por Hervé et al., (2013). Para los restantes periodos se observa una gran consistencia entre la nueva curva de Iberia y la curva sintética, a pesar de la escasa información disponible en las épocas ya mencionadas. Por otra parte, hay que señalar que las diferencias más significativas se observan en el periodo posterior al 1600 d.C., donde la curva sintética tiene mucha más precisión. Esto es debido a que la curva sintética generada a partir del modelo SCHA.DIF.3k está regularizada por los datos históricos. Es por ello que la incertidumbre es tan pequeña. No es esperable que una curva basada exclusivamente en datos arqueomagnéticos pueda llegar a tener tan bajos niveles de incertidumbre.

Por último se ha usado una nueva base de datos incluyendo todos los datos ubicados dentro de un círculo de radio 900 km centrado en Madrid. Es decir, se ha atendido a un criterio espacial y no nacional/geográfico. El nuevo catálogo está compuesto por un total de 440 datos. La incorporación de estos datos rellena notablemente las lagunas anteriores y permite establecer una Curva de Variación Paleosecular de Iberia (curva azul en la figura 2).

En un futuro próximo se abordará la obtención de la Curva de Variación Paleosecular del vector total del campo geomagnético, incluyendo por tanto, la información disponible de paleointensidad.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca en el proyecto CGL2014-54112-R del MINECO, que ha sufragado los gastos de campo y el contrato postdoctoral de AP. SAC agradece a su contrato predoctoral FPI BES-2012-052991. FJPC agradece a su proyecto postdoctoral 659901-CLIMAGNET del programa Europeo Marie Curie.

REFERENCIAS

Catanzariti, G, McIntosh, Osete, M. L., Nakamura, T., Rakowski, A. Z., Ramírez-González, I., Lanos, P. (2007): A comparison of radiocarbon and archaeomagnetic dating from an archaeological site in Spain. *Radiocarbon*, 49, 543-550.

Brown, M.C., Donadini, F., Korte, M., Nilsson, A., Korhonen, K., Lodge, A., Lengyel, S.N. y Constable, C.G. (2015): GEOMAGIA50.v3: 1. General structure and modifications to the archeological and volcanic database. *Earth Planets Space*, 67:83, doi:10.1186/s40623-015-0232-0.

Gómez-Paccard, M., Catanzariti, G., Ruiz-Martinez, V.C., McIntosh, G., Núñez, J.I., Osete, M.L, Chauvin, A., Lanos, Ph., Tarling, D.H., Bernal-Casasola, D., Thiriot, J., and "Archaeological Working Group", (2006a). A catalogue of Spanish archaeomagnetic data, *Geophys. J. Int.*, 166, 1125–1143, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03020.x.

Gómez-Paccard, M., Lanos, P., Chauvin, A., McInstosh, G., Osete, M. L. , Catanzariti, G., Ruiz-Martınez, V. C. and Núñez, J. I., (2006b): First archaeomagnetic secular variation curve for the Iberian Peninsula: comparison with other data from Western Europe and with global geomagnetic field models, *Geochem. Geophys. Geosyst.,* 7, Q12001, doi:10.1029/2006GC001476.

Hervé G., Chauvin A., Lanos P., (2013): Geomagnetic field variations in Western Europe from 1500BC to 200AD. Part I: Directional secular variation curve, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 218, 1-13, doi:10.1016/j.pepi.2013.02.002

McIntosh, G., Catanzariti, G. (2006): An Introduction To Archaeomagnetic Dating. *Geochronometria,* Vol. 25, pp 11-18.

Osete, M. L., Campuzano, S. A., Molina-Cardín, A., Palencia, A., Carmona, J., McIntosh, G., Larrazabal, J. (2016). On the reliability of archaeomagnetic dating in Iberia. Two case studies from Portugal and Spain. *Cambridge Univer. Press*. (in press).

Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M.L, Torta, J. M., L. R. Gaya-Pique (2009): A regional archeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: Applications to archeomagnetic dating. *Geochemistry Geophysics Geosystems,* Volume 10.

Pavón-Carrasco, F. J., Rodríguez-González, J., Osete, M. L., Torta, J. M. (2011): A Matlab tool for archaeomagnetic dating. *Journal of Archaeological Science*, Volume 38, Issue 2, February 2011, pp. 408–419.

Thébault, E., Gallet,Y., (2010) : A bootstrap algorithm for deriving the archeomagnetic field intensity variation curve in the Middle East over the past 4 millennia BC. *Geophys. Res. Lett.* 37, L22303, http://dx.doi.org/10.1029/2010GL044788

Aplanamiento de la inclinación en arqueomagnetismo: estudio de 25 hogares y hornos de Portugal

Inclination shallowing in archaeomagnetism: study of 25 hearths and kilns from Portugal

A. Palencia-Ortas [1,2], M.L. Osete[1,2], J. Rodríguez Aranda[1], J.C. Sastre[3], J. Larrazabal[4] y G. McIntosh.[5]

1 Universidad Complutense de Madrid. Dpto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I. Madrid (Spain). ali@ucm.es, mlosete@fis.ucm.es
2 Instituto de Geociencias, CSIC – UCM. Madrid (Spain).
3 Asociación Zamora Protohistórica. josesastreb@hotmail.com
4 Lab2PT, Universidade do Minho (Portugal). jlarrazabal@gmail.com
5 School of Human and Life Sciences. Canterbury Christ Church University. Canterbury (The United Kingdom). gregg.mcintosh@canterbury.ac.uk

Resumen: El efecto de la anisotropía de la termorremanencia (ATRM) que afecta a estructuras arqueomagnéticas como las cerámicas es bien conocido y sistemáticamente corregido en los estudios de paleointensidad de calidad que se llevan a cabo en ellas. Sin embargo, dicho efecto no es analizado en los estudios direccionales de arqueomagnetismo, por lo que sus efectos no son habitualmente detectados. En el presente estudio se han analizado 25 hogares y hornos de tres yacimientos arqueológicos de Portugal, y se ha constatado un aplanamiento de la inclinación y la importancia que la corrección de la ATRM tiene para este tipo de estudios. En las estructuras de combustión estudiadas han sido detectadas diferencias de entre 2 y 13 grados en la inclinación magnética, estando la declinación, por el contrario, poco influenciada. Se pretende por tanto, hacer hincapié en que la ATRM puede afectar en gran medida a los resultados de los estudios de arqueomagnetismo direccionales, y por ende, en las repercusiones que tiene pasar por alto este efecto, tanto en la construcción de curvas de variación paleosecular como en las dataciones arqueomagnéticas.

Palabras clave: Arqueomagnetismo**,** anisotropía, termorremanencia, aplanamiento, inclinación.

Abstract: *Anisotropy of thermal remanent magnetization (ATRM) affecting archaeomagnetic structures is well known in the case of ceramics and its effect is systematically corrected in quality paleointensity studies performed on them. However, this effect is not systematically analyzed in directional archaeomagnetic studies, so its effects are not usually detected. In the present study we have analyzed 25 domestic hearths and kilns located at three archaeological sites in Portugal. Results show shallowing inclination effects and the importance that ATRM correction has for this type of studies. In these combustion structures it has been detected differences between 2 and 13 degrees in the inclination, on the contrary, magnetic declination has being unaffected. It is therefore intended to emphasize that ATRM can greatly affect the results of directional archaeomagnetic studies, and hence produce strong repercussions when overlooking this fact, both in the construction of paleosecular variation curves as in the archaeomagnetic dating.*

Key words: *Archaeomagnetism, anisotropy, thermorremanence, inclination shallowing.*

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El paleomagnetismo es la única fuente de conocimiento de la variación paleosecular (PSV) del campo magnético de la tierra para épocas anteriores a la existencia de datos instrumentales. Los materiales más comúnmente utilizados para el estudio de PSV son estructuras arqueológicas que han sido sometidas a altas temperaturas y que están bien datadas. El arqueomagnetismo es la rama del paleomagnetismo que estudia estas estructuras de combustión. De dichos estudios se derivan datos direccionales y de paleointensidad del campo magnético terrestre que dan lugar a las curvas de variación paleosecular (PSVC). Una de las aplicaciones del arqueomagnetismo consiste en utilizar las PSVCs para la datación de estructuras arqueológicas susceptibles de estudio, pero para ello, es necesario que dichas curvas estén lo suficientemente bien definidas (por ejemplo las curvas de Hervé et al., 2013a; 2013b). Estas dataciones también pueden ser realizadas usando las PSVCs generadas gracias a los modelos globales o regionales del campo geomagnético (Pavón-Carrasco et al., 2009 y Pavón-Carrasco et al., 2014a).

Para asegurar la calidad de los datos arqueomagnéticos se valoran una serie de requisitos que permiten discriminar los válidos de los que han de ser excluidos. Esto es especialmente relevante en los estudios de paleointensidad (Genevey et al., 2008) ya que la consideración de todos los datos sin ningún criterio de selección puede inducir importantes errores que enmascaran algunas características de interés del campo geomagnético. Por ejemplo, en el reciente estudio de Pavón-Carrasco et al. (2014b) se demuestra

cómo se obtienen diferentes modelos geomagnéticos dependiendo de la calidad de los datos de entrada. Las curvas adquieren mayor precisión si sólo se utilizan los datos de mejor calidad, aunque esa restricción, al disminuir el número de datos, constituye también un inconveniente. Por ello es necesario que los nuevos datos direccionales y de intensidad derivados de futuros estudios cumplan criterios de calidad que permitan avanzar en la mejora de las PSVCs y en el conocimiento del comportamiento del campo geomagnético.

Por otro lado, el aplanamiento de la inclinación que afecta a los estudios de paleomagnetismo, fue descubierto en registros sedimentarios (King 1955) y ha sido ampliamente estudiado tanto en este tipo de materiales como en flujos volcánicos (Pavón-Carrasco et al., 2014c) y su efecto es tenido en cuenta por la comunidad científica desde hace décadas. Sin embargo, el aplanamiento de la inclinación no es normalmente corregido en el resto de estructuras arqueológicas susceptibles de estudio, como hogares y hornos. En el presente estudio se va a analizar el efecto de la anisotropía magnética de la termorremanencia en hogares y hornos de poco espesor y las diferencias direccionales que se obtienen al incluir su efecto, con el objetivo, de hacer una reflexión sobre si es o no necesario incluir este tipo de análisis de manera sistemática en todos los estudios de arqueomagnetismo asegurando así una buena calidad de los resultados obtenidos.

MUESTREO

Han sido estudiados un total de 278 especímenes de 25 hogares domésticos y hornos procedentes de tres yacimientos arqueológicos portugueses localizados en Crestelos (Quinta de Crestelos y Povoado de Crestelos, Meirinhos) y en Castelinho (Felgar, Torre de Moncorvo).

En Quinta de Crestelos (QC) y Povoado de Crestelos (PC), de latitud 41.3° N y longitud 6.9° W, se muestrearon, orientados, 25 hornos y pequeños hogares de arcilla cocida. Las muestras pertenecen a la base de las estructuras de combustión y su espesor oscila entre 1 y 3 cm. Las muestras fueron consolidadas en el laboratorio previamente a su estudio. En Castelinho, CAST, (Lat. 41.2° N, Long. 7.0° W) 3 pequeños hornos orientados fueron muestreados y consolidados para su posterior estudio (Fig. 1).

Los hornos y hogares estudiados abarcan un periodo temporal que va desde la segunda edad del hierro a la época romana, y gracias a los estudios arqueológicos de detalle y a datos de carbono14 y termoluminiscencia que se están llevando a cabo, los datos procedentes de este gran yacimiento contribuirán a definir la PSVC de Iberia con un buen control temporal.

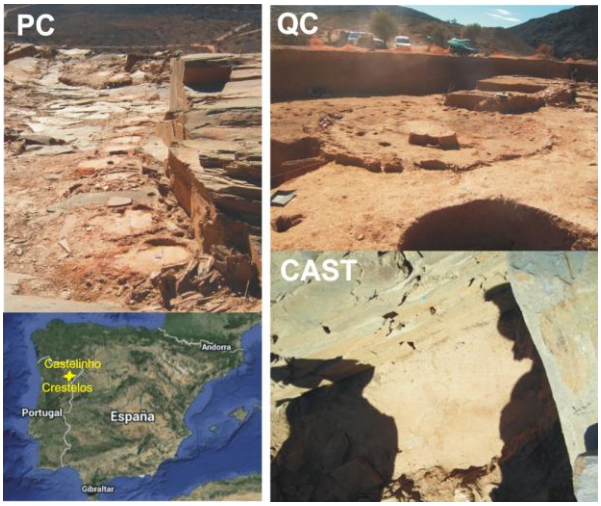


FIGURA 1. *Imágenes y localización de las estructuras estudiadas.*

PROCEDIMIENTO DE LABORATORIO Y ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

El estudio arqueomagnético fue llevado a cabo en el Laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad Complutense de Madrid. En el presente estudio se muestran los resultados de desimanación térmica de los especímenes investigados. Para la desmagnetización térmica se usaron un TSD-1 (Schonsted Instruments) y un MMTD-80 (Magnetic Measurements) y para las medidas de la magnetización remanente (NRM) se usaron un magnetómetro JR5 (AGICO) y un minispin (MOLSPIN). Controles de variación de la susceptibilidad magnética de las muestras se realizaron tras cada paso de calentamiento.

Los especímenes fueron desimanados térmicamente tras ser sometidos a sucesivos incrementos de temperatura (entre 10 y 14 pasos, desde temperatura ambiente y hasta 600ºC). El tensor de anisotropía termomagnética fue calculado, para cada una de las muestras estudiadas, aplicando un campo de 46 μT en seis direcciones cuando el proceso de desimanación térmica de la NRM se encontraba en el paso de 450ºC en el caso de las muestras de CAST y a 500ºC en PC y QC. La corrección de anisotropía fue evaluada sistemáticamente para cada uno de los especímenes estudiados.

La mayoría de los especímenes presentaron una única componente magnética estable que se aisló entre 100 y 500-600ºC, temperatura en la que quedan completamente desimanados (Fig. 2). La magnetita puede ser el principal mineral portador de la magnetización de los especímenes. El tensor de anisotropía de la termorremanencia está bien definido en la mayoría de los casos si bien existen especímenes que no poseen un alto grado de anisotropía.

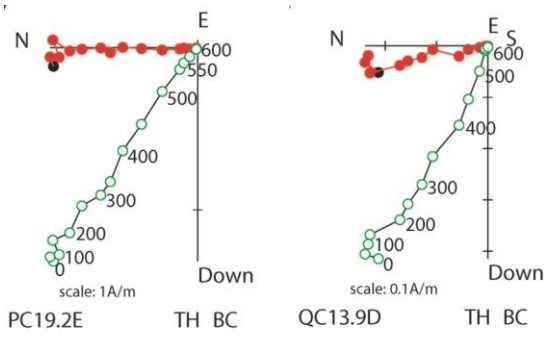


FIGURA 2. *Diagramas de Zijderveld de la desimanación térmica de dos especímenes de los sitios PC y QC.*

Los resultados direccionales de la NRM calculados tanto antes como después de la corrección por anisotropía se resumen en la Tabla 1. Todos los sitios investigados presentan un buen agrupamiento de las direcciones a excepción de los sitios PC 20 y PC26 (con valores de α_{95} de 9.8 y 7.0 respectivamente). Ambos hornos estaban mal preservados y probablemente pudieron sufrir movimientos en sus estructuras después de su último calentamiento que no fueron detectados y pese a que sus valores están representados en la (Fig 3), no son representativos del comportamiento general de la mayoría de los sitios.

Sitio	n	D	I	K	α_{95}	Da	Ia	Ka	α_{95}a
PC16	8	7.3	54.2	483	2.5	6.5	62.7	344	3.0
PC17	10	-3.8	49.8	255	3.0	-7.2	53.9	353	2.6
PC19	9	-1.3	54.8	373	2.7	-4.0	61.3	363	2.7
PC20	17	8.1	54.3	73.8	4.2	8.3	63.0	108	3.4
PC20A	11	-25.0	51.4	16.8	11.5	-23.8	49.3	22.8	9.8
PC21	6	0.0	53.3	291	3.9	-5.0	60.1	393	3.4
PC22	17	1.9	52.9	95.7	3.7	7.8	59.6	94.6	3.7
PC23	20	-6.9	56.8	251	2.1	-7.4	62.1	124	2.9
PC24	23	-0.3	52.6	96.7	3.1	-0.1	59.4	127	2.7
PC25	30	-11.1	55.3	248	1.7	-14.8	63.0	162	2.1
PC26	7	-13.7	63.9	57.4	12.5	-8,7	66.6	74.4	7.0
QC2	9	2.9	53.7	205	3.6	4.2	59.0	203	3.6
QC6	7	-3.8	52.1	906	2.0	-1,2	56.0	550	2.6
QC12	5	4.1	47.0	427	3.7	2.4	60.1	565	3.2
QC13	8	-1.3	56.5	264	3.4	-4.1	60.4	277	3.3
QC27	7	8.3	54.2	612	2.4	7.0	59.0	271	3.7
QC28	8	-5.2	50.2	159	4.4	-2.4	57.7	123	5.0
QC10	10	-19.9	53.5	97	5.2	-18.8	55.9	166	4.0
QC14A	10	-12.9	59.6	249	3.2	-16.4	64.1	321	2.8
QC14C	7	4.6	67.4	148	5.4	-2.3	70.3	723	2.4
QC1	6	-16.9	51.3	599	2.9	-16.1	59.6	713	2.7
QC9	12	-1.2	51.1	103	4.5	-0.6	52.6	92	4.7
CAST.A1	10	15.8	46.6	116	4.5	18.6	58.0	321	2.7
CAST.A3	11	11.0	53.5	136	3.9	7.7	62.7	215	3.1
CAST.B1	10	-5.9	50.2	80	5.4	-6.4	61.8	352	2.6

TABLA I. *Direcciones medias de la magnetización remanente de los sitios investigados:* ***n****, número de muestras;* ***D****, declinación;* ***I****, Inclinación,* ***K****, parámetro de precisión;* α_{95}*, semiángulo de confianza. El sufijo* ***a*** *indica que los valores han sido corregidos por el efecto de la anisotropía de la termorremanencia.*

Si analizamos en detalle cómo afectada la ATRM a las inclinaciones de los sitios estudiados podemos observar variaciones sistemáticas que oscilan entre 2º y 13º (Tabla 1 y Fig. 3). Excluyendo los dos hornos que presentaban valores anómalos de la dispersión, hay que decir que en el 80% de los casos la inclinación magnética aumenta su valor una media de 6.5º al incluir el efecto de la ATRM (Fig. 3).

Por el contrario, en la declinación magnética, no se observa un efecto significativo, aumentando o disminuyendo su valor en los distintos sitios estudiados sin seguir un patrón común (Fig. 3).

Teniendo en cuenta que en los estudios de arqueomagnetismo se exige que el valor del parámetro de dispersión α_{95} sea muy pequeño, el efecto que produce la ATRM en la inclinación hace que las direcciones remanencia magnética sin corregir por este efecto sean estadísticamente distinguibles de las corregidas y por tanto enmascaren el valor real de la inclinación del campo geomagnético existente en el momento de su adquisición.

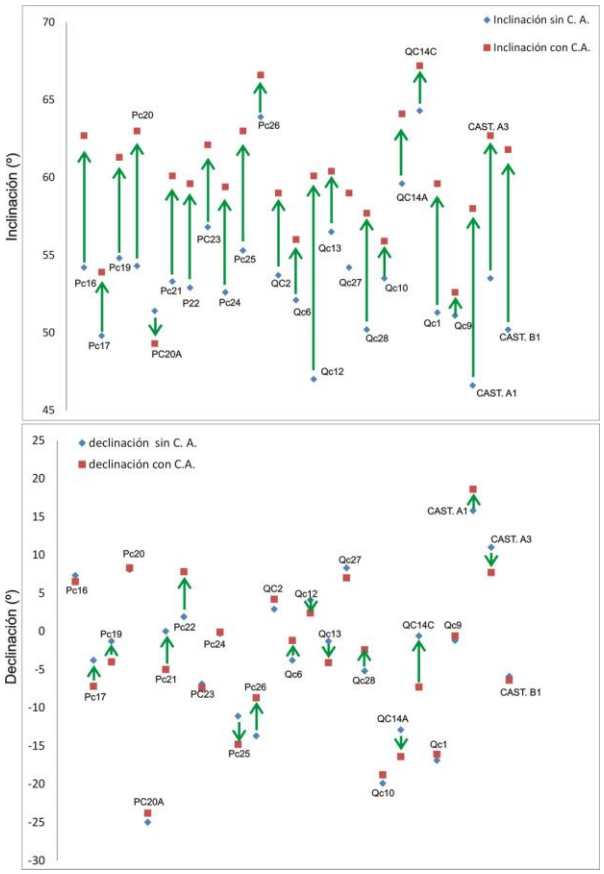


FIGURA 3. *Declinación e inclinación magnética antes (azul) y después (rojo) de realizar la corrección de la anisotropía de la termorremanencia.*

Los resultados obtenidos y las características de las estructuras estudiadas parecen indicar que probablemente el pequeño espesor los hogares y los hornos y su manufactura puedan ser los causantes la anisotropía que presentan las muestras que deriva en el aplanamiento de la inclinación observado.

CONCLUSIONES

El presente estudio demuestra el gran efecto que tiene la anisotropía de la termorremanencia en el

aplanamiento de la inclinación magnética de las estructuras de combustión analizadas. Si dicho efecto no es debidamente corregido, el valor de la inclinación magnética está minusvalorado unos 6 grados de media pudiendo llegar hasta 13 grados.

El escaso espesor de los hogares y hornos analizados, así como el proceso de fabricación pueden ser los causantes del alto grado de anisotropía de la termorremanencia observada.

Finalmente, se pretende hacer un llamamiento a la comunidad científica en este sentido y cuestionar si el análisis de la ATRM debería formar parte del protocolo de laboratorio en los estudios de arqueomagnetismo direccionales, al menos, en estructuras de combustión de poco espesor.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca en el proyecto CGL2014-54112-R del MINECO, que ha sufragado los gastos de campo, de laboratorio y el contrato postdoctoral de APO.

REFERENCIAS

Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, P., McIntosh, G., Osete, M.L., Catanzariti, G., Ruiz-Martínez, V.C. y Núñez, J.I. (2006): First archaeomagnetic secular variation curve for the Iberian Peninsula: comparison with other data from western Europe and with global geomagnetic field models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 7,* Q12001, ttp://dx.doi.org/10.1029/2006GC001476.

Genevey, A., Gallet, Y., Constable, C. G., Korte, M. y Hulot., G. (2008): ArcheoInt: an upgraded compilation of geomagnetic field intensity data for the past ten millennia and its application to the recovery of the past dipole moment. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems,* 9(4), Q04038, ttp://dx.doi.org/10.1029/2007GC001881.

Hervé, G., Chauvin, A. y Lanos, P. (2013a): Geomagnetic field variations in Western Europe from 1500BC to 200AD. Part I: Directional secular variation curve. *Physics of the Earth and planetary Interiors*, 218: 1-13.

Hervé, G., Chauvin, A. y Lanos, P. (2013b): Geomagnetic field variations in Western Europe from 1500 BC to 200 AD. Part II: New intensity secular variation curve. *Physics of the Earth and planetary Interiors,* 218: 51-65.

Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M.L., Torta, J.M. y Gaya-Piqué, L.R. (2009). A regional archeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: Applications to archaeomagnetic dating. *Geochemistry Geophysics Geosystems,* 10 (3).

Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M.L., Torta, J.M. y De Santis, A. (2014a): A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth and Planetary Science Letters*, 388: 98–109.

Pavón-Carrasco, F. J., Gómez-Paccard, M., Hervé, g., Osete, M. L. y Chauvin, A. (2014b): Intensity of the geomagnetic field in Europe for the last 3 ka: Influence of data quality on geomagnetic field modeling: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 15. DOI: 10.1002/2014GC005311

Pavón-Carrasco, F. J., Tema, E., Osete, M. L. y Lanza, (2014c): R. Statistical Analysis of Palaeomagnetic Data from the Last Four Centuries: Evidence of Systematic Inclination Shallowing in Lava Flow Records. *Pure Appl. Geophys. Springer Basel DOI* 10.1007/s00024-014-0946-0

King, R. F. (1955): The remanent magnetism of artificially deposited sediments. *Mon. Not. R. Astron. Soc., Geophys. Suppl.* 7: 115–1.

Remagnetización alpina en la Serra del Cadí (Pirineo Oriental)

Alpine remagnetization in the Cadí Range (eastern Pyrenees)

E.L. Pueyo[1], E. Beamud[2,3], J.A. Muñoz[3], A. Rodríguez-Pintó[4] y G. San Miguel[5]

1 Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, c/ Manuel Lasala 44, 50006 Zaragoza. unaim@igme.es
2 Laboratorio de Paleomagnetismo CCiTUB-CSIC, ICT "Jaume Almera", C/ Solé i Sabarís, s/n. 08028 Barcelona betbeamud@ub.edu
3 Geomodels Research Institute, Dpt. Geodinàmica i Geofísica, Fac. Geología Univ. Barcelona. C/ Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona
4 Universidad de Vigo. Unidad de Magnetometría CACTI. Lagoas Marcosende, Torre CACTI, 36310, Vigo. adriana.rodriguez@uvigo.es
5 Area de Estratigrafía. Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009, Zaragoza. galo.sanmiguel@gmail.com

Resumen: El Pirineo Oriental y en concreto la Serra del Cadí es uno de los sectores de la cadena con menor densidad y calidad de datos paleomagnéticos. En este trabajo se ha revisitado una de las secciones centrales (Pobla de Lillet) donde se han remuestreado rocas del Pérmico, del Maaestrictiense y del Paleoceno. Las rocas de mayor calidad son las areniscas rojas pérmicas y las calizas cretácicas. En las primeras se han identificado dos componentes con valor paleomagnético. La de alta temperatura (hasta 670°C) es similar a la definida en trabajos pioneros, es primaria y no muestra rotaciones significativas. La componente intermedia (hasta 500°C), no identificada en trabajos previos, parece ser una remagnetización sintectónica con el plegamiento (o basculamiento) alpino. La caracterización de rotaciones y la extensión de esta remagnetización (como fuente adicional de información cinemática) debería ser abordada en las rocas pérmicas en trabajos futuros en detrimento de las rocas cenozoicas cuya señal paleomagnética es de inferior calidad.

Palabras clave: Pirineo Oriental, Serra del Cadí, remagnetización alpina, sintectónica.

Abstract: *The eastern Pyrenees, particularly the Cadi Range, displays the less density and quality of paleomagnetic data of the chain. This paper revisited one of the central sections (Pobla de Lillet) where we have resampled Permian, Maastrichtian and Paleocene rocks. Best results were attained in the Permian red sandstones and in the Cretaceous limestones. In the Permian, two components with paleomagnetic meaning were identified. The high temperature component (up to 670 ° C) is similar to that defined in pioneering works, it appears to be primary and does not show significant rotations. The intermediate temperature component (up to 500 ° C), not identified in previous works, seems to be a syntectonic remagnetization with Alpine age. The characterization of rotations and the extension of this remagnetization (as an additional source of kinematics information) should be addressed in Permian rocks in future works since the paleomagnetic signal of Cenozoic rocks is of lower quality.*

Key words: *Eastern Pyrenees, Cadí Range, alpine remagnetization, synfolding.*

INTRODUCCIÓN

En el Pirineo meridional los materiales sintectónicos presentan un excelente grado de exposición, preservación y accesibilidad. Por ello presenta una alta densidad de datos paleomagnéticos (San Miguel et al., 2010) aunque su distribución es muy heterogénea, siendo más numerosos en los sectores centro-occidentales. Las sierras del Cadí y Pedraforca, en el sector oriental, aparte de algunos antecedentes pioneros (Vandongen, 1967), fueron objeto de estudio en la década de los 90 cuando se abordaron tanto la cuestión de la rotación de las unidades cabalgantes (Keller, 1992; Dinarès-Turell, 1992) como la datación de sus series sintectónicas (Burbank et al., 1992). No obstante, la calidad de los datos de estos sectores es modesta (Figs. 1 y 2), tanto en la definición estadística de los vectores (> 30% no pasa los criterios de Van der Voo, 1990), como en la propia naturaleza de la señal paleomagnética que, en muchos casos, no ha permitido obtener resultados (≈ 30%). En este trabajo hemos revisitado un corte entre los perfiles de Bagá y Gombrén (Burbank et al., 1992) desde el techo de las unidades de basamento (Pérmico) hasta la secuencia basal de las unidades de cobertera.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

La unidad del Cadí se extiende entre el Segre y el Mediterráneo, ocupando gran parte de la vertiente meridional de los Pirineos. Está constituida por materiales de zócalo hercínico y por una serie de cobertera formada por materiales del Estéfano-Pérmico, Triásico, Cretácico superior, Garumniense y una potente serie eocena de hasta 3000 m que representa los primeros estadios de la cuenca de antepaís surpirenaica del Pirineo oriental, cuya parte septentrional fue incorporada y desplazada hacia el sur por el manto del Cadí. En la zona de estudio se identifican las siguientes estructuras de sur a norte: pliegues de antepaís E-W, cabalgamiento de Vallfogona, sinclinal de Ripoll, apilamiento antiformal del Freser y cabalgamiento fuera de secuencia de Ribes-Camprodón (Muñoz et al., 1986).

A pesar de que la compresión se inició en el Cretácico superior con el desarrollo de cabalgamientos

en la zona del Pedraforca, el acortamiento siguió durante el Eoceno y culminó en el Eoceno superior-Oligoceno en los Pirineos orientales (Burbank et al., 1992).

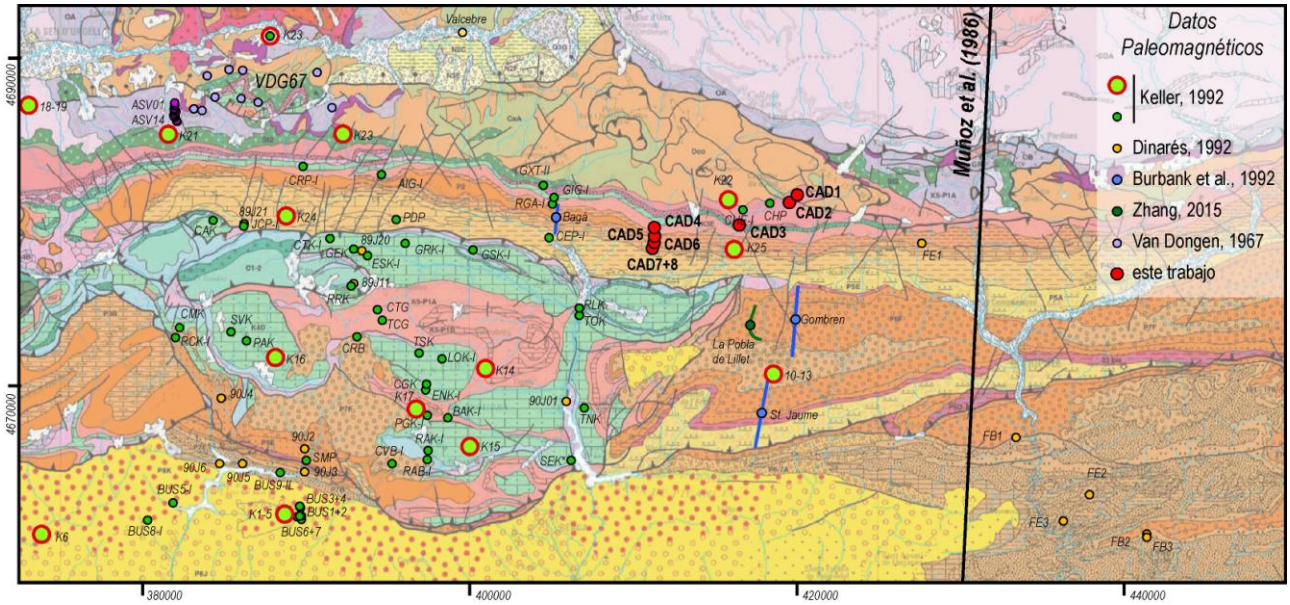


FIGURA 1. *Mapa Geológico de las unidades de Pedraforca y Cadí (ICGC) con la posición de las estaciones estudiadas y las de otros autores.*

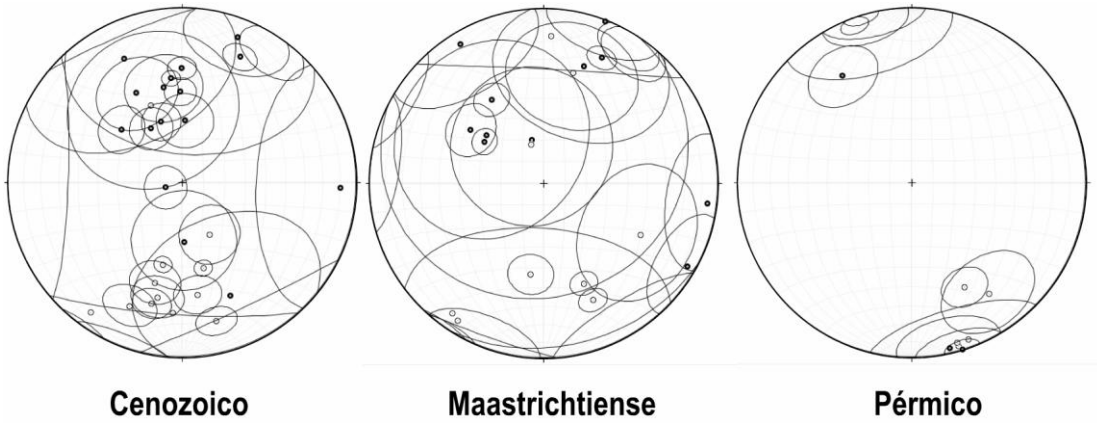


FIGURA 2. *Proyección estereográfica de los datos paleomagnéticos en las unidades del Cadi y de Pedraforca estudiadas por otros autores: Van Dongen (1967), Keller et al. (1994), Dinarés et al. (1992), Burbank et al. (1992) distribuidos por edades.*

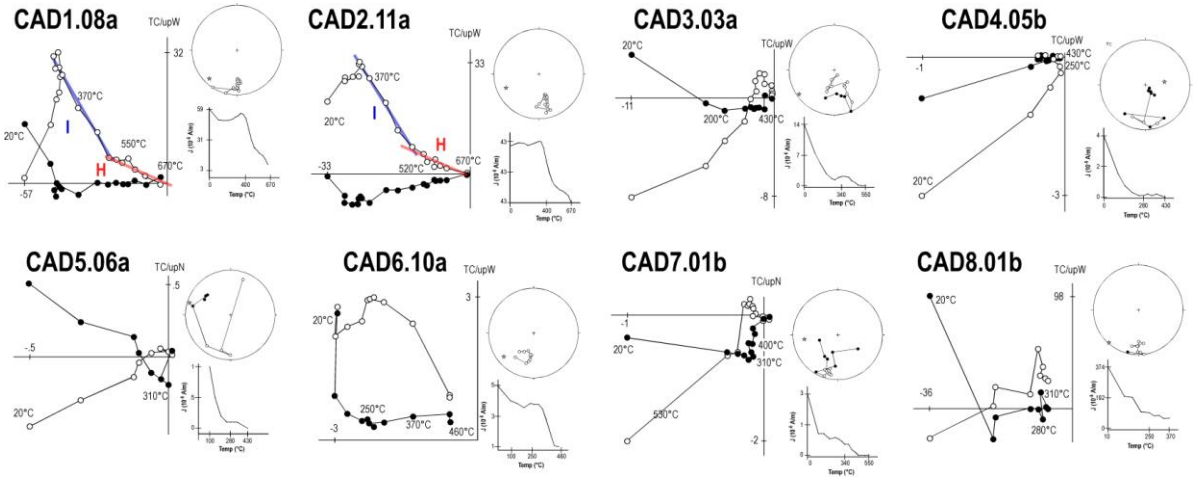


FIGURA 3. *Diagramas ortogonales de desmagnetización de muestras seleccionadas, también se incluye la caída de la intensidad de la magnetización frente a la temperatura y la proyección estereográfica (equiareal).*

Site	NRM	k		min	max	steps	n	N	DEC-bac	INC-bac	α95	k	strike	dip	DD	Dec-abc	Inc-abc	Edad	Litología
CAD1-I	7000	446	*PCA*	*364*	*500*	*5*	10	10	180	-5	9	37	106	33	S	176	-36	**Terciaria**	**Arenisca**
CAD1-H	-	-	*PCA*	*511*	*670*	*6*	10	10	177	20	5	104	106	33	S	178	-12	**Pérmico**	**Arenisca**
CAD2-I	4000	367	*PCA*	*343*	*513*	*6*	12	12	179	15	6	58	106	66	S	172	-49	**Terciaria**	**Arenisca**
CAD2-H	-	-	*PCA*	*520*	*660*	*6*	12	12	176	40	9	29	106	66	S	178	-24	**Pérmico**	**Arenisca**
CAD3	1100	86	*PCA*	*363*	*575*	*8*	12	12	158	15	8	38	84	63	S	152	-45	**Maestrictie**	**Caliza**
CAD4	200	6	*PCA*	*264*	*364*	*4*	5	12	178	36	11	101	95	47	S	179	-11	**Paleoceno**	**Caliza dolom**
CAD5	300	86	*VPD-R*	*304*	*406*	*4*	4	11	219	-52	17	43	242	33	N	193	-34	**Cuisiense**	**Margas**
CAD6	400	239	*VPD-R*	*308*	*453*	*6*	4	14	194	-10	14	8	110	66	S	172	-74	**Cuisiense**	**Margas**
CAD7	300	-5	*PCA*	*285*	*460*	*7*	10	11	201	-4	16	13	130	35	S	196	-37	**Cuisiense**	**Margas**
CAD8	17600	-4	*PCA*	*260*	*415*	*6*	3	4	207	73	43	14	81	126	S (i)	186	-49	**Cuisiense**	**Margas**

TABLA 1. *Datos paleomagnéticos de la Sª del Cadí. k (susceptibilidad magnética) en 10-$^{-6}$ S.I., NRM (magnetización remanente natural) en 10^{-6} A/m. min-max-step: intervalo de desbloqueo y nº de pasos medio. BAC: datos in-situ (before any correction), ABC: restituidos (after bedding correction). Estratificación (strike, dip, DD, regla de la mano derecha, [i] invertida). PCA. Análisis de componentes principales. VPD-R: direcciones virtuales resultantes.*

DATOS PALEOMAGNÉTICOS

Por medio de una perforadora portátil se han muestreado 8 nuevas estaciones (tabla 1) orientadas en el campo que incluyen dos puntos en rocas Pérmicas, uno en Cretácico Superior (calizas de Areny), uno en calizas del Paleoceno y cuatro en margas del Ilerdiense-Cuisiense (Fms. Sagnari y Corones). Estructuralmente, las estaciones superiores se localizan en el flanco N del sinclinal de Ripoll, el cual ha sido basculado hacia el Sur por el apilamiento antiformal de la Zona Axial. Las rocas pérmicas muestreadas se encuentran solidarias con el basamento hercínico que integra dicho apilamiento antiformal. Se ha llevado a cabo una desmagnetización térmica detallada (de hasta 19 pasos) en el Laboratorio de Paleomagnetismo UB/CSIC por medio de un horno MTMD y un magnetómetro criogénico 2G (755-1.65). El procesado de las muestras se llevó a cabo con el software VPD (Ramón y Pueyo, 2012).

Con la excepción del Pérmico, todas las estaciones estudiadas mostraron valores de susceptibilidad y remanencia natural moderadas o bajas, dos de las estaciones eran diamagnéticas. Además de la componente viscosa hasta 100-200°C, las rocas estudiadas mostraron componentes características diversas (Fig. 3). Las del Ilerdiense-Cuisiense (CAD5 a CAD8), se desmagnetizan entre 250-450°C siendo las direcciones de calidad mediocre (baja intensidad, frecuentes direcciones erráticas, aumentos de susceptibilidad magnética e intensidad de magnetización alrededor de 400-500°C). El método de direcciones virtuales tuvo que ser aplicado en dos de estas estaciones (CAD5 y 6). Los datos previos de otros autores (Fig. 2) delatan la deficiente calidad de estas rocas (Keller, 1992; Dinarès-Turell, 1992; Burbank et al., 1992). Las rocas del Maastrichtiense (CAD3) muestran mejor calidad y direcciones desbloquedas desde ≈ 350°C hasta 575°C. Finalmente, las areniscas rojas pérmicas, sin datos previos hasta ahora (Van Dongen [1967] trabajó en rocas volcanoclásticas desmagnetizadas por campos alternos [AF], muestran un comportamiento multicomponente; una dirección intermedia se desmagnetiza entre ≈350-515°C y otra de alta temperatura entre ≈500-670°C.

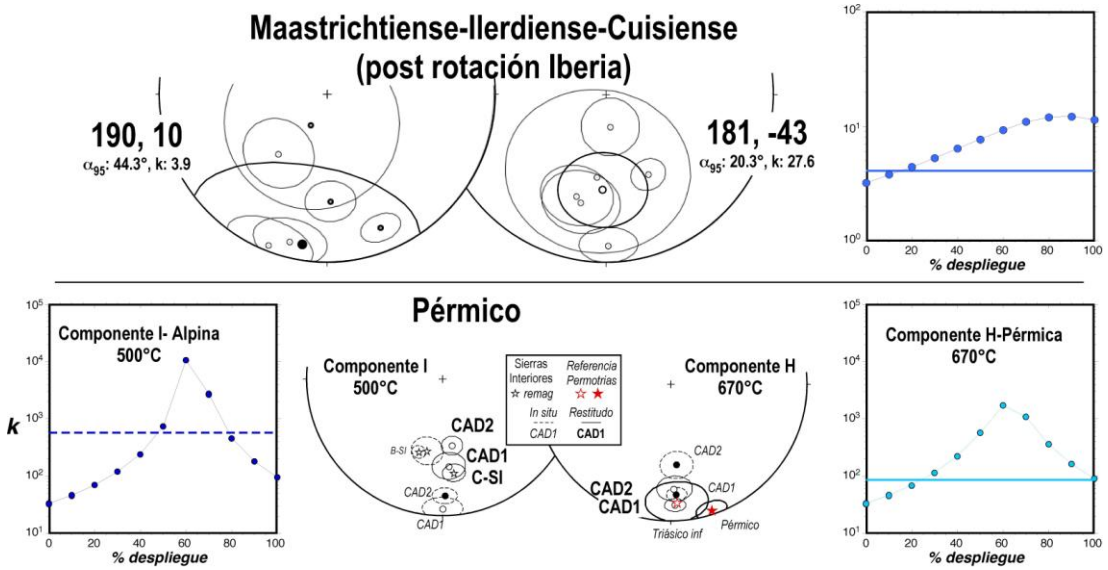


FIGURA 4. *Estabilidad de la magnetización en las rocas de la Sierra del Cadí. Parte superior; datos de las rocas del Maastrichtiense y del Cenozoico. k vs despliegue (%) Inferior: Pérmico, las componentes de temperatura intermedia (I) y alta (H) han sido tratadas por separado.*

DISCUSIÓN

Todas las muestras estudiadas presentan direcciones de polaridad inversa (Sur) al abatir las capas a la horizontal, lo que ha impedido realizar la prueba de inversión. Sin embargo, datos previos del sinclinal del Ripoll en las series Paleoceno-Eocenas (Burbank et al., 1992) mostraron dos polaridades aunque también una elevada dispersión en las direcciones medias. Las pruebas del pliegue realizadas, con estaciones propias y de trabajos previos sugieren la adquisición previa al plegamiento (Fig. 4). A pesar de la calidad limitada de los datos estas pruebas confirman el carácter primario de la magnetización del Cretácico Superior y del Cenozoico de la Sierra del Cadí.

Sin embargo, los datos de areniscas rojas pérmicas presentan un comportamiento diferenciado. La componente de alta temperatura (500-670°C), muestra un carácter sintectónico no significativo, aunque el hecho de que la inclinación de los datos al restituir al 100% sea ecuatorial y muy similar (Fig. 2) con los datos de Van Dongen (1967) y la referencia Pérmica, indican su carácter primario.

Por otra parte, la componente intermedia (hasta 500°C) es sintectónica y significativa (Fig. 4) con un óptimo al 60% de restitución que predice una dirección 178,-23 (α_{95}: 2.4° y k:10^4). Considerando las edades de plegamiento del manto del Cadí, esta componente es alpina. Tampoco se puede descartar que el apilamiento antiformal responsable del basculamiento hacia el Sur de estas rocas, haya modificado el valor de la inclinación observado en la prueba del pliegue. De hecho la restitución completa de las capas permite observar valores de inclinación muy similares a los encontrados en las componentes de remagnetización cenozoicas descritas en las Sierras Interiores del Pirineo Occidental (Oliva-Urcia y Pueyo, 2007; Izquierdo-Llavall, et al., 2015).

CONCLUSIONES

El Pirineo Oriental también ha sido afectado por procesos de remagnetización, probablemente asociados a la carga del manto del Pedraforca y de la cobertera mesozoico-cenozoica. Es de destacar que la posición y el estilo estructural del manto del Cadí es similar a las de las Sierras Interiores, donde se han caracterizado las remagnetizaciones asociadas a la deformación alpina (Muñoz et al., 1986, Oliva-Urcia y Pueyo, 2007). Se desconoce, la extensión lateral y el posible efecto de esta componente inversa alpina en las magnetoestratigrafías existentes.

Los nuevos datos aportados en la Sierra del Cadí, confirman la ausencia de rotaciones de eje vertical en el Pirineo Oriental apuntada por otros autores (Keller et al., 1994). Sin embargo, y considerando la calidad de la señal magnética de las rocas cenozoicas, sería más interesante y fiable abordar en el futuro el estudio detallado de rotaciones en las calizas del Maaestrichtiense o en las areniscas rojas del Pérmico, a la vez que se obtiene información adicional sobre el proceso y extensión de la remagnetización descrita.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado con los Proyectos Pmag3Drest-CGL2009-14214 y DR3AM- CGL2014-55118 del MINECO y del 3DR3- PI165/09 del Gobierno de Aragón.

REFERENCIAS

Burbank, D.W. et al. (1992): The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain. *Geological Society America Bulletin*, 104: 9: 1101-1120.

Dinarès, J. et al. (1992): Contrasting rotations within thrust sheets and kinematics of thrust tectonics as derived from palaeomagnetic data: an example from the Southern Pyrenees. In *Thrust tectonics* (pp. 265-275). Springer Netherlands.

Izquierdo-Lavall, E. et al. (2015): Multi-episodic remagnetization related to diachronous thrusting in the Pyrenean Internal Sierras. *Geophysical Journal International,* 201: 891–914.

Keller, P. et al. (1994): Palaeomagnetic evidence for post-thrusting tectonic rotation in the Southeast Pyrenees, Spain. *Tectonophysics*, 239 (1): 29-42.

Muñoz, J. A. et al. (1986): Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 8 (3): 399-405.

Oliva-Urcia, B. y Pueyo, E. L. (2007): Rotational basement kinematics deduced from remagnetized cover rocks (Internal Sierras, Southwestern Pyrenees). *Tectonics,* 26 TC4014.

Ramón, M.J. y Pueyo, E.L. (2012): Automatic calculation of demagnetization intervals; a new approach based on the virtual directions method and comparison with the linearity spectrum analysis. *Geotemas*, 13: 1180-1183.

San Miguel, G. et al. (2010): Pyrenean Paleomagnetic Database; Concept, state-of-the-art, and web interface design. *Resúmenes MAGIBER VI-Paleomagnetismo en España y Portugal*: 50-53.

Van der Voo, R. (1990): The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 184: 1-9.

Van Dongen, P. G. (1967): The rotation of Spain: palaeomagnetic evidence from the eastern Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 3: 417-432.

Squeezing paleomagnetic information using *virtual directions*; an example from the Bielsa granite (Axial Pyrenees)

Extrayendo el máximo partido a la información paleomagnética con direcciones virtuales*; un ejemplo del granito de Bielsa (Pirineo Axial)*

M.J. Ramón[1], E.L. Pueyo[1], B. Oliva-Urcia[2], R. Scholger[3], M.T. Román-Berdiel[4] and A.M. Casas[4]

1 Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza 50006 Zaragoza. unaim@igme.es
2 Dept. Geología y Geoquímica. Fac. Ciecnias, Universidad Autónoma de Madrid 28049 Madrid. belen.oliva@uam.es
3 Gams Paleomagnetic Laboratory. Dpt. Geophysics. University of Leoben. Frohnleiten, Gams, Austria. robert.scholger@unileoben.ac.at
4 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza 50009 Zaragoza. mtdjrb@unizar.es, acasas@unizar.es

Abstract: The Bielsa granite is located within the Bielsa thrust sheet, one of the basement thrusting units in the Central Southern Pyrenees. Internal deformation of this nappe during the Pyrenean compression is evidenced by folding of the unconformable Triassic red beds overlying the granite, that has been intensely fractured both during the Late-Variscan and Pyrenean stages. Detailed directional analysis of paleomagnetic data in the Bielsa granite by means of the VD (virtual direction) method indicates that in spite of the poor results obtained by means of conventional directional analysis, reasonable means can be produced from the application of the VD software. The results obtained indicate that a post-folding remagnetization with normal polarity involving the Bielsa granite may have taken place during the Cenozoic, correlating with similar processes in the Axial Zone and the Internal Sierras.

Key words: *Vittual directions, Bielsa granite,* remagnetization

Resumen: *El granitoide de Bielsa está situado dentro de la lámina de cabalgamiento de Bielsa, una de las láminas de zócalo que conforman la Zona Axial en los Pirineos Centrales. La deformación interna de esta lámina durante la compresión pirenaica está atestiguada por el plegamiento de las capas rojas del Triásico depositadas discordantemente sobre el granito, que por su parte ha sido fracturado intensamente durante las etapas tardihercínica y pirenaica. El análisis direccional detallado de los datos paleomagnéticos mediante el método VD (virtual direction) indica que a pesar de los resultados a priori poco satisfactorios obtenidos mediante el análisis direccional convencional, el método VD permite obtener medias razonablemente justificadas. Los resultados obtenidos indican una remagnetización post-folding con polaridad normal que afectó al granito de Bielsa durante el Cenozoico, y que se correlaciona con procesos similares relacionados con la orogénesis y acaecidos en la Zona Axial y Sierras Interiores.*

Palabras clave: Direcciones virtuales, granito de Bielsa, remagnetización

INTRODUCTION

The virtual directions (VD) method (Pueyo, 2000; Ramón, 2013) is an auxiliary tool to extract the optimal results from the paleomagnetic data in an objective way. VD method calculates all possible vectors between all demagnetization intervals for each specimen of a site, the estimation is based on the classic principal component analysis; PCA (Kirschvink, 1980). Directions and great circles can be calculated without including the origin (difference vectors) and including it (resultant vectors). The hypothesis behind is that any stable direction will stand out above the scattered directions. The use of VD method to help determining the NRM components implies several assumptions that are otherwise applicable to all methods proposed for calculating ChRM directions, they are: 1) a ChRM can be isolated with the selected demagnetization process. 2) directions must be continuous, all valid steps within a given demagnetization interval are included to calculate any direction 3) the stepwise demagnetization process is expected to be homogeneous among the collection. 4) a magnetization component can be identified with a sufficient number of demagnetization steps and with an enough quality (maximum angular deviation; MAD). The Virtual Paleomagnetic Directions (VPD) software (Ramón and Pueyo, 2012; Ramón, 2013) allows the application of the VD method, as well as other well-established approaches (stacking routine, linearity spectrum analysis, demagnetization circles and the classic principal component analysis; see references in Ramón and Pueyo, 2012). For a number of reasons, the paleomagnetic signal is often very noisy, weak or inadequate recording the magnetic field, the acquisition mechanisms are inefficient or physical and chemical changes may happen during the rock history that affect the quality of the magnetic carriers, etc. In this work, we introduce an example from the Bielsa granite in the Axial Central Pyrenees. A paleomagnetic investigation (Casas et al., 2003) did not apparently yield any

significant result. In this paper, we revisit this example using the VD method aiming to squeeze the dataset to obtain a plausible paleomagnetic interpretation.

GEOLOGICAL SETTING

The Bielsa granite is a quartz-rich granite with K-feldespar, plagioclase, biotite and amphibole-bearing facies emplaced during Late Carboniferous. The country rocks of the Bielsa granite are Cambrian and Ordovician sandstones and shales. The intrusion is roughly concordant with the overall WNW-strike of regional cleavage in the country rocks that witness deformation during the Variscan orogeny through two stages of metamorphism (Mirouse et al., 1993).

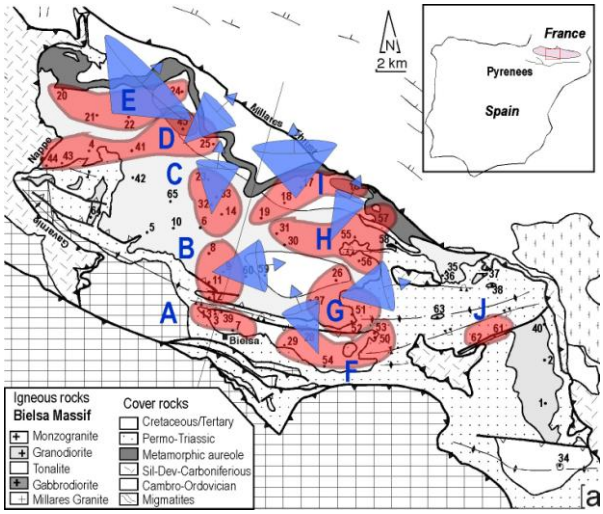


FIGURE 1. *Bielsa granite showing the sampling sites, the grouping of them and the mean declinations (plus □ 95) projected on the map.*

Group	sites	X (30T)-ed50	Y (30T)	N (N)	n	D(bac)	I(bac)	a95	k	PolA
Bielsa A	3,7,13,39	728564	4725678	9	9					N+R
Bielsa B	8,9,11,12	724680	4737355	13	12	83	54	28	4	N+R
Bielsa C	6,14,23,32,33	728768	4728249	10	9	7	42	24	6	N+R
Bielsa D	4,25,41,43,44,45	730707	4730259	5	4	47	56	25	19	N
Bielsa E	20,21,22,24	731866	4731039	6	5	45	-14	59	6	N+R
Bielsa F	28,29,50,53,54	725140	4723498	6	6	339	-2	22	12	N+R
Bielsa G	26,27,51,52	724922	4725820	8	7	78	25	27	7	N+R
Bielsa H	30,31,55,56,57	724529	4726165	11	8	25	70	18	12	N+R
Bielsa I	16,17,18,19	724452	4728540	7	4	358	-4	41	8	N+R
Bielsa J	61,62	717963	4724751	4	4					N+R
Sites mean				8	10	29	34	35.3	3.9	
Specimens mean				79	79	22	54	22.9	3.9	

TABLE 1. *Bielsa granite mean ChRM directions (groups).*

The granite is located in the central part of the Axial Zone. The movement of Alpine basement thrust sheets is contemporary with the southward movement of the cover thrust sheets and the formation of the Cenozoic basins (marine and continental) in the southern Pyrenean Zone. The basement thrusts of the Axial Zone in this area are from top to bottom: Millares, Gavarnie, Bielsa and Guarga (Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2002). The Cenozoic compressional geometry of the Bielsa thrust sheet can be deciphered from the Triassic red beds unconformably overlying the Bielsa granite. However, because of the complexity of basement-cover relationships folds in the Triassic cover do not correspond with folds in the granite, which are essentially deformed by reverse faults, with local development of cleavage consistent with reverse shear (Casas et al., 2003; Román-Berdiel et al., 2004). Although there is not a complete consensus in this matter, the Bielsa thrust sheet is considered to be the basement of the Cotiella nappe, and therefore one of the deepest areas exhumed at present in the Axial Zone.

PALEOMAGNETIC DATA

Sixty-five sites were drilled in the field for AMS purposes (Román-Berdiel et al., 2004). From them, a smaller collection of specimens from 43 sites was selected to perform paleomagnetic and rock magnetism analyses in the Bielsa granite. Alternating field (AF) and thermal (TH) stepwise demagnetisations (10 and 15 steps) were done in Gams Paleomagnetic Laboratory (Austria) with a DCSQUID magnetometer (2G, 760-3.0) and a MMTD-1 oven. In total 148 samples were studied. Magnetic carriers were characterized by several analyses in the laboratory including IRM acquisition curves and its thermal demagnetization as well as hysteresis loops (Casas et al., 2003) pointing to the pervasive occurrence of magnetite with large grain sizes (MD and PSD). Samples were grouped in sectors (from A to J) following N-S sections (Fig 1).

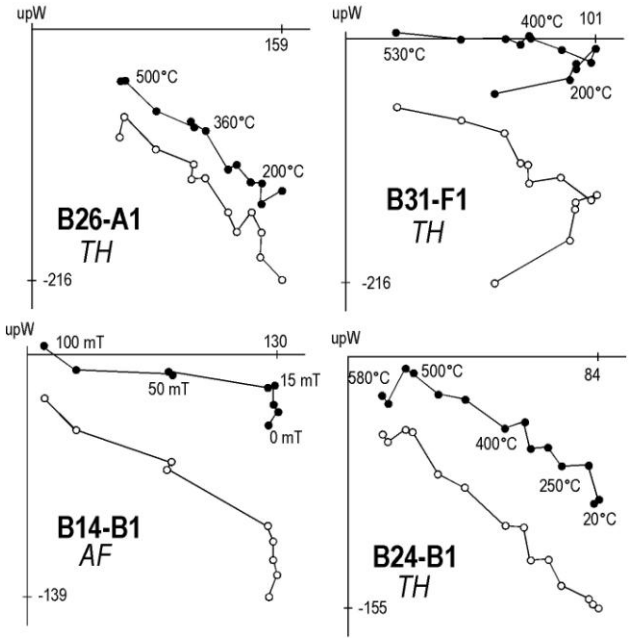


FIGURE 2. *Orthogonal diagrams of stepwise demagnetizations*

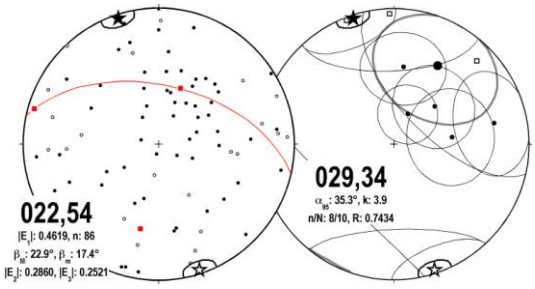


FIGURE 3. *Bielsa granite means after standard PCA analysis. Left, individual directions. Right. Group means. Permian reference is shown as a star.*

Paleomagnetic directions were defined between 300° and 575°C (Fig. 2 and Table 1). However, the quality of the diagrams (stability of the signal) was very poor in many of the demagnetized samples. The characteristic components are very scattered (Fig. 3). However, they are consistent once steroplots of specimens are compared with group means. Despite the noise and the significant difference with the expected Carboniferous or Permian (equatorial) directions, the mean eigenvector calculated from the specimens (022,54) may still have paleomagnetic sense, and this has motivated us to apply the virtual direction method.

VIRTUAL PALEOMAGNETIC DIRECTIONS IN BIELSA: DISSCUSSION

Only the TH samples (90%) were processed, since the filtering of VD of both methods cannot be done simultaneously. The total VD set is proportional to the number of demagnetization steps (n). The resultant directions, those including the origin of the diagram, are $(n^2+n)/2$ while the difference vectors are $(n^2-n)/2$, given a total of n^2 directions per sample. Besides, we have applied some filters to the total VD set. The first one is related to the quality of the directions, as defined by the maximum angular deviation (MAD) obtained when fitting directions using PCA (Kirschvink, 1980). Only MAD < 15° were considered here. The second is related to the unblocking temperature spectrum. Thus, we have calculated VD in unblocking windows of 100°C (Fig 4). The VD set is evaluated under the light of the orientation matrix (Woodcock, 1977), particularly using the main eigenvector (E1) as well as the contour diagrams (interval & significance level= 2).

The first VD window (100°C) seems to record the present field and in the second (100-200°C) the noise is higher. However, from 300°C onwards a structured signal can be recognized and the orientation matrix of the subsequent dataset improves towards the clustering region (Fig. 5). Despite the similarity to the present-day field, a viscous component can be ruled out considering the spectrum of unblocking temperatures. Particularly striking is the difference between the orientation of the main eigenvalue of VDs (Fig. 4) and the means based on conventional PCA analysis (Fig. 3). The difference between the calculations based on the observation of individual orthogonal diagrams and the results of the VD highlights the potential observation bias caused by the scientist when data are scattered.

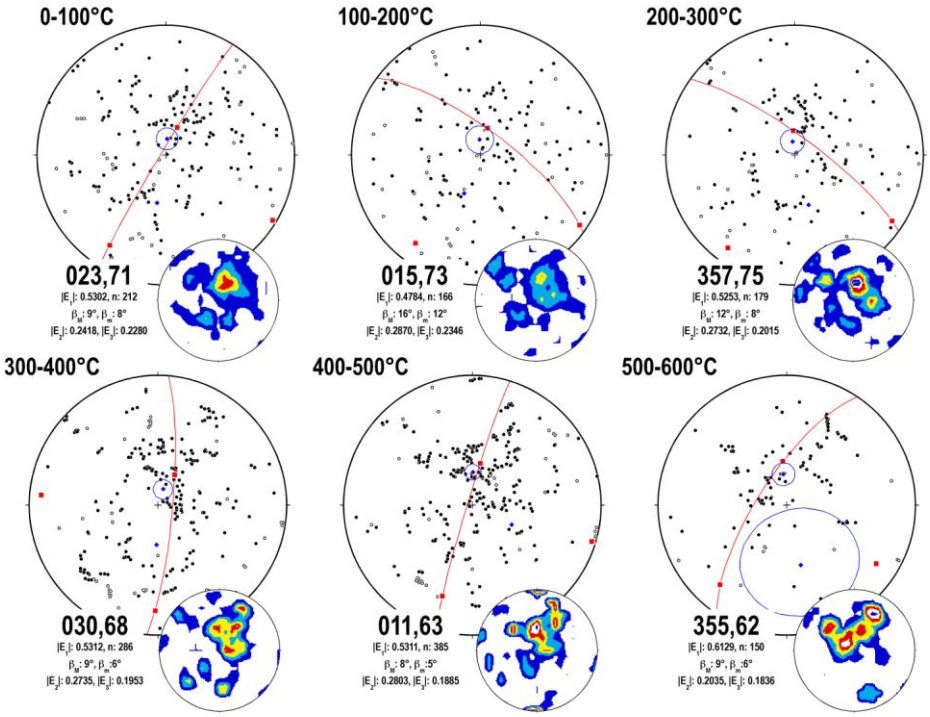


FIGURE 4. *Virtual directions in the Bielsa granite, resultant vectors in unblocking temperature windows (100°C). Eigenvalues of the distribution matrix are displayed. Only the first eigenvector (E1) is shown together with its confidence ellipses.*

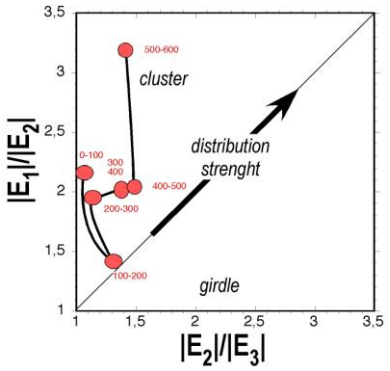


FIGURE 5. *Woodcock diagram showing the enhancement of the clustering with the unblocking temperature in the VD dataset.*

Therefore, we have applied the VD method trying to minimize the number of virtual directions in order to obtain a paleomagnetic mean comparable to standard procedures (very dependent on the number of data). Thus, we have selected a single filter that tries to isolate the better and more stable results from our dataset: unblocking window 350-550°, MAD ≤ 7° and ≥ 5 steps involved in the fitting.

The direction obtained is strikingly similar (Cenozoic inclinations and non-significant rotations) to the direction of remagnetization found in the Internal Sierras just south of the study area (Izquierdo-Llavall et al., 2015) but with the opposite polarity. That remagnetization is related to the thick sedimentary load, it has been dated as Oligocene considering the deformation timing and its postfolding character, and it is widely recognized all along the Central Pyrenees south of the Axial Zone (Oliva and Pueyo, 2007). Recently, Izquierdo-Llavall et al. (2015) have also reported the occurrence of an older remagnetization event lasting longer and, thus, records several polarity changes. Therefore, the remagnetization of the Bielsa granite during its burial is a plausible hypothesis, although future rock-magnetism analyses should clarify its origin.

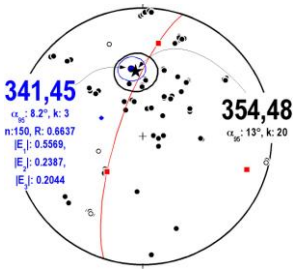


FIGURA 6. *Bielsa granite final filtering mean (blue) and comparison to the remagnetization observed in the Internal Sierras (star- B component normalized; Izquierdo-Llavall et al., 2015).*

CONCLUSION

VD method is able to distinguish between ground noise and stable paleomagnetic signals, particularly in scattered datasets where other methods may fail or the bias caused during the manual fitting (eye-ball) may alter the final result. The VD analysis applied in the Bielsa granite has allowed us to identify a "stable" component after an objective filtering (only good quality directions with intermediate-high unblocking temperatures). This direction is significantly different from any Paleozoic reference and seems to be an Alpine direction since recent remagnetization components in the region are indistinguishable and consistent about the rotation pattern expected in the Bielsa alpine nappe.

ACKNOWLEDGEMENTS

Research financed by the project DR3AM-CGL2014-55118 (MINECO).

REFERENCES

Casas-Sainz, A.M., Oliva-Urcia, B., Román-berdiel, T. y Pueyo, E. (2003): Basement deformation: Tertiary folding and fracturing of the Variscan Bielsa granite (Central Pyrenees). *Geodinamica Acta* 16: 99 -117.

Izquierdo-Lavall, E., Casas-Sainz, A.M., Oliva-Urcia, B. Burmester, R., Pueyo, E.L., y Housen, B. (2015): Multi-episodic remagnetization related to diachronous thrusting in the Pyrenean Internal Sierras. *Geophysical Journal International* 201: 891–914.

Martínez-Peña, M.B. y Casas-Sainz, A.M (2002): Cretaceous-Tertiary tectonic inversion at the Cotiella Nappe (Southern Pyrenees, Spain). *International Journal of Earth Sciences* 92: 99–113.

Mirouse, R. (1993): Carte géologique de la France (1/50000), feuille Vieille-Aure (1083)-Orléans, *Bureau de Recherches Géologiques et Minieres*.

Oliva-Urcia, B. y Pueyo, E.L. (2007): Rotational basement kinematics deduced from remagnetized cover rocks (Internal Sierras, Southwestern Pyrenees). *Tectonics* 26: TC4014

Pueyo, E.L. (2000): Rotaciones paleomagnéticas en sistemas de pliegues y cabalgamientos. Tipos, causas, significado y aplicaciones (ejemplos del Pirineo Aragonés). *Unpublished PhD thesis. Universidad de Zaragoz*a, 296 pp.

Ramón, M.J., (2013): Flexural unfolding of complex geometries in fold and thrust belts using paleomagnetic vectors. *Unpublished PhD University of Zaragoza*, 228 pp.

Ramón, M.J. y Pueyo, E.L. (2012): Automatic calculation of demagnetization intervals; a new approach based on the virtual directions method and comparison with the linearity spectrum analysis. *Geotemas* 13: 1180-1183.

Román-Berdiel, T. et al. (2004): The main Variscan deformation event in the Pyrenees: new data from the structural study of the Bielsa granite. *Journal of Structural Geology*, 26 (4): 659-677.

Woodcock N.H. (1977): Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geological Society of America Bulletin, 99:* 1231-1236.

Magnetic fabrics of Neogene pyroclastic density currents from eastern Iceland

Fábricas magnéticas en corrientes de densidad piroclástica Neógenas del Este de Islandia

M. S. Riishuus[1] and V. C. Ruiz-Martínez[2]

1 Nordic Volcanological Center, Institute of Earth Sciences, University of Iceland, 101 Reykjavík, Iceland. riishuus@hi.is
2 Dpto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Fac. de C.C. Físicas, Universidad Complutense de Madrid 28040 Madrid. vcarlos@ucm.es

Abstract: Anisotropy of the Magnetic Susceptibility (AMS, a method to measure rock fabrics) studies have proven useful to characterize volcanic processes. These AMS applications contribute to the advancement of our knowledge on many aspects of volcanic hazards. This study evaluates the magnetic fabric signatures of Neogene pyroclastic density currents from eastern Iceland (Bjólfur and Skessa welded tuffs) related to eruptive transport and depositional processes. AMS ellipsoids are mostly oblate, with anisotropy and bulk susceptibility values dependent of the different lithology. After (slight) tilt correction (dipping westerly only 2º-7º), ellipsoid axes directions, in 5 of a total of 6 sites, show sub-horizontal foliation planes, with flow indicators (lineations and imbrication of the minimum axis) that corroborate with the available structural volcanologic observations. In one site ("SK2" from Skessa welded tuff, where an interchange of maximum and minimum axes has been observed), an inverse fabric interpretation is favoured, due to the presence of single-domain ferromagnetic grains, also indicated by hysteresis data.

Key words: AMS, pyroclastic density currents, rock-magnetism, rock-fabric, Iceland.

Resumen: *Los estudios de Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM, técnica para caracterizar la fábrica de rocas) han demostrado su utilidad en la caracterización de los procesos volcánicos. La aplicación de esta técnica contribuye al avance de nuestro conocimiento en muchos de los aspectos asociados a los peligros volcánicos. Este estudio evalúa la fábrica magnética de las corrientes de densidad piroclástica Neógenas del Este de Islandia (tobas soldadas de "Bjólfur" y "Skessa") en su relación con los procesos eruptivos asociados de transporte y deposición. Los elipsoides de ASM tienen forma mayoritariamente oblata, con parámetros de anisotropía y susceptibilidad total sensibles a las distintas litologías. Tras corregir por el ligero basculamiento de las estructuras (buzando 2º-7º hacia el W), las direcciones de los ejes del elipsoide muestran, en 5 de los 6 sitios estudiados, planos de foliación subhorizontales, con indicadores de flujo (lineaciones e imbricaciones del eje mínimo) que corroboran las observaciones estructurales volcanológicas disponibles. En uno de los sitios ("SK2", en las tobas soldadas de Skessa, donde se ha observado un intercambio de los ejes máximos y mínimos), se ha interpretado una fábrica inversa, portada por granos ferromagnéticos mono-dominio, como también indican los experimentos de histéresis realizados.*

Palabras clave: *ASM, corrientes de densidad piroclástica, magnetismo de rocas, fábrica de rocas, Islandia.*

INTRODUCTION, GEOLOGICAL SETTING AND SAMPLING

Iceland pertains to the North Atlantic Igneous Province and is a part of a large elevated area of oceanic lithosphere situated in the junction of the Mid-Atlantic ridge and the Greenland–Iceland–Faroe Ridge. The spreading ridge dissects Iceland in a branched manner that is outlined by the presently active volcanic systems and defined from seismic observations. The Neogene terranes in the fjord-and-valley landscape of eastern Iceland are well mapped and consist of tilted piles of flood basalts (14-8 Ma) that envelop partly exhumed fossil central volcanoes (e.g. Walker, 1974; Óskarsson and Riishuus, 2013). These old volcanoes are a testament to Iceland's explosive volcanic past and several welded tuffs have been documented from the lava pile in this region (Fig.1, Walker, 1962), including the ~10 Ma old Skessa Tuff (areal extent 430 km^2, volume 4 km^3) that erupted from the Breiddalur central volcano. George Walker interpreted Skessa Tuff as a pyroclastic density current that flowed to the north away from the central volcano (Fig. 1). For a mid-oceanic ridge setting the scale and style of explosive volcanism is highly unusual. From rock magnetic studies we attempt to unravel the eruptive, transport and depositional processes responsible for producing two such ignimbrite deposits (e.g. several contributions in Ort et al., 2014). The Skessa tuff (SK) was drilled at three sites: two medial (~10 km, base and top at same locality -SK1, SK2-) and one distal (~20 km, base -SK3-) to its origin in the Breiddalur system, with the purpose of relating fabric to vent proximity. The Bjólfur ignimbrite (BJ) was sampled at one locality but three sites (base -BJ1-, middle -BJ2-, top section -BJ3- of deposit) in order to examine depositional variability in rock fabric (Fig. 1).

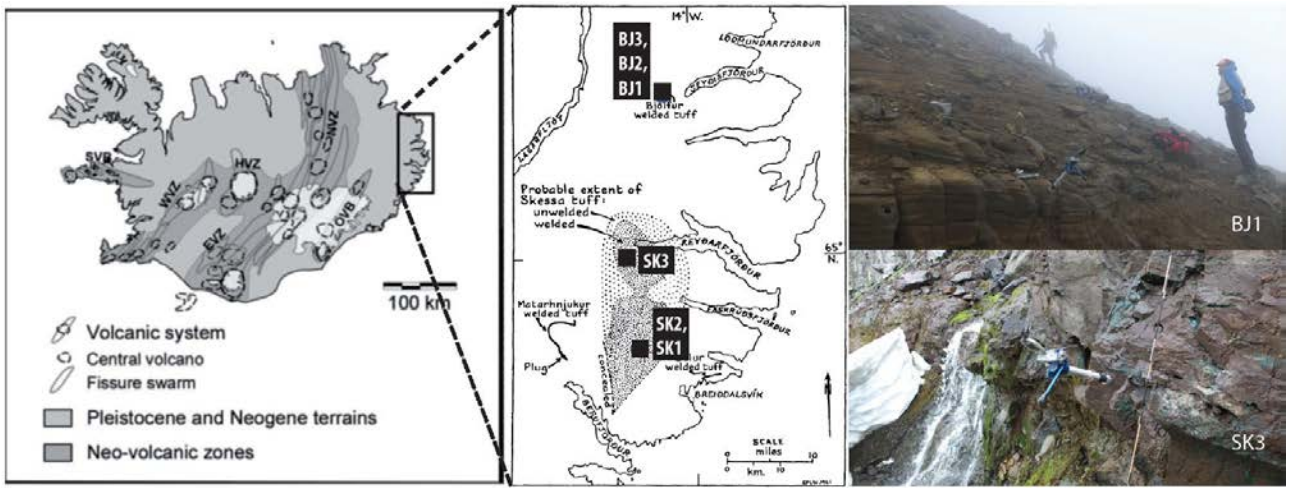


FIGURE 1. *(Left): Geological map of Iceland showing the age succession of the bedrock (from Óskarsson and Riishuus, 2013). The enclosed area shows the easternmost part of the lava pile. (Centre): Outline map of eastern Iceland showing the location of the Tertiary welded tufts described by Walker (1962) including Skessa tuff (SK) and Bjólfur ignimbrite (BJ) (Filled squares: locations of sites BJ1, 2, 3 and SK1, 2, 3).(Right): Fieldwork photographs: drilled and oriented samples from Bjólfur ignimbrite (BJ1, brownish, coarse-grained) and Skessa tuff (SK3, pink, welded tuff with flattened vesicles and pumice clasts filled/replaced with secondary celadonite (green).*

METHODS AND EXPERIMENTAL RESULTS

Hysteresis runs were performed using a Coercivity-Spectrometer (Kazan University). Hysteresis parameter ratios (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) were calculated from loops performed on 3-4 representative samples of each site, to determine the grain size of the ferromagnetic minerals (magnetite, titanomagnetite) present in these volcanic rocks. AMS was measured with a KLY-3 rotatory kappabridge (AGICO) in a total of 66 specimens from the 6 sampled sites. All data were processed using Anisoft4.2 software (*www.agico.com/software*) to create the data files quantifying principal directions of AMS ellipsoids (referred as K1 for maximum, K2 for intermediate and K3 for minimum directions).

All the measurements were conducted at the Paleomagnetic Laboratory of the UCM ("*Universidad Complutense de Madrid*").

Hysteresis data

A small contribution of the paramagnetic fraction was observed in samples from the three BJ sites (Bjólfur ignimbrite) but only from site SK3 (Skessa tuff). SK1, SK2 and BJ1, BJ2 data tend to fall along or slightly above SD+MD mixing curves 2 and 3 calculated for magnetite (Dunlop, 2002), respectively; while data from relatively weakly magnetic, coarse-grained samples (BJ3, SK3) are displaced toward the 10 nm SP (superparamagnetic) + SD mixing curve (Dunlop, 2002) for magnetite (Fig. 2).

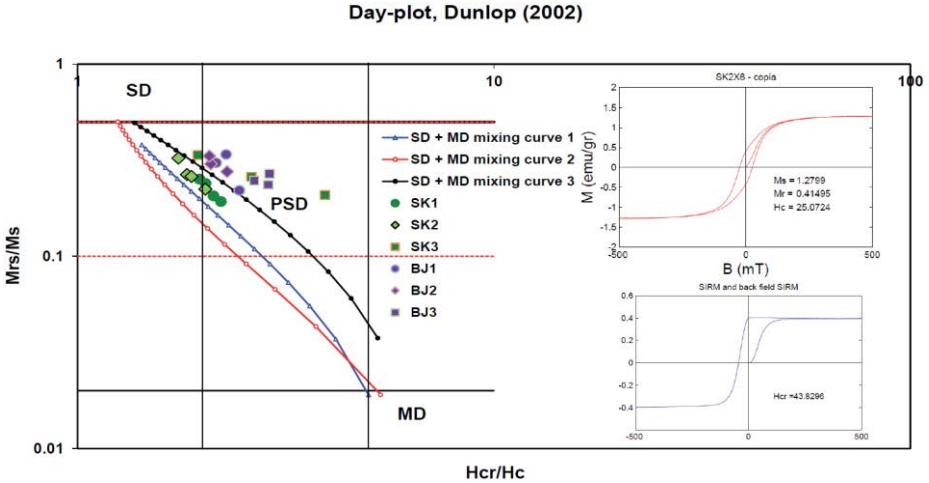


FIGURE 2. *Comparison of our experimental data (hysteresis parameter ratios M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c, corrected for the paramagnetic contribution, for selected BJ and SK samples (purple and green points, respectively) and three theoretical SD+MD different sized-end members mixing curves calculated for magnetite (Dunlop, 2002); from SD (single-domain) through PSD (pseudo-single domain) to MD (multi-domain) regions. Inserted on the right: hysteresis run without any paramagnetic contribution (up, in red) and SIRM (Saturation of Isothermal Remanent Magnetization) and back field SIRM (down, in blue) from the sample (from SK2) closest to the SD region.*

Experimental data fall generally within the PSD region of magnetite or titanomagnetite with very low Ti-content. Only site SK2 samples show H_{cr}/H_c ratios lower than 2, considered the characteristic value (Dunlop, 2002) of the limits of the SD-PSD regions, pointing to a single-domain ferromagnetic contribution, and therefore, alerting of the existence of inverse AMS fabrics in this site.

AMS data

Mean bulk susceptibility (Km) and AMS parameters (Jelínek, 1981) of all specimens are plotted in Fig. 3: The corrected anisotropy degree Pj values are generally not correlated with Km (except in BJ1 and SK1 sites). Samples from SK2 (followed by those from SK1) show the highest Km values and those from SK3 (at the very base) the lowest ones (and also the highest Pj values).

All AMS ellipsoids are mostly oblate (especially SK3 samples, with shape parameter T=0.767 on average) clearly dominating the foliation F (K2/K3) versus the lineation L (K1/K2) values.

Significantly, samples from SK2 (where hysteresis data pointed to single-domain magnetite as main magnetic carrier) show the lowest T (0.111), the lowest Pj (1.006) and the highest Km (0.0247 S.I.) average values (Fig. 3).

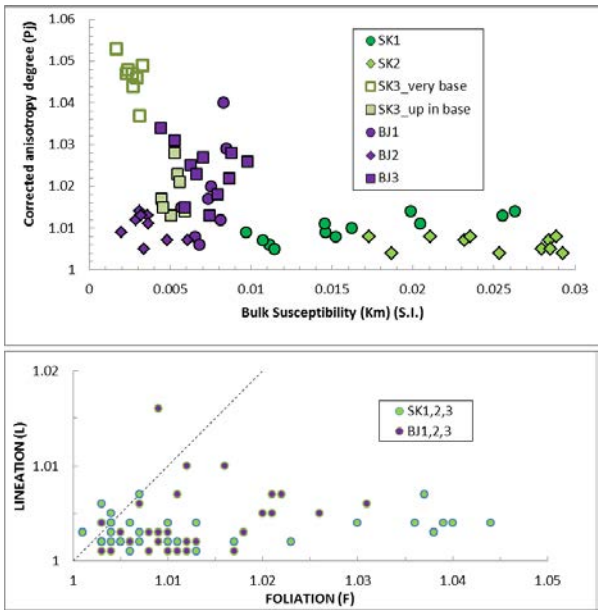


FIGURE 3. *AMS parameters from Bjólfur ignimbrite (BJ) and Skessa tuff (SK). (Up): Corrected anisotropy degree versus Bulk Susceptibility values, together their linear fits -even when no correlated- (SK3 samples are separated in those belonging to the very base and those welded ones up in base). (Down): Lineation (L) versus Foliation (F) showing how data fall well below the bisector indicating mostly oblate-shaped ellipsoids.*

Mean directions of the principal magnetic axes (K1, K2, K3) of all specimens at each site, together their corresponding uncertainty bounds at the 95% confidence level, were obtained using Jelínek (1978) statistics (Fig. 4).

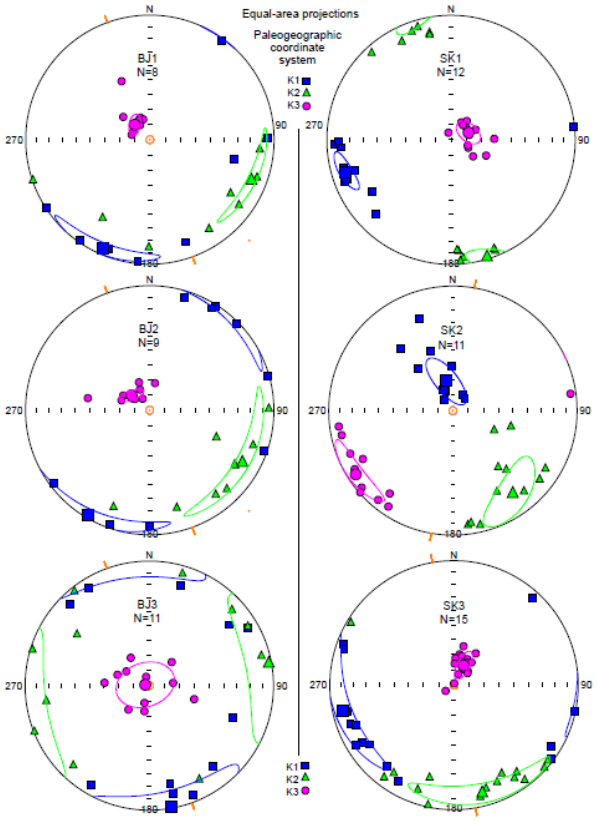


FIGURE 4 *Lower hemisphere, equal-area projections of AMS tilted-corrected axes (K1 -squares-: maximum; K2 –triangles-: intermediate; K3 –circles -: minimum), together with their means (big symbols) and 95% confidence limits (Jelínek, 1978), from Bjólfur ignimbrites (BJ) and Skessa tuff (SK) sites.*

DISCUSION AND CONCLUSIONS

Despite the low value of dip involved (<7º), K1 inclinations are, in all cases, lower after the tilt corrections (taking into account the paleohorizontal). Minimum directions of ellipsoids are particularly clustered, and foliation planes (containing K1, K2 axes) show a well-developed lineation K1 (Fig. 4).

Foliation planes are sub-horizontal except in SK2 – the top of the tuff- where an inverse fabric is observed, with K1 and K3 interchanged (whereas a normal fabric is observed in the same locality at the base of the tuff). The inverse fabric is also strengthened by hysteresis data indicating the presence of single-domain ferromagnetic grains.

In the distal site SK3, specimens sampled at different levels of the base of this welded tuff show different anisotropy parameters but similar directions (Figs. 3, 4).

Magnetic fabric reveals depositional variability in the Bjólfur ignimbrite (not only with anisotropy parameters dependence on depth) as BJ3 at the top show more scattered K3 directions and without the imbrication observed below in BJ1 and BJ2 (Fig. 4).

Following the criteria (lineations and imbrication of the minimum axis) commonly used to infer flow directions of pyroclastic rocks (e.g. several contributions in Ort et al., 2014), normal fabrics flow indicators in the Skessa tuff are congruent with the available structural volcanologic observations, pointing to a ~NE-directed (Fig. 4) eruption away from the Breiddalur central volcano, the presumed source of this pyroclastic flow (Fig. 1).

Although there is still no volcanologic evidence about the source of the Bjólfur ignimbrite, imbrication of the K3 axis (only observable in BJ1 and BJ2; although not matching the azimuth of the lineation K1), would suggest a ~NW-directed flow direction (Fig. 4). In this case, it could have originated (southwards) in Reydarfjördur central volcano instead in those located north of Bjólfur ignimbrite, as the Borgarfjördur Eystri area. Further AMS and volcanological combined research focusing in the different pyroclasts from the surroundings of these eastern silicic centres may corroborate where they came from.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study has been funded thanks to the EEA Grant "Coordinated Mobility of Researchers, NILS Science and Sustainability (ES07)" (004-ABEL-CM-2014A project). We are grateful to Birgir V. Óskarsson for his guidance and introduction to the Bjólfur ignimbrite.

REFERENCES

Dunlop, D. J. (2002): Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research,* 107, B3, 2056, 10.1029/2001jb000486.

Jelínek, V. (1978): Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 22(1): 50–62.

Jelínek, V. (1981): Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, T63-T67, doi:10.1007/BF01450244.

Óskarsson, B. V. and Riishuus, M. S. (2013): The mode of emplacement of Neogene flood basalts in Eastern Iceland: Facies architecture and structure of the Hólmar and Grjótá olivine basalt groups. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 267: 92–118.

Ort, M. H., Porreca, M. and Geissman, J. W. (eds.) (2014): *The Use of Palaeomagnetism and Rock Magnetism to Understand Volcanic Processes*. Geological Society, London, Special Publications, 396, 281 p.

Walker, G.P.L. (1962): Tertiary welded tuffs in eastern Iceland. *The Quarterly Journal of the Geological Society of London,* 118: 275-290

Walker, G.P.L. (1974): The structure of Eastern Iceland. In: *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area* (L. Kristjansson, ed.). NATO Advanced Study Institutes Series, Reidel Publishing Company, C11, Holland, Dordrecht: 177–188.

Cinemática de la placa Ibérica desde el Pérmico: Polos paleomagnéticos frente a modelos de circuitos de placas

Iberian plate kinematics since Permian times: Paleomagnetic poles versus plate circuit models

S. Rodríguez-Molina[1] y V. C. Ruiz-Martínez[2]

1 Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. srmolina@ucm.es
2 Dpto. F.T.A.A.I, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. vcarlos@ucm.es

Resumen: La placa Ibérica representa un reto dentro del puzle paleogeográfico. Su localización ocupa una posición estratégica para la cinemática global de placas, especialmente durante la apertura del océano Atlántico y el golfo de Vizcaya. Se analizan aquí los polos paleomagnéticos de Iberia disponibles en la literatura y su fiabilidad. Con ayuda de software libre de dinámica litosférica y mantélica (*GPlates*, *GMAP*), se realizan y evalúan diferentes métodos de construcción de "Curvas de Deriva Polar Aparente" de la placa Ibérica desde el Pérmico. Se analiza además la reconstrucción de la cinemática de la placa Ibérica a partir de dos modelos actuales distintos de circuitos de placas, y también a partir de la recopilación de polos paleomagnéticos realizada. Los resultados muestran la necesidad de re-examinar los datos paleomagnéticos disponibles para la placa Ibérica y la de obtener nuevos polos paleomagnéticos de calidad.

Palabras clave: Placa Ibérica, paleomagnetismo, "Curvas de Deriva Polar Aparente", circuitos de placas, geodinámica.

Abstract: *The Iberian plate represents a challenge within the paleogeographic puzzle. Its location is strategically positioned for the global kinematics of plates, especially during the opening of the Atlantic Ocean and the Bay of Biscay. Reliability of available Iberian paleomagnetic poles is discussed here. Using free software (GPlates, GMAP) of lithospheric and mantle dynamics modelling, different construction methods of the "Apparent Polar Wander Path" (APWP) for the Iberian plate are performed and evaluated since Permian times. In addition, reconstruction of Iberian plate kinematics is analyzed following two distinct, current plate-circuits models; and also the compilation of Iberian paleomagnetic poles. Results show the need of re-examining the available paleomagnetic data for the Iberian plate as well as the need for obtaining new, quality paleomagnetic poles.*

Key words: *Iberian plate, paleomagnetism, APWPs, plate circuits, geodynamics.*

INTRODUCCIÓN

La placa Ibérica representa un reto dentro del puzle tectónico, siendo estratégica durante la apertura del océano Atlántico y el golfo de Vizcaya, y por ende para la cinemática global de placas (Torsvik et al., 2012). A pesar de la reconstrucción paleogeográfica de Iberia en momentos puntuales del Jurásico (Osete et al., 2011), el periodo Jurásico-Cretácico es especialmente controvertido y se resiste a una interpretación cinemática clara. La interpretación de los datos magnéticos marinos ha conducido a numerosas (pero no concluyentes) discusiones, y la cantidad y la calidad de los datos paleomagnéticos disponibles son insuficientes para una evaluación definitiva.

RECOPILACIÓN Y SELECCIÓN DE POLOS PALEOMAGNÉTICOS DE LA PLACA IBÉRICA

Se han seleccionado 65 polos paleomagnéticos para Iberia desde principios del Pérmico (~300 Ma). Para el Mioceno (23-5 Ma), no se han descartado ninguno de los polos paleomagnéticos disponibles. De los 34 polos paleomagnéticos recopilados de Iberia para el Jurásico Superior y Cretácico (entre 160 y 68 Ma), 25 fueron seleccionados. Entre ellos, sólo 4 fueron obtenidos a partir de rocas ígneas. Los polos (ver referencias específicas en la recopilación hecha por Neres et al., 2012) que no han sido usados en el análisis son: (i) Aquéllos que sugieren un error en sus dataciones: Los obtenidos en la intrusión de Salema -datada en (72±2) Ma-, los basaltos de Lisboa y el Complejo Volcánico de Lisboa -(CVL), datado en (72.6±3.5) Ma y que pasó un test de pliegue-. Estos polos, a pesar de provenir de una dirección aislada de remanencia magnética estable, discrepan de la posición relativa a su edad pero coinciden con la posición de polos más antiguos (en los intervalos 125-100 Ma –Salema-, o 100-80 Ma –CVL-); (ii) aquellos polos que fueron excluidos debido a su posición

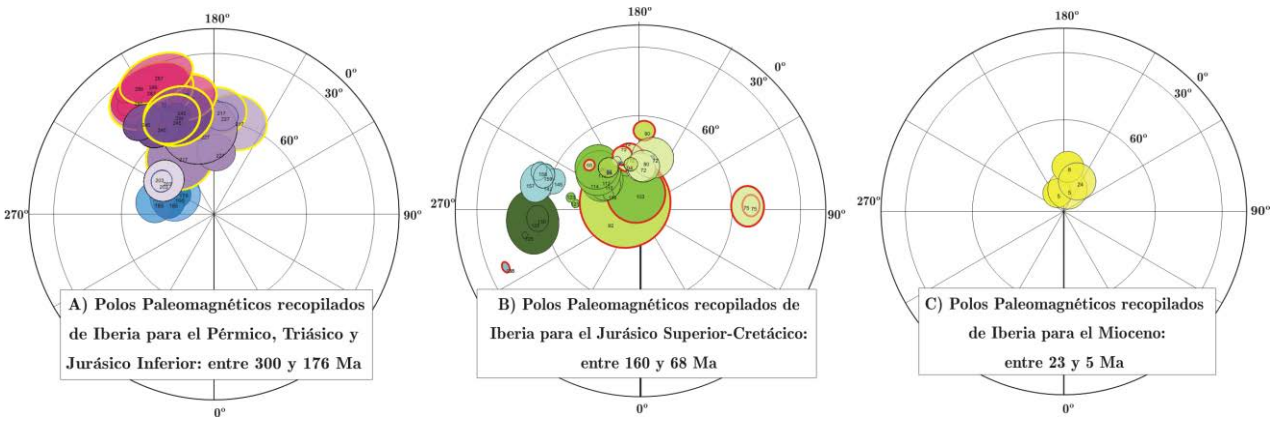


FIGURA 1. *Polos paleomagnéticos recopilados y descartados de Iberia para el:* ***a)*** *Pérmico, Triásico y Jurásico Inferior (en contorno amarillo, los polos descartados);* ***b)*** *Jurásico Superior- Cretácico (en contorno rojo, los polos descartados) y* ***c)*** *Mioceno. Software utilizado: GMAP (http://www.earthdynamics.org).*

inconsistente y su baja inclinación: Éstos incluyen los provenientes de Sines, Cabo da Roca, Sintra Pluton y Hostal Nou. Finalmente, la cuenca de Organyà y los sedimentos del área de Lisboa no fueron considerados debido a la inconsistencia de las posiciones de los polos y los altos valores de sus círculos de confianza (A95). Por último, sí se han considerado los polos provenientes de Paço d'Ilhas sill (PI, 88 Ma) y Foz da Fonte sill (FF, 94Ma) que aparecen dentro de los intervalos de 88-68 Ma y 125-100 Ma; ya que aunque FF difiera significativamente del polo de Santa Fé (cuenca de Organyà, Pirineos, datado en 94 Ma, y situado dentro de 100-88 Ma), las posiciones de los polos PI y FF (Neres et al., 2012) después de la rotación a coordenadas africanas quedan próximas a los polos medios de la Curva de Deriva Polar Aparente (APWP en su acrónimo inglés) Global (GAPWP en su acrónimo inglés) (Torsvik et al., 2008; 2012; transferidas a coordenadas sudafricanas) centrados en 80 Ma y 100 Ma, respectivamente.

Los polos paleomagnéticos del Pérmico y Triásico procedentes de rocas sedimentarias de formaciones detríticas groseras son sensibles al efecto del "aplanamiento de la inclinación magnética", a veces interpretado como causa de la incompatibilidad con un modelo de Dipolo Geocéntrico Axial (GAD) para el campo geomagnético promedio en el pasado. De los 27 polos paleomagnéticos disponibles (ver referencias específicas en la recopilación hecha por Osete y Palencia-Ortas, 2006), 18 fueron seleccionados. Los paleopolos que no han sido usados para el análisis se encuentran entre el final del Carniense y el Noriense (Triásico Superior, 228-208 Ma) y fueron obtenidos con altos valores del A95 en areniscas del Algarve, Cabo Peñas o la Meseta, y presentan, respectivamente: direcciones más cercanas al piso siguiente (Rhaetiense) pudiendo indicar un posible error en la datación); posición inconsistente (siguiendo a Torsvik et al., 2012) hacia el Este; o bien una inclinación demasiado baja aun habiendo sido corregida por el aplanamiento de la inclinación con un factor f=0.6. Respecto a los polos del Triásico Inferior y Medio, se descartaron aquéllos (Villaviciosa, Asturias) con mayor error y que además presentan una dirección también mucho más al Este de la esperada. Por último, los polos no incluidos para el Pérmico, por los altos valores de sus A95, fueron el de C. de Ermita -que además presenta una posición más cercana a épocas siguientes-; Viar Intrusión y Atienza.

ANÁLISIS DE LA "APWP" DE LA PLACA IBÉRICA A PARTIR DE MEDIAS DE LOS POLOS EN DIFERENTES INTERVALOS

Basándonos en las posiciones de los polos paleomagnéticos seleccionados, se escogieron distintos intervalos temporales entre el Pérmico al Mioceno para calcular en cada uno de ellos la media de los polos paleomagnéticos correspondientes (o "polos medios") (Fig. 2). Una vez calculados, se rotaron en coordenadas africanas mediante Polos de Euler para comparar la consistencia de su posición respecto a la GAPWP. En el caso de la placa Ibérica, su movimiento respecto a la placa Africana no es simple y no se puede definir con una sola rotación, sino mediante la suma de dos rotaciones (Iberia- Norte América y Norte América-África). Los polos de Euler para Iberia-África utilizados son los obtenidos mediante interpolación por Neres et al. (2012).

APWP de Iberia durante el Pérmico, Triásico y Jurásico Inferior.

Los polos medios obtenidos y rotados en coordenadas africanas (con polos de Euler facilitados por GMAP) para los intervalos 203-200 Ma y 200-176 Ma (Fig. 2) presentan una localización cercana a los tramos de la GAPWP, siendo el del primero totalmente coincidente. En cambio, hay un desajuste para el polo medio del intervalo 228-203 Ma, encontrándose a una distancia longitudinal de la GAPWP de unos 30º hacia el Este. El A95 del polo medio para 250-228 Ma entra dentro de la zona de 230 Ma del GAPWP. El polo medio del Pérmico, aunque sigue una trayectoria similar al GAPWP, dista unos 8º de éste. Como se observa, la trayectoria de la APWP

no es la esperada para polos paleomagnéticos anteriores a 200 Ma. A medida que nos adentramos en edades más antiguas, la cantidad y calidad de los polos disponibles decrece. El efecto del aplanamiento de la inclinación en las rocas sedimentarias características de estos polos se hace también más problemático.

APWP durante el Jurásico Superior y el Cretácico.

Se han seleccionado los intervalos 160-136, 136-125, 125-100, 100-88, y 88-68 Ma. Los polos medios obtenidos muestran una trayectoria coherente, cuasi-lineal, desde 136 Ma hasta 68 Ma, mientras que durante el intervalo 160-136 Ma, situado entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior, derivan hacia el Este. Tras rotar estos polos medios a coordenadas sudafricanas, éstas se ajustan con la GAPWP para periodos más jóvenes a 125 Ma. El polo medio de 120-100 Ma, solapa con el de 125-120 Ma, pero aparece un poco más alejado de la GAPWP. En este intervalo (120-100 Ma), de los 7 polos seleccionados, 5 corresponden a la cuenca de Organyà (Pirineos) (Gong et al., 2008), que fue completamente separada y desplazada hacia el Sur desde el basamento a nivel de las evaporitas del Triásico Superior como parte de la Unidad Central Sur-pirenaica durante la compresión del Cenozoico. Por tanto habría que cuestionarse hasta qué punto sería representativa de Iberia estable y si ésa es la razón por la que se aleja del GAPWP más que el polo medio de 125-120 Ma. Para intervalos temporales anteriores a 125 Ma existe un desajuste significativo respecto a la GAPWP. El intervalo de 136-125 Ma es el más crítico debido a que el polo medio, aún sin rotación, se encuentra a una distancia longitudinal de la GAPWP de unos 20º hacia el Oeste. En este caso, dos de los tres polos utilizados para la media proceden también de la cuenca de Organyà. Si bien es cierto que la GAPWP (Torsvik et al., 2012) no está libre de error, se requiere cuestionar la fiabilidad de los registros paleomagnéticos de Iberia entre 160 y 125 Ma, basados únicamente en ocho polos procedentes de rocas sedimentarias, siendo algunos no representativos de Iberia estable.

RECONSTRUCCIÓN DE LA CINEMÁTICA DE IBERIA

La cinemática de Iberia ha sido investigada bajo varias aproximaciones geológicas y geofísicas. Sin embargo, no se ha alcanzado ningún modelo consensuado, particularmente para el Jurásico y el Cretácico. Las reconstrucciones paleogeográficas, basadas en los crones magnéticos del suelo oceánico más antiguos que C34, presentan serias limitaciones. En primer lugar, la gran duración del Supercron de Polaridad Normal del Cretácico (125-84 Ma) limita el uso de inversiones de anomalías magnéticas del fondo oceánico. En segundo lugar, la ausencia de isócronas bien limitadas en el margen oeste de Iberia (WIM) y en el golfo de Vizcaya (bien definidas en el océano Atlántico, donde conforman la así llamada secuencia de anomalías M), así como la incertidumbre sobre la naturaleza del WIM, limita cualquier reconstrucción cinemática. Algunos de los modelos cinemáticos defienden una sola fase de rotación de Iberia (Gong et al., 2008), otros se decantan por una rotación antihoraria discontinua en dos etapas o una sucesión de rotaciones en sentidos opuestos.

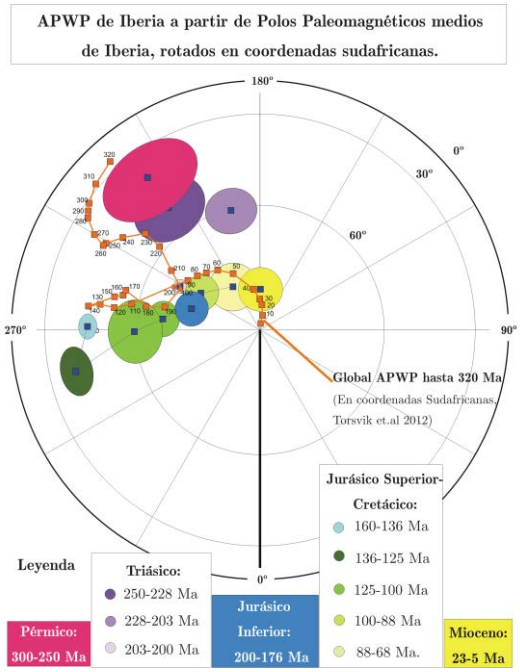


FIGURA 2. *APWP de Iberia a partir de polos paleomagnéticos medios del Pérmico, Triásico, Jurásico Inferior, Jurásico Superior-Cretácico y Mioceno. Software utilizado GMAP (http://www.earthdynamics.org).*

Sin embargo, estos modelos se basan en datos paleomagnéticos de baja calidad y de baja resolución, en particular para los intervalos del Jurásico Inferior-Cretácico (Neres et al., 2012.; Osete et al., 2011; Osete y Palencia Ortas, 2006; Torsvik et al., 2012). Analizaremos la cinemática de Iberia, en el entorno de GPlates, mediante tres ficheros de rotación: a) reconstrucción global de Seton et al. (2012); b) reconstrucción global de Torsvik et al. (2012); c) reconstrucción de Iberia a partir de nuestra recopilación de polos paleomagnéticos siguiendo para el resto de las placas el modelo de Torsvik et al (2012). El estudio cinemático revela a grandes rasgos varias fases diferenciadas: cierre máximo de la cuenca Norte-Atlántica (~200 Ma); expansión ultra lenta del suelo oceánico al norte de Iberia (155-125 Ma); Iberia se aleja de Norteamérica de forma más rápida que de Eurasia, generando la apertura del golfo de Vizcaya. Rotación antihoraria (en torno a 35º) de Iberia respecto a Eurasia (~120-94 Ma); comienzo de la colisión continental entre Iberia y Eurasia (~80 Ma). Los modelos de Seton et ál. (2012) y Torsvik et al., (2012) son similares excepto por variaciones en longitud y latitud presentes en la reconstrucción global de la cinemática de placas.

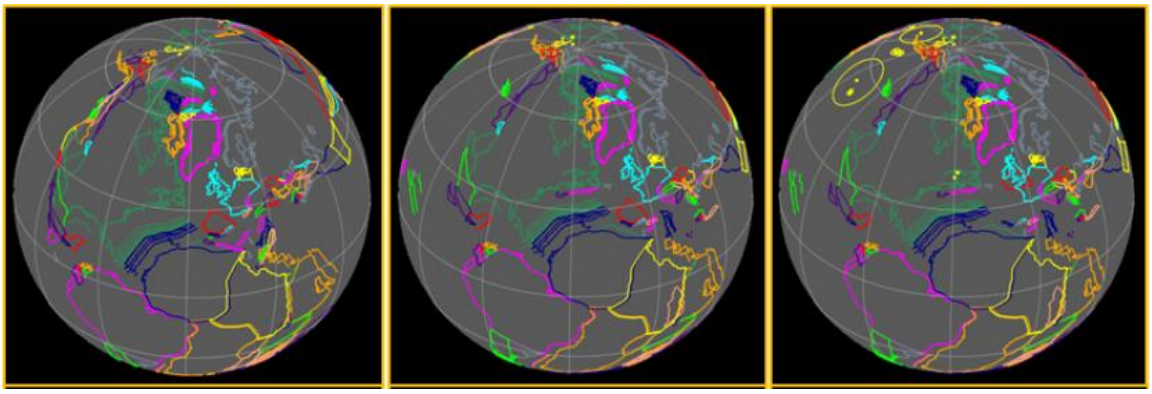


FIGURA 3. *Reconstrucción de la cinemática de Iberia realizado mediante GPlates (http://www.gplates.org) para 125 Ma, a partir del estudio de Seton et ál. (2012) (izquierda), librerías disponibles de Torsvik et al. (2012) (centro) y recopilación de polos paleomagnéticos junto a cinemática global de Torsvik et ál. (2012) (derecha).*

Es muy apreciable entre 185-120 Ma (Fig. 3). En 157 Ma se aprecia una diferencia de hasta ~10º en latitud y longitud para Eurasia e Iberia. En 185 Ma, el modelo de Torsvik et al., (2012) muestra una menor apertura de la cuenca Norte-Atlántica. Los modelos de isócronas y mallas de edad, dados a partir de 94 Ma, encajan mejor con el modelo de Seton et al. (2012). Por su parte, la reconstrucción de Iberia realizada a partir de los polos paleomagnéticos deja mucho que desear (Fig. 3). La placa aparece en posiciones inconsistentes que supondrían, por ejemplo, continuas colisiones entre la placa Ibérica y Eurasia (130 Ma, 125 Ma). En estas edades, la posición de la placa Ibérica viene dada por polos paleomagnéticos que provienen en su mayoría de la cuenca de Organyà (Gong et al., 2008), no representativa de Iberia estable. Está claro que la reconstrucción de la cinemática de Iberia necesita de modelos más complejos y nutrirse de aportaciones provenientes de otras disciplinas. Sin embargo, el estudio cinemático realizado a partir únicamente de Polos Paleomagnéticos, puede servir para ver en cierto modo la calidad de éstos.

CONCLUSIONES Y FUTURO TRABAJO

La APWP obtenida de Iberia presenta, a partir de 125 Ma, un desajuste significativo respecto a la GAPWP. Se requiere cuestionar la fiabilidad de los registros paleomagnéticos de Iberia entre 160 y 125 Ma, basados en ocho polos obtenidos de rocas sedimentarias y algunos no representativos de Iberia estable. Mientras que el polo de 200 Ma es coincidente con el GAPWP, la trayectoria de la APWP no es la esperada para polos paleomagnéticos anteriores a 200 Ma. El estudio cinemático a partir de sólo polos paleomagnéticos da posiciones inconsistentes de la placa Ibérica, siendo interpretado como otro indicio de la poca fiabilidad de algunos polos. Alcanzar un modelo consensuado de la cinemática de Iberia, (en especial para el Jurásico y el Cretácico) presenta ciertas limitaciones: Supercron de Polaridad Normal del Cretácico, incertidumbre del WIM, así como por la necesidad de una revisión (atendiendo a las dataciones radiométricas, la presencia de remagnetizaciones, la estadística de las direcciones y diferentes tests de fiabilidad, las correcciones del aplanamiento de la inclinación en rocas sedimentarias,…) y la ampliación de los polos paleomagnéticos existentes para Iberia.

REFERENCIAS

Gong, Z., Langereis, C. G., y Mullender, T. A. T. (2008): The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1-2): 80-93.

Neres, M., Font, E., Miranda, J. M., Camps, P., Terrinha, P. y Mirão J. (2012): Reconciling Cretaceous paleomagnetic and marine magnetic data for Iberia: New Iberian paleomagnetic poles. *Journal of Geophysical Research*, DOI: 10.1029/2011JB009067.

Osete, M. L. y Palencia-Ortas, A. (2006): Polos Paleomagnéticos de Iberia de los últimos 300 millones de años. *Física de la Tierra*, 18: 157-181.

Osete, M. L., Gomez, J. J., Pavon-Carrasco, F. J., Villalain, J. J., Palencia-Ortas, A., Ruiz- Martinez, V. C., y Heller, F. (2011): The evolution of Iberia during the Jurassic from palaeomagnetic data. *Tectonophysics*, 502(1-2): 105-120.

Seton, M., Müller, R.D, Gaina, C., Torsvik, T, Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S. y Chandler, M. (2012): Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth Science Reviews*, 113: p212-270.

Torsvik, T. H., Mueller, R. D., Van der Voo, R., Steinberger, B. y Gaina, C. (2008): Global plate motion frames: Toward a unified model. *Reviews of Geophysics*, 46(3), DOI: 10.1029/2007RG000227

Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., van Hinsbergen, D. J. J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E. y Meert, J. G., McCausland, P. J. A., y Cocks, L. R. M. (2012): Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114(3-4): 325-368.

Registro magnético de la paleotectónica de los Plutones de María Madre y Puerto Vallarta (Cretácico Superior, México)

Magnetic record from the paleotectonics of María Madre Island and Puerto Vallarta late-Cretaceous plutons (Mexico)

V.C. Ruiz-Martínez[1], E.R. Badillo Cruz[2], F.D.J. Escalona-Alcázar[3], F.J. Núñez-Cornú[4] y D. Córdoba Barba[5]

1 Dpto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid 28040 Madrid. vcarlos@ucm.es
2 Universidad de Guadalajara, Centro de Sismología y Volcanología de Occidente, Puerto Vallarta, Mexico. edgarbadillo10@hotmail.com
3 Universidad Autónoma de Zacatecas, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Zacatecas, Mexico, felscalona@gmail.com
4 Universidad de Guadalajara, Centro de Sismología y Volcanología de Occidente, Puerto Vallarta, Mexico. pacornu77@gmail.com
5 Dpto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid 28040 Madrid. dcordoba@fis.ucm.es

Resumen: Se examina el registro magnético de rocas graníticas coetáneas (~80-90 Ma) del cinturón plutónico de la costa Pacífica de México, en el margen continental meridional del sistema de rift oblicuo del Golfo de California y su idoneidad para propósitos paleotectónicos. Estas rocas (26 sitios, ~200 muestras individualmente orientadas) se muestrearon en afloramientos frescos del Batolito Puerto Vallarta (BPV; alrededor de la Bahía de Banderas, Jalisco) y en la isla de María Madre (MM; situada ~ 150 km al NO de Bahía de Banderas). Se han realizado en ambos plutones diferentes experimentos de magnetismo de roca, inspecciones ópticas, análisis de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM), y medidas de remanencia (tras detalladas desmagnetizaciones térmicas y por campos alternos). Estos antiguos plutones registran direcciones con ambas polaridades geomagnéticas (lejanas de direcciones recientes, pero a veces parcialmente solapadas con ellas). La magnetita es el único portador magnético, ubicuo y presentando amplia variedad de tamaños de grano con gran contribución del rango multi-dominio. Se analiza el significado tectónico de la ASM considerando también el de las direcciones paleomagnéticas. Lineaciones y planos de foliación del plutón MM muestran resultados diferentes a los del PVB donde se sugiere un control tectónico más complejo de la ASM.

Palabras clave: paleomagnetismo, anisotropía de la susceptibilidad magnética, paleo-tectónica, plutones graníticos, México.

Abstract: *In this study we examine the magnetic record of late-Cretaceous, coeval (~80-90 Ma) granitic rocks from the Mexican Pacific coastal plutonic belt (at the southern continental margin of the Gulf of California oblique rift system) and its suitability for paleotectonic purposes. These rocks (26 sites, ~200 individually oriented samples) were collected in fresh outcrops from the Puerto Vallarta Batholith (PVB; around Bahía de Banderas, Jalisco) and in the María Madre Island (MM; located ~150 km NW of Bahía de Banderas). Different rock magnetic experiments, optic inspections, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) analysis, and remanence measurements after thermal and alternating-field detailed demagnetization have been performed in specimens from both plutons. These plutons record ancient, dual-polarity geomagnetic field components (faraway of recent directions but sometimes partially overlapped with them). Magnetite is the unique magnetic carrier, ubiquitous in a wide range of predominantly large grain volumes. We discuss here the tectonic significance of paleomagnetic directions, magnetic fabric data and AMS directions accordingly to the former ones. Lineations and foliation planes from the MM pluton show dissimilar results to those from the PVB in which a more complex tectonic control of the AMS is suggested.*

Key words: *paleomagnetism, anisotropy of magnetic susceptibility, paleo-tectonics, granitic plutons, Mexico.*

INTRODUCCIÓN Y MUESTREO

Los plutones graníticos estudiados (coetáneos en torno a ~80-90 Ma) se encuentran en un área tectónica clave en el margen continental meridional del sistema de rift oblicuo del Golfo de California, siendo contemporáneas y similares a las de Los Cabos en Baja California Sur (Ortega-Gutiérrez et al., 2014; y referencias allí), donde se han documentado rotaciones paleomagnéticas (Schaaf et al., 2000), mientras que la no existencia de rotaciones de ha sugerido en el Batolito de Puerto Vallart (Böhnel y Negendak, 1988).

Al NNW y al SSE de Bahía de Banderas ocurrió una segmentación de unidades graníticas durante el desarrollo del graben (Arzate et al., 2006). La complejidad estructural en estilo de deformación de la isla María Madre (MM; situada ~ 150 km al NO de Bahía de Banderas) es fruto de su privilegiada

localización que registra el cambio en el límite tectónico de subducción a transformante, con una estimación de unos 75 km de extensión en los 200 km de corteza extendida entre Puerto Vallarta y el límite continental al Oeste de las Islas Marías).

En ambos plutones se han muestreado unas 200 muestras individualmente orientadas (26 sitios): 7 sitios al Norte y 9 al Sur de Bahía de Banderas en el Batolito de Puerto Vallarta (BPV); y otros 10 en la isla de María Madre

RESULTADOS EXPERIMENTALES

Se han realizado en ambos plutones diferentes experimentos de magnetismo de roca, inspecciones ópticas, análisis de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM), y medidas de remanencia (tras detalladas desmagnetizaciones térmicas y por campos alternos). Los resultados de las curvas de histéresis y de sus parámetros representativos (Dunlop, 2002), así como de modelado de curvas de IRM y también de las curvas termomagnéticas a altas y bajas temperaturas (Fig. 1) señalan a la magnetita es el único portador magnético, ubicuo en un amplia rango volúmenes de grano predominantemente en estado multi-dominio (MD, Fig.1). Microfotografías en láminas delgadas pulidas no aportan evidencias de indicadores de deformación frágil. El análisis de la fábrica magnética evidencia elipsoides tanto oblatos como prolatos; valores del grado corregido de anisotropía Pj desde muy bajos (1.03-1.06), mayoritariamente débiles (1.04-1.14) a relativamente altos (1.14-1.30), hasta altos (>1.30).

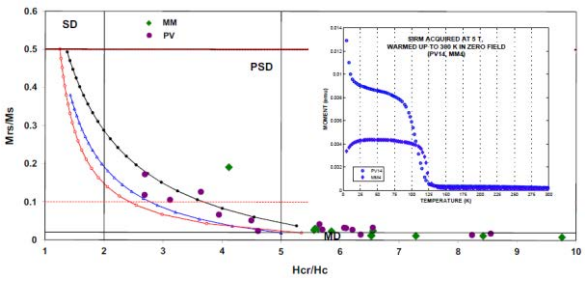


FIGURA 1. . *Parámetros de histéresis M_{rs}/M_s frente a H_{cr}/H_c,tras la corrección por la contribución paramagnética que revela la presencia mayoritaria de granos en la región multi-dominio (MD) y también pseudo-dominio (PSD). MM: María Madre (verde); PV: Puerto Vallarta (morado). Inserto (derecha): Experimento de bajas temperaturas (magnetización remanente isoterma adquirida a 5K y calentada a T ambiente en campo nulo) que refleja la transición de Verwey característica de la magnetita en muestras representativas de MM y PV.*

Las medidas de la remanencia tras las desmagnetizaciones progresivas de las muestras (Fig. 2) reflejan la presencia de dos fases con distintos espectros de (baja) coercitividad y temperaturas de desbloqueo (hasta 580ºC) contribuyendo a la remanencia de las muestras. Los batolitos registran direcciones con ambas polaridades geomagnéticas (lejanas de direcciones recientes, pero a veces parcialmente solapadas con ellas).

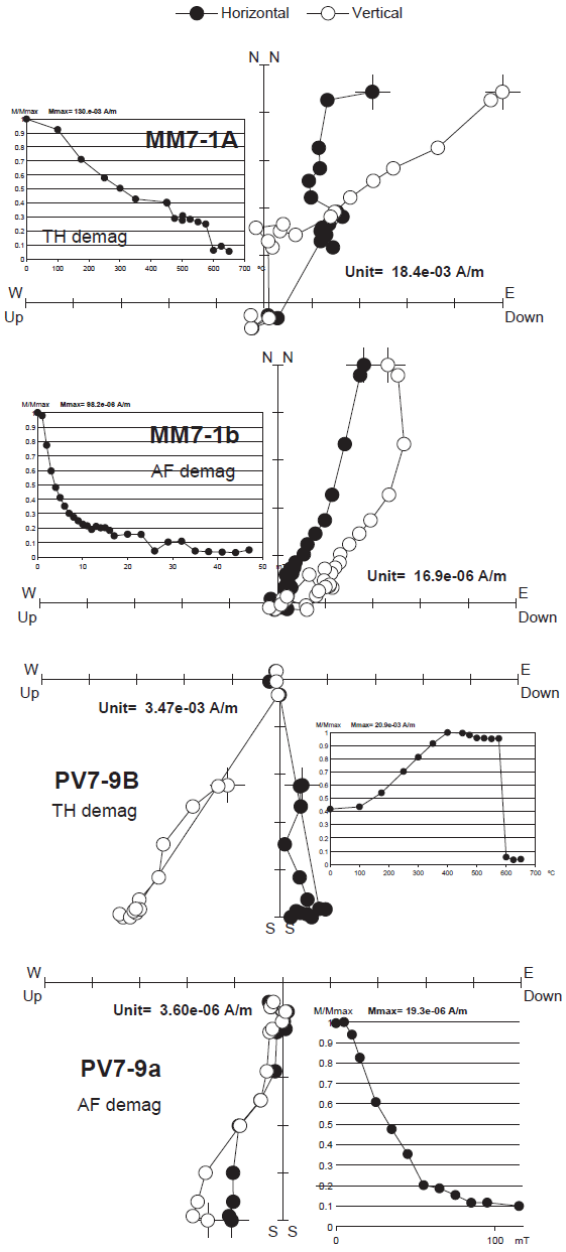


FIGURA 2. *Diagramas ortogonales (horizontal/ vertical) de las desmagnetizaciones térmicas (TH) y por campos alternos decrecientes (AF), acompañados de la correspondiente caída (normalizada) de la intensidad de magnetización, de especímenes (a, b) de la misma muestra, en dos afloramientos de los plutones de MM y PV (MM7-1b: polaridad normal; PV7-9a: invertida).*

Las direcciones de los ejes principales del elipsoide de AMS (K1 o máximos -cuadrados-; K2 o intermedios–triángulos-; K3 o mínimos –círculos-) de todas las muestras de cada estación se representan para María Madre (MM, Fig. 3) y el Batolito de Puerto Vallarta (PV, Fig. 4) junto a sus direcciones medias para cada sitio con sus incertidumbres al 95 % de confianza (Jelínek, 1978), indicando las direcciones y buzamientos de los planos de foliación, y las direcciones de flujo magmático inferidas en cada caso.

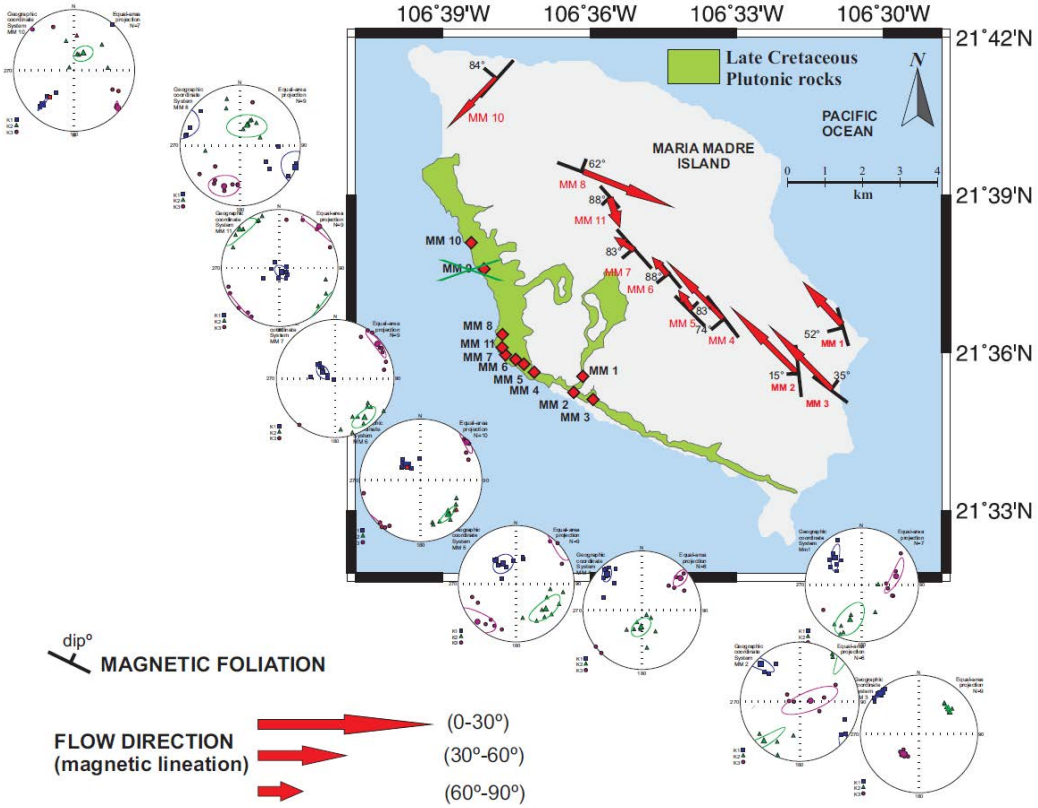


FIGURA 3. *Resultados de AMS de María Madre.*

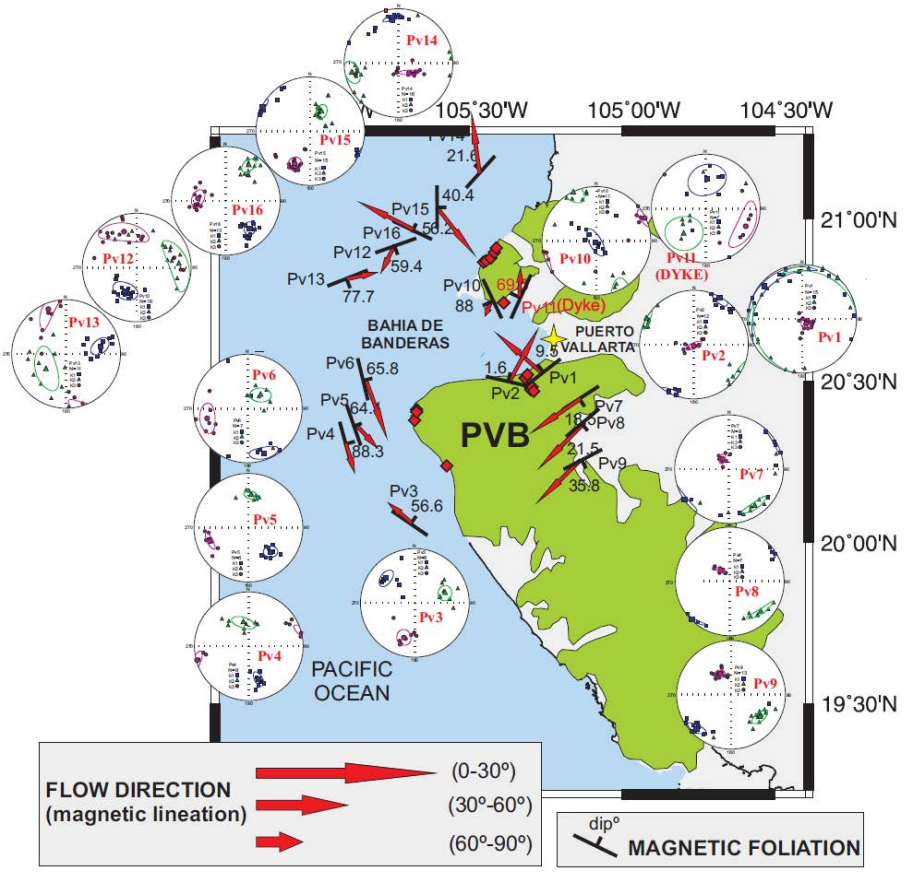


FIGURA 4. *Resultados de AMS del Batolito de Puerto Vallarta.*

CONCLUSIONES

Los distintos resultados de AMS en el BPV permiten diferenciar tres regiones de distintos modos de emplazamiento: Norte de Bahía de Banderas, y al Sur de la Bahía, la región de la costa y el interior. Las edades variables de cristalización y enfriamiento de los plutones en la costa y en el interior del bloque de Puerto Vallarta (Ortega-Gutiérrez et al., 2014) indican, en concordancia con los resultados de este estudio, controles tectónicos complejos tanto para el emplazamiento del batolito.

En la isla de MM, los resultados homogéneos de AMS con planos de foliación verticales presentan un cambio gradual del cabeceo de la lineación magnética (K1) desde la horizontal (SE) a la vertical (NW).

Por último, los resultados de AMS se analizan a la luz de los resultados paleomagnéticos direccionales obtenidos en los mismos afloramientos graníticos en ambos plutones.

AGRADECIMIENTOS

A los proyectos CGL (2011-29474-C02-01) (DGI I+D+i, España) y CONACYT-FOMIXJal (2012-08-189963) (México), su financiación; a la Secretaría de Marina su apoyo con el barco “ARM Holtzinger”, y especialmente a su capitán Edgar Hunda Pomposo las facilidades ofrecidas durante la travesía y la campaña.

REFERENCIAS

Arzate, J.A, Álvarez, R., Yutsis, V., Pacheco, J. y López-Loera, H. (2006): Geophysical modeling of Valle de Banderas graben and its structural relation to Bahía de Banderas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(2): 184-198

Böhnel, H. y Negendank, J.F.W. (1988): Palaeomagnetism of the Puerto Vallarta intrusive complex and the accretion of the Guerrero terrain, Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 52: 330-338.

Dunlop, D. J. (2002): Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research,* 107(B3), 2056, 10.1029/2001jb000486.

Jelínek, V. (1978): Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 22(1): 50–62.

Ortega-Gutiérrez, F. Elías-Herrera M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., Luna-González, L y Schaaf, P (2014): A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico. *Gondwana Research*, 26: 834-868.

Schaaf, P., Böhnel, H. y Pérez-Venzor, J.A. (2000): Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: geochronological and palaeomagnetic constraints. *Tectonophysics* 318: 53–69.

Determinación de paleointensidades absolutas registradas durante etapas de inestabilidad del campo magnético terrestre en rocas volcánicas plio-pleistocenas de la meseta de Djavakheti (Sur de Georgia)

Determination of absolute paleointensities recorded during instability stages of Earth's magnetic field on Plio-Pleistocene volcanic rocks from Djavakheti Highland (Southern Georgia)

E. M. Sánchez-Moreno[1], M. Calvo-Rathert[1], A. Gogichaishvili[2], G. T. Vashakidze[3] y V. A. Lebedev[4]

1 Departamento de Física, EPS-Río Vena, Universidad de Burgos, 09006 Burgos, España. emsanchez@ubu mcalvo@ubu.es
2 Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, IGUM-UNAM, 58990 Morelia, México. avto.gogichai@gmail.com
3 Alexandre Janelidze Institute of Geology, Ivane Javakhishvili Tbilisi State Univ., 0171 Tbilisi, Georgia. goga.vashakidze@gmail.com
4 Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, 119017, Moscow, Russia. leb@igem.ru

Resumen: La región volcánica de Djavakheti se caracteriza por una actividad plio-pleistocena que generó un gran número de flujos de lava consecutivos. Estas características, combinadas con las dataciones K-Ar disponibles (Lebedev et al., 2008 y 2014 com. pers.), proporciona un registro adecuado para el estudio del campo magnético terrestre (CMT). El presente trabajo ha sido realizado en dos secuencias diferentes de coladas basálticas. Las medidas paleomagnéticas han permitido observar la dirección de la componente magnética característica (ChRM) en todas las coladas estudiadas, con polaridades normales, inversas e intermedias. Las direcciones paleomagnéticas y polos geomagnéticos virtuales (VGPS) calculados muestran una desviación significativa de los polos esperados (Besse y Courtillot, 2002). Además, el análisis de la dispersión angular de los polos geomagnéticos virtuales (VGP) muestra unos valores alejados del Modelo G propuesto por McFadden et al., (1988) ajustado a los datos de variación paleosecular en lavas (VPSL) para los últimos 5 Ma de McElhinny y McFadden (1997) y de Johnson (2008). Este es un contexto ideal para realizar determinaciones de paleointensidad de una etapa de inestabilidad del CMT. Las determinaciones de paleointensidad se han realizado siguiendo el método Thellier y Thellier (1959) y los resultados obtenidos presentan valores inferiores a los encontrados por otros autores en secuencias de las mismas características.

Palabras clave: coladas basálticas, Plio-Pleistoceno, polos virtuales geomagnéticos, paleointensidad.

Abstract: *The Djavakheti Highland Plio-Pleistocene volcanism is characterized by the emission of large consecutive thin lava flow sequences. These features combined with available K-Ar dates (Lebedev et al., 2008 and 2014 pers. comm.), can provide a reliable record for the study of the Earth's Magnetic Field (EMF). The present study was performed on two different basaltic sequences. Paleomagnetic measurements yielded a characteristic component in all flows displaying normal, reverse and intermediate polarities. Calculated mean paleomagnetic directions and virtual geomagnetic poles (VGPs) show a significant deviation from the expected poles (Besse & Courtillot, 2002). In addition, the angular scatter of virtual geomagnetic poles (VGP) study shows clearly disagreement with the Model G proposed by McFadden et al., (1988) fit to paleosecular variation on lavas for the last 5 Myr data of McElhinny and McFadden (1997) and Johnson (2008). This is an ideal context for performing paleointensity determinations recording an unstable behaviour of the EMF. Paleointensity determinations were carried out with Thellier and Thellier (1959) method and the results obtained show lower values than those found by other authors in sequences of the same characteristics.*

Key words: *basaltic lava flow, Plio-Pleistocene, virtual geomagnetic poles, paleointensity.*

INTRODUCCIÓN

La magnetización remanente que registran las rocas, contiene dos tipos de información: la dirección del campo magnético terrestre (CMT) y la intensidad del mismo en el momento de la adquisición de la remanencia. Gracias a la suma de estos dos datos podemos estudiar las variaciones del CMT con el tiempo, y concretamente como varía su intensidad en momentos de inestabilidad, como lo son los cambios de polaridad, las excursiones geomagnéticas y los momentos anteriores y posteriores a estos eventos. El análisis de la variación en dirección e intensidad del CMT permite modelizar su comportamiento y los procesos que lo generan.

Este trabajo se ha realizado sobre dos secuencias de coladas basálticas de la región neovolcánica de la Meseta de Djavakheti en la República de Georgia. Las rocas volcánicas pueden adquirir una magnetización termorremanente que proporciona un registro instantáneo del campo. La actividad volcánica plio-pleistocena de la Meseta de Djavakheti se caracteriza por una alta tasa y periodicidad de emisiones, que proporciona un registro continuo del CMT. Existen

estudios anteriores (Calvo-Rathert et al., 2015) que evidencian unas características petrológicas y un comportamiento magnético adecuado para la obtención de datos paleomagnéticos y de paleointensidades.

La determinación de paleointensidades absolutas es mucho más costosa y compleja que la obtención de datos paleomagnéticos experimentales. Debido a ello en general el número de datos de paleointensidad del CMT es escaso y con una distribución temporal y geográfica muy limitada, por lo que no podemos ver una tendencia clara en su variación y resulta de gran interés aportar nuevos datos.

MARCO GEOLÓGICO

Las secuencias plio-pleistocenas estudiadas, Apnia y Korxi, se sitúan al Oeste de la Meseta de Djavakheti, una de las más importantes regiones neovolcánicas del Cáucaso Menor. El sistema montañoso del Cáucaso pertenece al cinturón orogénico Caucásico-Arábigo formado por la, todavía activa, colisión de las placas Arábiga y Euroasiática, dentro del denominado Ciclo Alpino Tardío.

Las estructuras a través de las cuales se produce el acortamiento que acomoda la convergencia corresponden a diferentes sistemas de esfuerzos. Además de la orientación principal de compresión N-S, que genera pliegues y mantos de cabalgamiento W-E; se observa compresión NW-SE y NE-SW, con estructuras transtensionales-transpresionales (fallas direccionales sinistras NE-SW y dextras NW-SE); y extensión E-W, con fallas normales N-S. Siendo las fallas direccionales las que controlan la cinemática reciente y actúan como conductos por donde asciende el magma durante el estadio postcolisional (Mioceno tardío-Holoceno), momento en el que se produce la mayor actividad volcánica subaérea, con al menos tres estadios magmáticos. Las rocas estudiadas se atribuyen al último estadio (Plioceno superior-Holoceno) desarrollado en la meseta de Djavakheti y la plataforma Armenia.

La secuencia de Apnia (41°21'40"N, 43°16'02"E) cuenta con 20 coladas consecutivas de basaltos toleíticos. Las lavas superiores AP01 y AP05 tienen unas edades radiométricas (K-Ar) de 3.09 ± 0.10 Ma y de 3.28 ± 0.10 Ma, respectivamente. En la parte inferior AP07 y AP11 presentan edades de 3.75 ± 0.25 Ma y de 3.70 ± 0.20 Ma (Lebedev et al., 2008). Korxi (41°27'31"N, 43°27'55"E), constituida por andesitas basálticas, se divide en dos subsecuencias diferentes de 17 y 10 coladas separadas por una superficie de erosión. En la primera subsecuencia se han obtenido dos dataciones: la colada KR05 presenta una edad de 3.25 ± 0.25 Ma y en KR07 de 3.00 ± 0.20 Ma. En la subsecuencia superior KR27 tienen una edad de 1.9 ± 0.2 Ma (com. pers. Lebedev 2014).

MAGNETISMO DE ROCAS Y PALEOMAGNETISMO

Los experimentos de magnetismo de rocas, curvas termomagnéticas, curvas de adquisición de la IRM y ciclos de histéresis han sido realizados en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. Los resultados muestran titanomagnetita con diferentes contenidos en titanio como portador principal de la remanencia, con un tamaño de grano mezcla de partículas monodominio y multidominio.

La dirección de la componente magnética característica (ChRM) se ha obtenido a partir de 11 muestras, de media, por unidad volcánica, 8 de ellas analizadas mediante desmagnetización térmica y 3 por desmagnetización por campos alternos. Las medidas muestran una única componente paleomagnética en la mayoría de los casos y una componente viscosa actual que se elimina fácilmente con campos débiles y bajas temperaturas. Las direcciones promediadas muestran una baja dispersión para cada colada. A partir de éstas se han calculado los polos geomagnéticos virtuales (VGP). Tras aplicar el ángulo de corte obtenido con el método de Vandamme (1994), A = 57° para Apnia y A =51° para Korxi, se han podido determinar las direcciones que corresponden a un régimen normal del campo, con polaridad normal o inversa, y cuáles corresponden a un régimen anómalo. Apnia muestra un primer tramo de 13 polaridades inversas, con dos polaridades intermedias hacia la parte superior, una intercalada y otra marcando el paso al tramo superior de 5 polaridades normales (Fig.2.a.VGP latitud). En Korxi, todas las coladas de la subsecuencia inferior han registrado una polaridad normal, mientras que en la parte superior podemos observar una alternancia de polaridades inversas e intermedias, muy cercanas en cuanto a su latitud (Fig.2.b.VGP latitud).

Se ha calculado la dirección media para cada grupo de polaridades normales e inversas (excluyendo las determinadas como intermedias) y se ha comparado con la dirección esperada, para el sitio de las rocas estudiadas, de la curva sintética de deriva polar aparente Eurasiática para de la ventana de 5 Ma propuesta por Besse & Courtillout (2002). Se ha podido observar que ninguno de los grupos coincide con la dirección del campo magnético esperada en este momento. En Apnia, la media del grupo de polaridades normales muestra una distancia angular con la dirección esperada de Δ=14.6° y el grupo de inversas de Δ=8.4°. Korxi presenta una media de los diferentes grupos de polaridades más cercana a la esperada que Apnia, pero las polaridades obtenidas siguen estando alejadas de la referencia**,** con una distancia de Δ=7.0° de las polaridades normales y Δ=11.1° de las inversas. Si consideramos que todas las polaridades de la subsecuencia superior de Korxi muestran un comportamiento similar y calculamos la dirección media de todas ellas, se obtiene una distancia Δ=8.3°.

Estos resultados señalan que el comportamiento del campo corresponde a una etapa de inestabilidad, como puede ser una transición de polaridad o los momentos anteriores o posteriores a la misma.

Con el fin de comprobar que estas secuencias han registrado un comportamiento irregular del CMT, se ha calculado la dispersión angular de los VGPs y se ha comparado con el Modelo G de McFadden et al., (1988) ajustado a los datos de variación paleosecular en lavas de los últimos 5 Ma de McElhinny y McFadden (1997) y de Johnson (2008). Para una latitud de 41° estos modelos muestran una dispersión angular del dipolo axial entre 15° y 17°. En Apnia se ha calculado por separado la dispersión angular de todas las polaridades normales (S_B = 24.4°) y de las inversas (S_B = 14.7°), excluyendo las intermedias. En Korxi también se ha calculado por separado la dispersión de polaridades normales (S_B = 8.6°) e inversas (S_B = 30.7°), y además del conjunto de inversas e intermedias (S_B = 38.6°). Podemos observar que no se ajustan a la variación paleosecular esperada en los últimos 5 Ma, siendo en Korxi más acentuada la diferencia.

PALEOINTENSIDADES

Se han realizado determinaciones de paleointensidad en un total de 55 especímenes en Apnia y 53 en Korxi. Los especímenes seleccionados mostraban una fase ferromagnética principal con una temperatura de Curie de ~570° y un comportamiento en las desmagnetizaciones térmicas en el cual se mantiene el 70% de la magnetización a 400°. El método utilizado ha sido el propuesto por Thellier y Thellier (1959), en el que las muestras se someten a dobles calentamientos bajo un campo de 40 µT aplicado en sentidos opuestos en cada pareja de calentamientos.

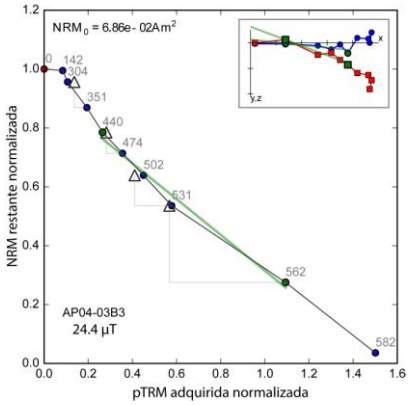


FIGURA 1. *Diagrama de Arai correspondiente a uno de los especímenes que ha pasado los criterios de calidad para la determinación de paleointensidades.*

Los resultados se han representado en diagramas de Arai (Fig.1.) donde se analiza la magnetización remanente perdida frente a la magnetización termorremanente parcial adquirida (pTRM), para cada etapa de temperatura. Los experimentos de paleointensidad deben superar un conjunto de criterios que evalúan la fiabilidad de los resultados. En este trabajo se han utilizado los recogidos en la base de datos PICRIT-03 propuesta por Kissel y Laj (2004), con dos rangos diferentes de valores: Clase A y Clase B (Tabla I), además de la estadística de curvatuta |k'| de Paterson (2011). Con estos criterios se asegura que las paleointensidades estimadas han sido registradas por granos monodominio de titanomagnetita, más estables y que no han sufrido alteraciones durante los experimentos.

		Clase A	Clase B
Puntos alineados	**N≥**	5	4
Fracción de la NRM	***f*>**	0.5	0.4
Error estándar/pendiente absoluta de la línea de mejor ajuste	**ß<**	0.1	0.1
Factor de calidad	**q>**	5	3
Diferencia en los controles de pTRM	**DRAT <**	7°	15°
Desviación Angular Media	**MAD≤**	15°	15°
Curvatura	**| k'|≤**	0.164	0.164

TABLA I. Criterios de calidad utilizados en las determinaciones de paleointensidad (Kissel y Laj, 2004, Paterson, 2011).

Tras aplicar los criterios de calidad se han obtenido 9 paleointensidades de la clase A y 9 de la clase B en Apnia; 4 de la clase A y 10 de la clase B en Korxi. Por tratarse de un estudio preliminar se ha aceptado, en algunos casos, una sola determinación de paleointensidad por colada. De esta forma se han obtenido datos de paleointensidad para 10 coladas en Apnia y 10 en Korxi (Fig.2.). En cuanto a los valores obtenidos están todos entre 8.8 y 36.8 µT. También se ha calculado el momento virtual dipolar axial (VADM) con resultados entre 1.49 y 36.8 10^{22} Am^2.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las direcciones medias obtenidas para los diferentes grupos de polaridades normales e inversas muestran una inclinación muy cercana a la esperada, mientras que la diferencia en la declinación es mucho mayor, excepto en la subsecuencia inferior de Korxi donde la declinación muestra una distancia angular de 8.2° (Tabla II). Si además tenemos en cuenta que la distancia entre la declinación media de la parte superior e inferior de ambas secuencias (coincidiendo con los grupos de polaridades normales e inversas) y la declinación de la dirección esperada, tiene diferente valor y sentido de rotación en cada caso (Tabla II), tendríamos que describir dos rotaciones diferentes para cada tramo. Por estos resultados se descarta la opción de que las secuencias estudiadas hayan sufrido una rotación de eje vertical.

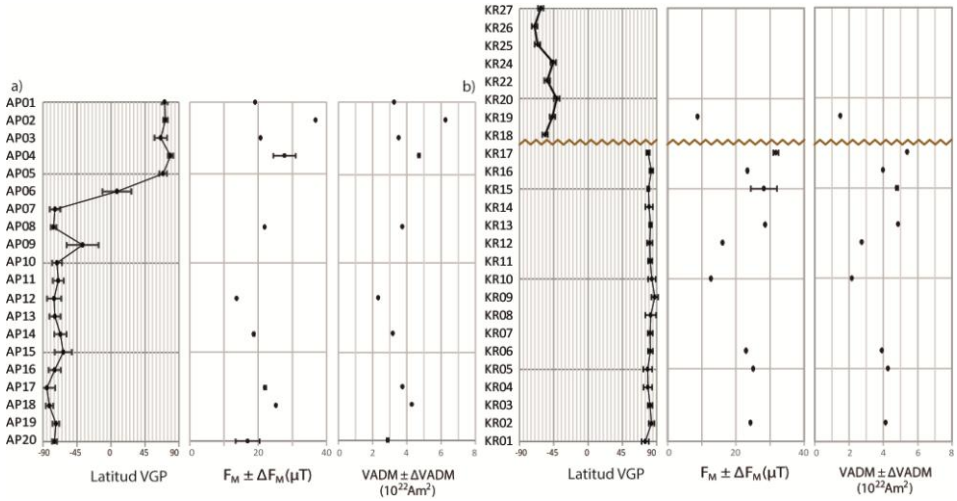


FIGURA 2. *Latitud de los polos geomagnéticos virtuales (VGP) para cada colada de lava, paleointensidades medias (FM) obtenidas y momento virtual dipolar axial (VADM) calculado para cada paleointensidad, en la secuencia de Apnia a) y en Korxi b).*

Por otro lado si tenemos en cuenta los resultados del análisis de la dispersión angular podemos observar que no coinciden con la variación paleosecular para ese momento, dato que confirma un comportamiento del anómalo del campo geomagnético.

	Dec (°)	Inc (°)	α95 (°)	R±ΔR (°)
Apnia-normal	335.3	59.3	4.0	-28.4 ± 9.1
Apnia-inversa	199.8	-60.1	3.1	16.1 ± 7.8
Korxi-normal	355.5	53.1	1.5	-8.2 ± 5.3
Korxi-inversa	204.8	-57.8	18.5	21.1 ± 35.2
Korxi- inv.+ interm.	198.8	-62.0	19.5	15.1 ± 41.7
B&C 2002 –5 Ma	3.7	58.4	2.5	

Tabla II. Direcciones medias y valores de rotación de eje vertical de los diferentes grupos de polaridades normales e inversas para las secuencias de Korxi y Apnia (e inversas más intermedias también para Korxi) y de la dirección esperada. La última línea corresponde a la dirección esperada.

Si comparamos los resultados de paleointensidades obtenidos con recientes estudios (Calvo-Rathert et al., 2015) donde se ha obtenido un rango de 30-45 μT podemos observar que, excepto AP02 y KR17, están por debajo de estos valores (Fig. 2). Durante una transición además del cambio de campo dipolar axial, también se observa una disminución en el valor medio de la intensidad, que se incrementa al establecerse la nueva polaridad (Merrill y McFadden, 1999), por lo que se puede confirmar que las paleointensidades obtenidas corresponden al registro de una transición de polaridad o a una etapa predecesora a ésta.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se financió con el proyecto CGL2012-32149 (*MINECO*) y el *Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER).*

REFERENCIAS

Besse, J., Courtillot, V. (2002): Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. G. Res.* 107 (B11), 2300.

Calvo-Rathert, M., et al. (2015): New paleomagnetic and paleointensity data from Georgia (Caucasus): A review. *Latinmag Letters* 5, 5 LL15-0503Rv: 1-22.

Johnson, C.L., et al. (2008): Recent investigations of the 0–5 Ma geomagnetic field recorded in lava flows. Geochem. *Geophys. Geosyst.* 9, Q04032.

Kissel, C., Laj, C., (2004): Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations: application to Hawaiian basaltic long cores. *Phys. Earth Planet. Int.* 147: 155–169.

Lebedev, V.A., et al. (2008): Geochronology of Pliocene volcanism in the Dzhavakheti highland (the lesser Caucasus). Part 1: western part of the Dzhavakheti highland. *Stratigr. Geol. Correl.* 16: 204–224.

Merrill, R.T. & McFadden, P.L. (1999): Geomagnetic polarity transitions, *Rev. Geophys.,* 37**:** 201–226.

McFadden, P.L., Merrill, R.T. y McElhinny, M.W. (1988): Dipole/Quadrupole Family Modeling of Paleosecular Variation. *J. Geophys. Res.* V. 93: 11,583-11,588.

McElhinny,M.W., McFadden, P.L. (1997): Paleosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database. *Geophys. J. I.* 131: 240–252.

Paterson, G. (2011): A simple test for the presence of multidomain behavior during paleointensity experiments. *J. Geophys. Res.* 116, B10104.

Thellier, E., Thellier, O. (1959): Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.* 15: 285–378.

Fábricas magnéticas en materiales sin-diapíricos del encajante (N cuenca Vasco-Cantábrica)

Magnetic fabrics of syn-diapiric overburden sequences (N Basque-Cantabrian basin)

R. Soto[1], E. Beamud[2,3], E. Roca[3], E. Carola[3], Y. Almar[4] y F. Escosa[3]

1 IGME. Unidad de Zaragoza. C/Manuel Lasala 44, 9B, 50006 Zaragoza. r.soto@igme.es
2 Lab. Paleomagnetisme CCiTUB-ICTJA CSIC. ICT "Jaume Almera", Solé i Sabarís, s/n, 08028 Barcelona. betbeamud@ub.edu
3 Grup Geodinàmica i Anàlisi de Conques, Univ. Barcelona, Zona Univ. Pedralbes, 08028 Barcelona. eduardroca@ub.edu, eloicarola@gmail.com, fredescosa@gmail.com
4 ICT "Jaume Almera", CSIC, Solé i Sabarís, s/n, 08028 Barcelona. yleniaalmar@yahoo.es

Resumen: Este trabajo muestra los resultados obtenidos tras realizar el análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) de 29 estaciones realizadas en margas, margas carbonatadas, areniscas finas y lutitas del intervalo Aptiense-Albiense. Las estaciones se localizan en el parte septentrional del sector central de la cuenca Vasco-Cantábrica. Quince estaciones se realizaron en los materiales sin-diapíricos de los diapiros de Bakio y Bermeo, concretamente en sus secuencias halocinéticas, y 14 estaciones en los materiales de la misma edad no afectados por los diapiros con el fin de comparar los resultados. Los parámetros Km, Pj y T muestran valores propios de materiales débilmente deformados y varían únicamente en función de la litología. La foliación magnética de prácticamente todas las estaciones es paralela a la estratificación, sugiriendo que responde a procesos de depósito y compactación. Mientras que la lineación magnética, contenida en el plano de estratificación, muestra diferencias de orientación en función de si la estación está en secuencias halocinéticas o no. En concreto, en el diapiro de Bakio, ésta se dispone de forma paralela a sus paredes sugiriendo un posible control de la misma durante el crecimiento del diapiro.

Palabras clave: ASM (Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética), lineación magnética, tectónica salina, secuencias halocinéticas, diapiro de Bakio.

Abstract: *This work shows the results obtained after the analysis of the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) of 29 sites sampled on Aptian-Albian marls, marly limestones, fine sandstones and lutites. The study area is located on the northern part of the central sector of the Basque-Cantabrian basin. Fifteen sites were sampled on syn-diapiric rocks related to the Bakio and Bermeo diapirs, on their halokinetic sequences, whereas 14 sites were done on rocks from the same age but do not affected by diapir growth in order to compare them. The parameters Km, Pj and T show typical values of weakly deformed rocks and only vary in function of lithology. The magnetic foliation of almost all sites is parallel to bedding, suggesting it reflects depositional and compaction processes. Whereas the orientation of the magnetic lineation, always contained on the bedding plane, varies between sites sampled on the halokinetic sequences and the rest of sites. In detail, in the Bakio diapir, the magnetic lineation is parallel to the diapir flanks suggesting a possible control related to its growth.*

Key words: *AMS (Anisotropy of Magnetic Susceptibility), magnetic lineation, salt tectonics, halokinetic sequences, Bakio diapir.*

INTRODUCCIÓN

El análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) representa una excelente técnica ampliamente utilizada para describir la petrofábrica de cualquier tipo de roca (Tarling y Hrouda, 1993). En materiales deformados es muy útil ya que se puede usar tanto en ambientes compresivos como extensivos, incluso en ausencia de marcadores visibles de la deformación (Mattei et al., 1997).

De entre todas sus aplicaciones, recientemente se ha demostrado su éxito para caracterizar flujos diapíricos y/o la deformación interna relacionada con la evolución de cuerpos diapíricos salinos en materiales del interior de estructuras salinas (Soto et al., 2014; Santolaria et al., 2015). Siguiendo esta línea de investigación, en este trabajo aplicamos el estudio de la ASM a las rocas sin-diapíricas mayoritariamente del encajante del diapiro de Bakio (cuenca Vasco-Cantábrica, N España). El objetivo final es analizar cómo la fábrica magnética en este tipo de materiales responde al crecimiento del diapiro, estudio no realizado previamente.

CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de estudio se sitúa en el margen N del sector central de la cuenca Vasco-Cantábrica (Fig. 1). La

cuenca Vasco-cantábrica, en el Pirineo Occidental, se formó durante el Mesozoico en relación a la apertura del Atlántico Norte (García-Mondéjar, 1996) y se invirtió a partir del final del Cretácico Superior hasta el Eoceno en el contexto de la orogenia Pirenaica (Gómez et al., 2002).

La zona de estudio se caracteriza por la presencia de varios diapiros (diapiro de Bakio, Bermeo, Guernica y Mungia) formados por sales y lutitas Triásicas (facies Keuper) y flanqueado por materiales Aptienses-Albienses sin-diapíricos definidos como secuencias halocinéticas (ver definición en Giles y Lawton, 2002) por Ferrer et al. (2014) y Poprawski et al. (2016), entre otros (Fig. 2). En concreto, el diapiro de Bakio presenta una orientación NNE-SSW y su estructura Mesozoica se ha preservado sin apenas reactivación terciaria (Poprawski et al., 2016). Ésta es una de las razones de elegirlo para analizar cómo sus materiales sin-diapíricos responden, en términos de su petrofábrica, al crecimiento del diapiro.

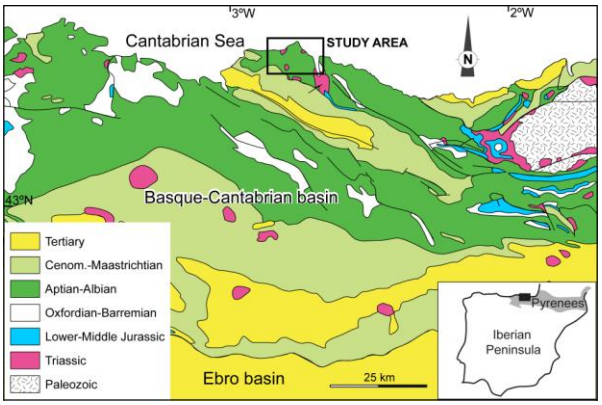


FIGURA 1. *Situación de la zona de estudio.*

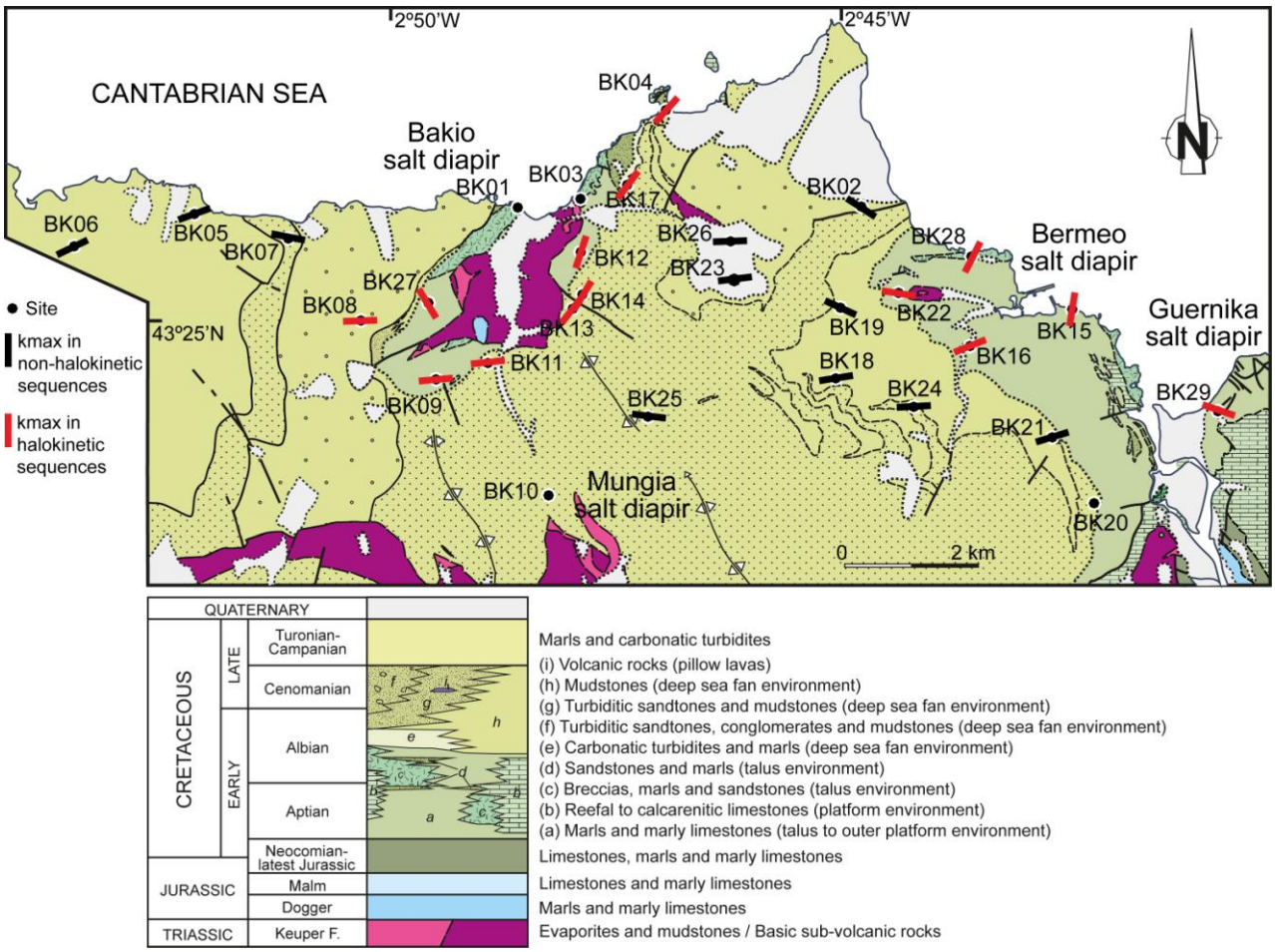


FIGURA 2. *Mapa geológico de la zona de estudio con la orientación de la lineación magnética (después de la corrección tectónica). Modificado de Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:25.000 (EVE).*

METODOLOGÍA

En este trabajo se ha analizado la ASM de 29 estaciones. Todas ellas se realizaron en margas, margas carbonatadas, areniscas finas y lutitas del intervalo Aptiense-Albiense. Del total de estaciones, 11 estaciones se realizaron en las secuencias sin-diapíricas al diapiro de Bakio, 4 en las secuencias sin-diapíricas al diapiro de Bermeo (situado al E del diapiro de Bakio) y 14 estaciones en los materiales de la misma edad no afectados por los diapiros (Fig. 2).

El análisis de la ASM se realizó en un susceptibilímetro Kappabridge KLY-3 del Laboratorio de Fábricas Magnéticas de la Universidad de Zaragoza. El análisis estadístico para obtener la magnitud y orientación de los ejes del elipsoide magnético, los parámetros Pj (grado de anisotropía) y T (parámetro de forma del elipsoide) se realizó siguiendo el método de Jelinek (Jelinek, 1977).

RESULTADOS

Los valores de la susceptibilidad magnética (Km) varían entre 50 y 412 x 10^{-6} SI. Los elipsoides magnéticos son predominantemente oblatos y el grado de anisotropía Pj varía en función de la litología de las estaciones muestreadas (Fig. 3), independientemente de si están o no en las secuencias halocinéticas de los cuerpos diapíricos estudiados. Así, mientras las margas y areniscas finas muestran un comportamiento similar con Pj variables de hasta 1.100 como media por estación, las margas carbonatas muestran valores más bajos (Fig. 3). Para todas las litologías muestreadas, el grado de anisotropía Pj es bajo, típico de sedimentos débilmente deformados.

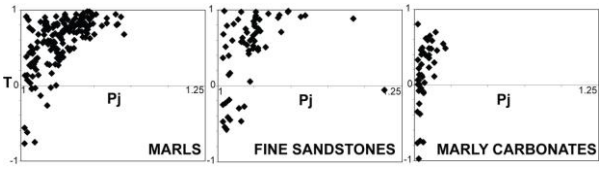


FIGURA 3. *Gráficos Pj-T por litologías.*

La mayoría de los elipsoides magnéticos presentan una foliación magnética paralela a la estratificación con los ejes menores del elipoide magnético kmin bien agrupados. La lineación magnética, definida por los ejes mayores del elipsoide magnético kmax, está contenida en el plano de estratificación en la mayoría de estaciones. Únicamente 3 estaciones analizadas presentan un elipsoide magnético oblato sin lineación magnética definida (estaciones BK01, BK10 y BK20; Fig. 4), típico de elipsoides magnéticos que reflejan únicamente una fábrica sedimentaria. Finalmente, la estación BK03 presenta un elipsoide magnético prolato y una foliación magnética no coincidente con el plano de estratificación (Fig. 4) y se ha descartado para posteriores interpretaciones estructurales.

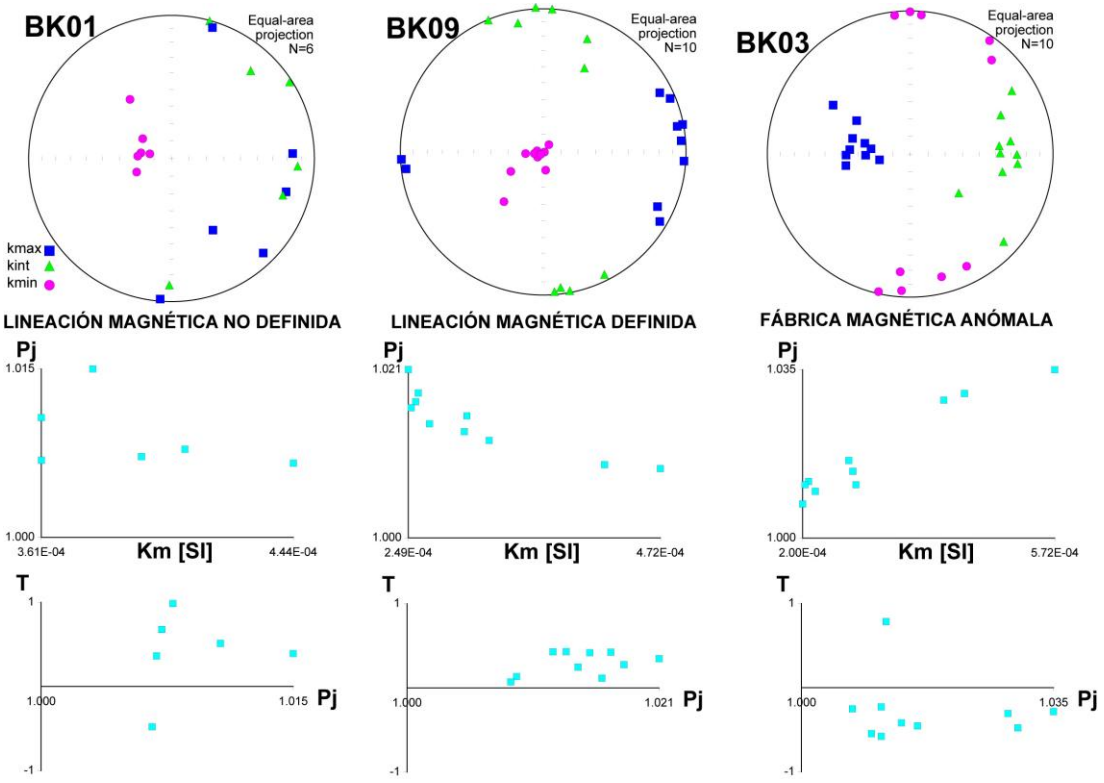


FIGURA 4. *Estereogramas (después de la corrección tectónica), gráficos Km-Pj y Pj-T de las estaciones BK01, BK09 y BK03.*

La lineación magnética no muestra una orientación preferente común en todas las estaciones realizadas (Fig. 3). Así, las estaciones realizadas en las secuencias halocinéticas del diapiro de Bakio muestran una orientación preferente NE-SW en las estaciones más septentrionales del flanco oriental de dicho diapiro a ENE-SWS en las estaciones más meridionales de dicho flanco. Esta orientación es paralela a la directriz del diapiro como se observa en la Figura 3. En las secuencias halocinéticas del diapiro de Bermeo, sólo la estación BK22 muestra una lineación magnética paralela a la orientación E-W de dicho diapiro. El resto de estaciones, realizadas en materiales Aptienses-Albienses de la zona de estudio no afectados por el crecimiento de los diapiros salinos, muestra una dirección de la lineación magnética variable (Fig. 3), pero que no coincide con la orientación que aparece en las estaciones realizadas en las secuencias halocinéticas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La foliación magnética obtenida en todas las estaciones, excepto en la estación BK03, se interpreta de origen sedimentario debido a procesos de depósito y compactación. Respecto a la lineación magnética obtenida en las estaciones que no se encuentran en las secuencias halocinéticas se interpreta que podría estar relacionada con la dirección de extensión reinante en la cuenca sedimentaria en el momento o ligeramente posterior al depósito de los materiales muestreados y/o teniendo en cuenta la presencia de esquistosidad incipiente en los materiales muestreados, que ésta haya sido modificada posteriormente durante la compresión Terciaria.

Respecto a las estaciones realizadas en las secuencias halocinéticas, para el caso del diapiro de Bakio, la orientación de la lineación magnética se dispone de forma paralela a las paredes de dicho diapiro (Fig. 2). En este tipo de contextos, la orientación de la lineación magnética podría reflejar la deformación que se produce en las secuencias halocinéticas de forma contemporánea al crecimiento del diapiro. Así, una de las características de las secuencias halocinéticas es que se forman por plegamiento forzado ("drape folding") durante el crecimiento pasivo del diapiro (Giles y Lawton, 2002). Sin embargo, un análisis de cuáles son los principales portadores de la fábrica magnética es necesario para poder dar validez a los resultados obtenidos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado gracias a los proyectos DGES coordinados CGL2014-54118-C2-1-R y CGL2014-54118-C2-2-R. Agradecemos la revisión de Belén Oliva-Urcia.

REFERENCIAS

Ferrer, O., Arbués, P., Roca, E., Giles, K., Rowan, M.G., De Matteis, M. y Muñoz, J.A. (2014): Effect of Diapir Growth on Synkinematic Deepwater Sedimentation: The Bakio Diapir (Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain). *AAPG Annual Convention and Exhibition, Houston, USA*.

García-Mondéjar, J. (1996): Plate reconstruction of the Bay of Biscay. *Geology*, 24(7): 635-638.

Giles, K.A. y Lawton, T.F (2002): Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to the el Papalote diapir, northerastern Mexico. *AAPG Bull.*, 86: 823-840.

Gómez, M., Vergés, J. y Riaza, C. (2002): Inversion tectonics of the northern margin of the Basque Cantabrian Basin. *Bull. Soc. Géol. France*, 173: 449-459.

Jelinek, V. (1977): *The statistical Theory of Measuring Anisotropy of Magnetic Susceptibility of Rocks and its Application*. Geofyzika, Brno, 88 p.

Mattei, M., Sagnotti, L., Faccenna, C. y Funicello, R. (1997): Magnetic fabric of weakly deformed clay-rich sediments in the Italian peninsula: Relationship with compressional and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 271: 107-122.

Poprawski, Y., Basile, C., Jaillard, E., Gaudin, M., y Lopez, M. (2016): Halokinetic sequences in carbonate systems: An example from the Middle Albian Bakio Breccias Formation (Basque Country, Spain). *Sedimentary Geology,* 334: 34–52.

Santolaria, P., Casas, A.M. y Soto, R. (2015): Anisotropy of magnetic susceptibility as a proxy to assess internal deformation in diapirs: case study of the Naval salt wall (Southern Pyrenees). *Geophys. J. Int.*, 202: 1207–1222.

Soto, R., Beamud, E., Oliva-Urcia, B., Roca, E., Rubinat, M. y Villalaín, J.J. (2014): Applicability of magnetic fabrics in rocks associated with the emplacement of salt structures (the Bicorb–Quesa and Navarrés salt walls, Prebetics, SE Spain). *Tectonophysics*, 629: 319–334.

Tarling, D.H. y Hrouda, F. (1993): *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall, London, 217 p.

Resultados paleomagnéticos preliminares en el sector occidental del Alto Atlas Central, Demnat. Implicaciones tectónicas

Preliminary paleomagnetic results in the western sector of the Central High Atlas, Demnat. Tectonic implications

S. Torres-López[1], J.J. Villalaín[1], A. Casas[2] y H. el Ouardi[3]B. Moussaid[4]

1 Departamento de Física. Escuela Politécnica Superior. Universidad de Burgos. Avd Cantabria S/N, 09006 Burgos, España. storres@ubu.es, villa@ubu.es
2 Departamento de Ciencias de la Tierra, facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España. acasas@unizar.es
3Dép. de Géologie, Faculté des Sciences, Université Moulay Ismail, BP. 11201 Zitoune, Meknès, Maroc. hmidouelouardi@yahoo.fr
4Département de géologie, Ecole Normale Supérieure, Université Hassan II, Ghandi Casablanca BP: 500 69, Morocco. bnmous@hotmail.fr

Resumen: Presentamos los resultados preliminares de un estudio paleomagnético en sedimentos Mesozoicos del corte Demnat-Culminación de Skoura, en el Alto Atlas Marroquí. La magnetización de las series triásicas y jurásicas estudiadas está dominada por una remagnetización que presenta un comportamiento muy estable y polaridad normal. Se ha calculado la dirección característica de la remagnetización utilizando el método de los círculos menores que da como resultado D= 338.9º, I= 45.9º. La comparación de la dirección característica de la remagnetización con la curva de deriva polar aparente global (GAPWP) para el norte de África ha permitido asignar una edad Cenomaniense (~ 100 M.a.) similar a la obtenida en otras regiones del Alto Atlas Central. Los resultados obtenidos permiten constatar que la mayoría de las estructuras analizadas a lo largo del perfil Demnat-Culminación de Skoura son pre-Cenozoicas y por tanto, no son resultado de la compresión relacionada con la convergencia entre África-Eurasia. La ausencia de intrusiones y de diapirismo en esta zona del Atlas, y la situación de las estaciones estudiadas por debajo o en ausencia del nivel de despegue regional, reavivan la hipótesis de posibles deformaciones moderadas durante el Jurásico medio en el Alto Atlas Central marroquí.

Palabras clave: Remagnetización, Alto Atlas, Paleomagnetismo, método SCI, Demnat.

Abstract: *We present the preliminary results of a paleomagnetic study in Mesozoic sediments of the Demnat-Skoura Culmination, in the Moroccan High Atlas. The magnetization of the Triassic and Jurassic studied series is dominated by a remagnetization with a very stable behavior and systematic normal polarity. We have calculated the characteristic direction of the remagnetization using the small circles method, the result obtained is D= 338.9º, I = 45.9º. Comparing this direction with the Global Apparent polar Wander Path (GAPWP) for Northern Africa we can assign a Cenomanian age (about 100 M.a.), similar to that obtained in other regions of the Central High Atlas. This work allows us to observe that most of the structures analyzed along the Demnat-Skoura Culmination profile are pre- Cenozoic and do not result from African-Eurasia compression. The absence of intrusions and Diapirism in this area, and the location of paleomagnetic sites at a structural level below, or lacking a regional décollement level of the Atlas revives the hypothesis of possible moderate deformations during the Middle Jurassic in Central Moroccan High Atlas.*

Key words: *Remagnetization, High Atlas, Paleomagnetism, Sci method, Demnat.*

INTRODUCCIÓN

En los últimos años, se han realizados diversos estudios paleomagnéticos a lo largo de Alto Atlas Central (Torres-López et al., 2014, 2015; Moussaid et al., 2014). En todos ellos se describe una remagnetización que afecta a sedimentos mesozoicos, independientemente de la litología y la edad. Torres-López et al. (2014) señalan la existencia de una remagnetización cretácica que afecta a la serie jurásica en el Alto Atlas marroquí a partir de un estudio paleomagnético en uno de los sectores más estudiados del Alto Atlas, el corte de Imilchil. Así mismo, Moussaid et al. (2014) describen una remagnetización de la misma edad en las capas rojas jurásicas de una zona del margen norte de la cordillera (sinclinal de Aït-Attab). Torres-López et al. (2015) ponen de manifiesto la extensión del proceso de remagnetización con el estudio realizado a través del corte de Midel-Errachidia.

Las remagnetizaciones *syn-folding* permiten, a partir del método expuesto en Villalaín et al. (2015), conocer la posición de diferentes estructuras en el momento de la adquisición de la remagnetización. Torres-López et al. (2016) reconstruyen diferentes estructuras del Atlas Central a los 100 M.a, permitiendo analizar los eventos deformacionales antes y después de la remagnetización.

Este trabajo confirma, a partir de un nuevo estudio paleomagnético a través del corte Demnat-Culminación de Skoura situado en la zona más occidental del Alto Atlas Central que la extensión afectada por la remagnetización abarca todo el Alto Atlas Central. Además, los resultados cuestionan la actividad tectónica sufrida en el Alto Atlas durante el Mesozoico, reavivando el debate sobre posibles eventos transpresionales/trantensionales previos a la inversión de las cuencas Mesozoicas durante el Cenozoico.

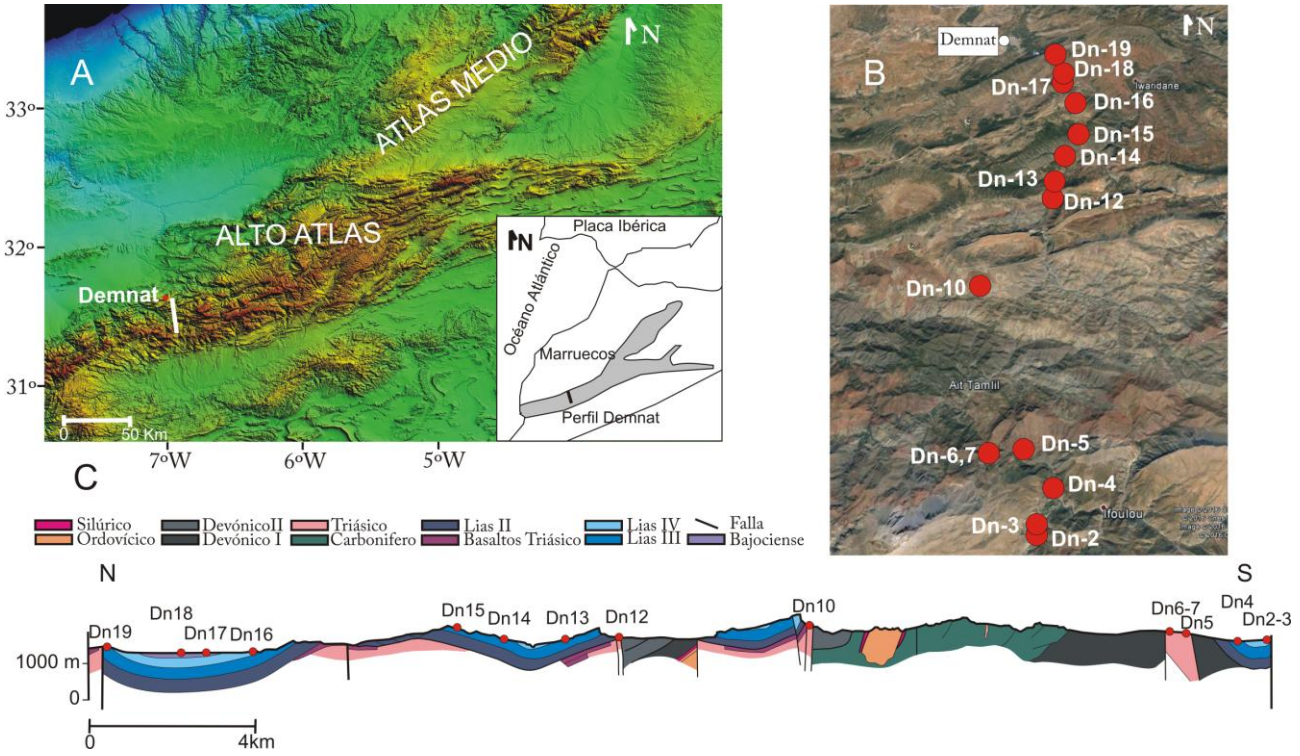


FIGURA 1. *A) Situación geográfica del corte de Demnat-Culminación de Skoura. B) Imagen de google earth con las estaciones paleomagnéticas. C) Corte geológico con la situación de las estaciones paleomagnéticas. (Modificado del mapa de Azilal. Jenny. J, 1982).*

MARCO GEOLÓGICO

La Cordillera del Atlas es una cadena montañosa intracontinental que exhibe dos ramas principales: el Alto Atlas, con dirección dominante tendente a E-W y el Atlas Medio, alineado aproximadamente en dirección NE-SW (Laville et al., 1992, Frizon de Lamotte et al., 2000). La evolución tectónica del Alto Atlas viene marcada por dos eventos mayores. El primero es una etapa de extensión y rifting que se produce durante el Triásico-Lías inferior. Durante este periodo se forman cuencas extensionales en el Alto Atlas Central. Un segundo evento compresivo y transtensional tiene lugar para la mayoría de los autores a partir del Cretácico final y Cenozoico. Se caracteriza por la inversión de las cuencas mesozoicas a partir de la convergencia entre África y Europa. La transversal de Demnat es el perfil más occidental del Alto Atlas Central (fig.1). Presenta amplios sinclinales separados de estrechos anticlinales y extensos afloramientos de la serie triásica y del basamento paleozoico. Los amplios sinclinales se encuentran limitados por fallas de alto ángulo. Es destacable la ausencia de grandes despegues y por consiguiente de intrusiones gabroicas y diapirismo, lo que marca una diferencia con la zona central y este del Alto Atlas Central .

MUESTREO Y ANÁLISIS PALEOMAGNÉTICOS

Han sido muestreadas 15 estaciones (120 muestras) en series de calizas, calizas margosas, y detríticas que van desde el Triásico hasta el Bajociense (fig. 1B y 1C) a lo largo de un perfil N-S. Las muestras fueron tomadas con una perforadora de gasolina y orientadas in situ. Los análisis magnéticos fueron llevados a cabo en el laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. En este trabajo se presentan los resultados preliminares obtenidos en muestras piloto (media de 2/3 muestras por estación). La magnetización remanente natural fue medida usando un magnetómetro criógenico 2G 755. La desmagnetización térmica se llevó a cabo con un horno TD48-SC. La técnica se usó de manera sistemática en todas las muestras piloto en pasos de 25ºC hasta un máximo de 695ºC. Tras el análisis magnético se determinaron las componentes direccionales mediante técnicas de regresión lineal. La desmagnetización térmica desvela dos componentes. La primera componente presenta una temperatura máxima de

desbloqueo de 250º C y la dirección del campo magnético actual previo a la corrección tectónica. Esta componente es considerada viscosa y no se tendrá en cuenta en este estudio. En las calizas se observa una segunda componente que presenta temperaturas de desbloqueo desde 300 hasta 450-475ºC (componente A, Fig. 2).

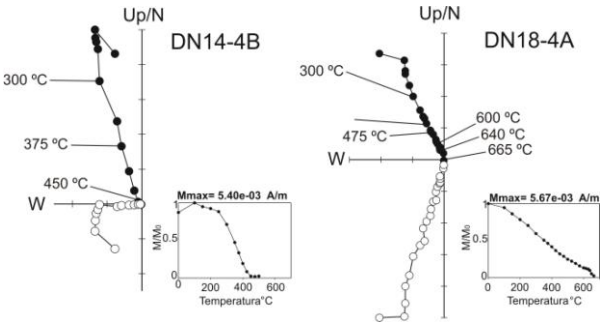


FIGURA 2. *Desmagnetización térmica de la NRM de dos muestras representativas de caliza (a) y detrítica (b). Las direcciones están en coordenadas geográficas. También se muestran las gráficas de la evolución de la NRM normalizada M/M0. en función de la temperatura.*

Las características generales de esta componente son las mismas que las descritas para la remagnetización del Alto Atlas por Torres-López et al. (2014, 2015). En las series rojas la componente característica observada además de la viscosa alcanza máximas temperaturas de desbloqueo de hasta 665ºC y polaridad sistemáticamente normal con propiedades similares a la remagnetización cretácica descrita por Moussaid et al. (2014) en el sinclinal de Ait Attab situado al norte de esta región.

DIRECCIÓN PALEOMAGNÉTICA Y EDAD DE LA REMAGNETIZACIÓN

Se han calculado las direcciones de la componente característica para cada sitio, así como el círculo menor que generan. Hemos aplicado a esta serie de círculos menores el método SCI, que muestra una solución óptima (intersección) en D= 338,9°; I= 45,9° (Fig.3b). La comparación de la dirección característica de la remagnetización con la curva de deriva polar aparente global (GAPWP) en coordenadas Africanas (Torsvik et al., 2012) calculada para el Alto Atlas Central permite obtener la edad de la remagnetización en 100 M.a., con una incertidumbre comprendida entre 75 y 110 M.a.

DISCUSIÓN

Como ya se ha mencionado, una de las características de la zona occidental del Alto Atlas Central es la ausencia de diapirísmo y de intrusiones gabroicas. En la figura (3a) observamos que en 11 de las 15 estaciones la dirección de la remagnetización *in situ* coincide con la dirección óptima de la remagnetización. Los buzamientos de esas estaciones oscilan entren 20 y 65º, lo que implica que la deformación que vemos en la transversal Demnat-Culminación de Skoura no se produce en su mayor parte debido a la inversión de las cuencas del Atlas a partir del Cenozoico sino que las estructuras están generadas antes del Cenomaniense.

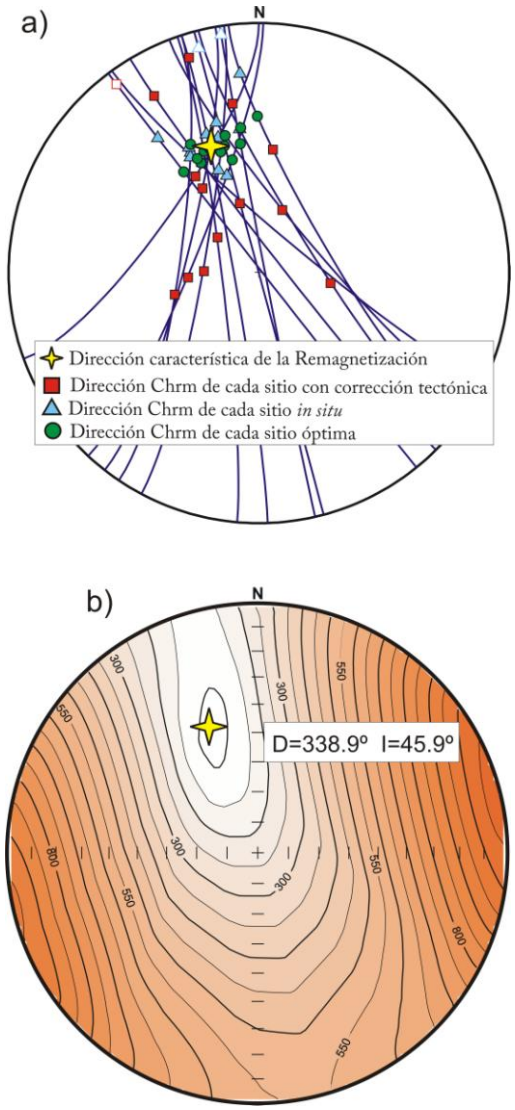


FIGURA 3. *a) Proyección de los círculos menores de las estaciones usadas para el cálculo de la dirección de la componente característica (Chrm) en el sector Demnat-Culminación de Skoura. b) Proyección de igual área con las isolíneas del parámetro A del método SCI (ver por ejmplo Villalaín et al., 2015). Se resalta la direcciónes característica de la remagnetización descrita.*

Cuatro de las estaciones: Dn19, Dn14, Dn7 y Dn4 distribuidas a los largo del corte (fig.1) muestran una remagnetización *syn-folding*. Al restituir estas estaciones al momento de la adquisición de la remagnetización con el método de Villalaín et al. (2015) se observa que alrededor del 50% del buzamiento que presentan en la actualidad es debido a la compresión cenozoica. Sin embargo, 11 estaciones presentan ángulos de restitución menores a 6º y por

tanto sus buzamientos actuales son atribuibles a procesos de deformación previos a 100 M.a.

Las causas de la deformación podrían estar relacionadas con diferentes eventos, como la propia deformación asociada a las fallas normales durante la formación de las cuencas (drags normales, en este caso, ver corte de la figura 1), o deformaciones transtensionales ligadas a etapas tardías del rift. En cualquier caso, la aportación de este trabajo reaviva el debate respecto a las hipótesis de las diferentes etapas de deformación sufridas en el Atlas marroquí. Muchos autores han defendido fases de deformación jurásicas (Laville y Piqué, 1992) mientras que muchos otros (Teixell et al., 2003 referencias dentro) asumen que toda la deformación ocurre durante la inversión de las Cuencas a Partir del Cenozoico.

CONCLUSIONES

La transversal estudiada en el sector más occidental del Alto Atlas Central presenta una componente paleomagnética muy estable, con polaridad sistemáticamente normal y temperaturas de bloqueo de unos 475º C, propiedades similares a las observadas en la zona central y oriental. Utilizando el método de intersección de círculos menores (SCI) se ha calculado la dirección paleomagnética característica de la remagnetización (D= 338.9 º, I= 45.9º). Comparando esta dirección con la GAPWP en coordenadas Africanas (Torsvik et al., 2012) se obtiene la edad más probable para la remagnetización en 100 M.a. Nuestros resultados demuestran que la remagnetización Cretácica observada en el Alto Atlas Marroquí se registra en un área muy importante extendiéndose hacia el oeste con las mismas propiedades, la misma dirección y la misma edad.

Además, este trabajo demuestra que existen eventos tectónicos deformacionales pre-Cenozoicos que no están ligados a la intrusión de cuerpos gabroicos ni diapirismo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2012-38481 de la DGICT, Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España y por fondos FEDER de la Unión Europea. Sara Torres López agradece la beca F.P.I. del ministerio de Economía y Competitividad del gobierno de España.

REFERENCIAS

Frizon de Lamotte, D., Saint Bézar, B., Bracène, R. y Mercier, E. (2000): The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19: 740–761

Jenny, J. y Couvreur, G. (1982): Mapa Geológico de Azilal 1:50.000, hoja nº 339. *Ministère de l'énergie et des mines direction de la géologie.*

Laville, E. y Piqué, A. (1992): Jurassic penetrative deformation and Cenozoïc uplift in the Central High Atlas (Morocco): a tectonic model. Structural and orogenic inversions. *Geologishe Rundschau*. 81: 157–170.

Moussaid, B., Villalaín, J.J., Casas-Sainz, A., El Ouardi, H., Oliva-Urcia, B., Soto, R., Román-Berdiel, T. y Torres-López, S. (2015): Primary vs. secondary curved fold axes: Deciphering the origin of the Aït Attab syncline (Moroccan High Atlas) using paleomagnetic data. *Journal of Structural Geology*. 70: 65-77.

Teixell, A., Arboleya, M.L., Julivert, M. y Charroud, M. (2003): Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics*, 22: 1051, doi: 10.1029/2002TC001460.

Torres-López, S., Villalaín, J.J., Casas, A., El Ouardi, H., Moussaid, B. y Ruiz-Martínez, V.C. (2014): Widespread Cretaceous secondary magnetization in the High Atlas (Morocco). A common origin for the Cretaceous remagnetizations in the western Tethys?. *Journal of the Geological Society*. 171: 673-687.

Torres-López, S., Villalaín, J.J., Casas, A., El Ouardi, H., Moussaid, B. y Ruiz-Martínez, V.C. (2015): Sobre la extensión de la remagnetización Cretácica en el Alto Atlas marroquí. *Geogaceta*, 57: 23-26.

Torres-López, S., Villalaín, J.J., Casas, A., El Ouardi, H., y Moussaid, B. (2016): Pre-Cenomanian versus Cenozoic folding in the High Atlas revealed by paleomagnetic data. *Terra Nova*, 00: 1-10.

Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preden, U., Mc Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., Van Hinsbergen, D., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J. G., McCausland, P.J.A. y Cocks, L.R.M. (2012): Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114: 325-368.

Villalaín, J.J., Casas-Sainz A.M. y Soto R. (2015): Reconstruction of inverted sedimentary basins from syn-tectonic remagnetizations. A methodological proposal. In: Pueyo, E. L., Cifelli, F., Sussman, A. J. & Oliva-Urcia, B. (eds) Palaeomagnetism in Fold and Thrust Belts: New Perspectives. *Geological Society, London, Special Publications*, 425: http://doi.org/10.1144/SP425.10

Estudio paleomagnético preliminar de diques mesozoicos del Alto Atlas. Control térmico en la generación de pirrotina en calizas remagnetizadas con magnetita

Preliminary paleomagnetic study of mesozoic dikes from the High Atlas. Thermal control on the occurrence of pyrrhotite in magnetite-bearing remagnetized limestones

J.J. Villalaín[1], V.C. Ruiz[2], S. Torres-López[1], A. Casas-Sainz[3], B. Moussaid[4] y P. Calvín[1]

1 Dep. Física, E. Politécnica Superior. Universidad de Burgos, Av. Cantabria S/N, 09006 Burgos. villa@ubu.es
2 Dep de Geofísica y Meteorología, Facultad de Física, Universidad Complutense, 28040 Madrid vcarlos@ucm.es
3 Dep. de Ciencias de la Tierra, facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España. acasas@unizar.es
4 Dép. de géologie, Ecole Normale Supérieure, Université Hassan II, Ghandi Casablanca BP: 500 69, Morocco. bnmous@hotmail.fr

Resumen: Las calizas jurásicas del Alto Atlas Central están intruidas por diques y cuerpos plutónicos de edad Jurásico superior. Las calizas encajantes han sufrido una remagnetización regional con polaridad normal portada por manetita que ha sido datada en 100 Ma. Se ha desarrollado un detallado estudio paleomagnético y de magnetismo de rocas en estos diques, con el fin de estudiar las transformaciones de la mineralogía magnética en la roca encajante debido al impacto térmico del dique. Se ha observado una clara señal de pirrotina en los primeros 1-2 metros de roca encajante. La NRM muestra también una componente paleomagnética estable portada por la pirrotina con polaridad inversa coexistiendo con la remagnetización cretácica portada por la magnetita. Se ha observado un gradiente en la concentración de pirrotina que indica un control térmico de la generación de este mineral. En este trabajo se discute sobre el efecto de la temperatura en las transformaciones que involucran magnetita y pirrotina en rocas sedimentarias.

Palabras clave: Metamorfismo de contacto, dique, pirrotina, magnetita, remagnetización, magnetismo de rocas.

Abstract: *The Jurassic limestones of the Central High Atlas are intruded by Upper Jurassic dykes and plutonic bodies. The limestone host rocks have undergone a widespread and pervasive normal polarity remagnetization carried by magnetite which has been dated as 100 Ma. In order to study the magnetic mineralogical changes due to the thermal impact of a dike in the remagnetized limestones, a detailed rock magnetic and paleomagnetic study has been performed in these dikes. A clear signal of pyrrhotite has been observed by different rock-magnetic analysis in the 1-2 meters of host-rocks closest to the dike. The NRM also shows a pyrrhotite paleomagnetic component with reversed polarity coexisting with the remagnetization carried by magnetite. A gradient of pyrrhotite content has been observed in the host-rock indicating a thermal control on pyrrhotite development. A discussion about the thermal effect on the chemical transformation involving magnetite and pyrrhotite in sedimentary rocks is presented.*

Key words: *Contact metamorphism, dyke, pyrrhotite, magnetite, remagnetization, rock magnetism.*

INTRODUCCIÓN

El Alto Atlas marroquí es el resultado de la inversión tectónica de cuencas extensionales formadas durante el Triásico y Jurásico inferior (Fig. 1a). El área investigada (región de Imilchil) está dominada fundamentalmente por calizas y calizas margosas plegadas con ejes de dirección NE-SW. Esta área está caracterizada por la presencia de cuerpos intrusivos, fundamentalmente gabroicos y enjambres de diques probablemente conectados espacialmente con las rocas intrusivas (Fig. 1b-c). La edad de esta actividad magmática se considera de edad Jurásico superior a Cretácico inferior (Hailwood and Mitchell, 1971).

Estamos realizando un estudio paleomagnético sistemático en los diques de la región de Imilchil, para lo que hemos realizado un muestreo de 14 de ellos, tanto de la roca magmática como de la caliza encajante. En total se han muestreado 18 afloramientos de diques y 13 afloramientos de calizas encajantes.

Recientes estudios paleomagnéticos han demostrado que las calizas de esta región han sufrido una remagnetización regional que afecta a la mayor parte de las rocas mesozoicas del Alto Atlas Central y que se ha datado en 100 Ma (Torres-López et al., 2014). El mineral portador de esta magnetización secundaria en las calizas es la magnetita, que presenta sistemáticamente polaridad normal.

En este trabajo se analizan los cambios mineralógicos debidos al impacto térmico de los diques sobre la caliza jurásica, a partir de los resultados paleomagnéticos y de magnetismo de las rocas obtenidos en varios perfiles detallados sobre la roca encajante. Para este propósito se ha estudiado el dique de Outerbate-Tissila de 20 km de longitud que en este sector tiene una anchura de 2 metros (Fig. 1b y c). En el límite entre el dique y la caliza encajante se observa

una lámina muy alterada del orden de 10 cm con evidente metamorfismo de contacto (fig. 1d).

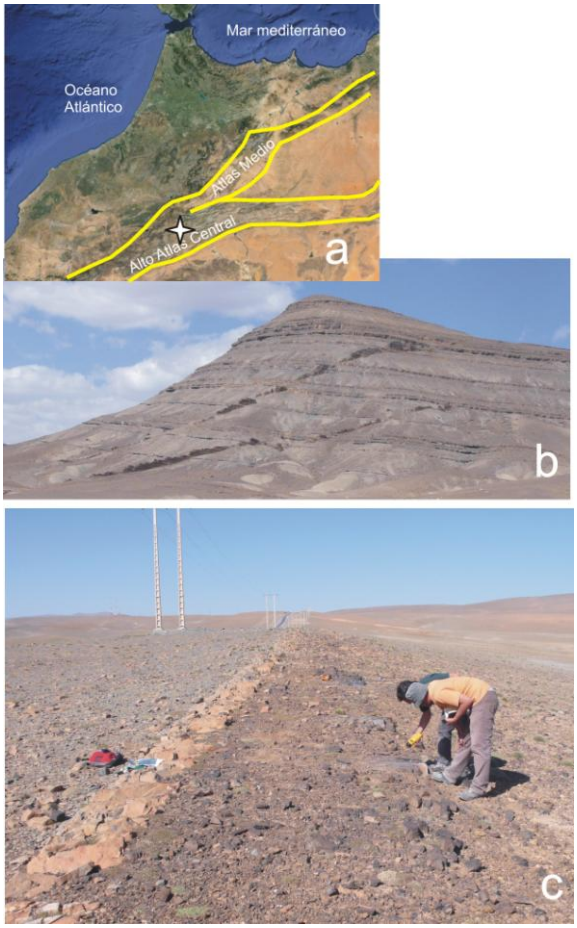


FIGURA 1. *a) imagen de satélite con la localización de la zona de estudio. b) y c) fotografías de los diques investigados.*

rocas y paleomagnetismo desarrollados en el laboratorio de paleomagnetismo de la UBU se han descrito cambios graduales de las propiedades magnéticas a lo largo de los dos primeros metros de las rocas encajantes.

RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS Y DE MAGNETISMO DE LAS ROCAS.

La lámina de contacto presenta baja intensidad de la magnetización y direcciones erráticas. Sin embargo, las calizas encajantes registran sistemáticamente la remagnetización cretácica observada en las calizas jurásicas del Alto Atlas Central (Torres-López et al., 2014), representada por una componente de baja coercitividad y temperatura de desbloqueo máxima de 450ºC portada por magnetita (componente A; Fig. 2a). Entre la lámina de contacto y 1-2 metros de distancia esta fase coexiste con otra componente "P" de alta coercitividad, temperaturas de desbloqueo entre 250 y 325ºC y polaridad inversa. Esta componente muestra una máxima intensidad a una distancia de 60 cm del dique y desaparece por completo a 2 metros. Por tanto, esta componente está ligada forzosamente con el emplazamiento del dique.

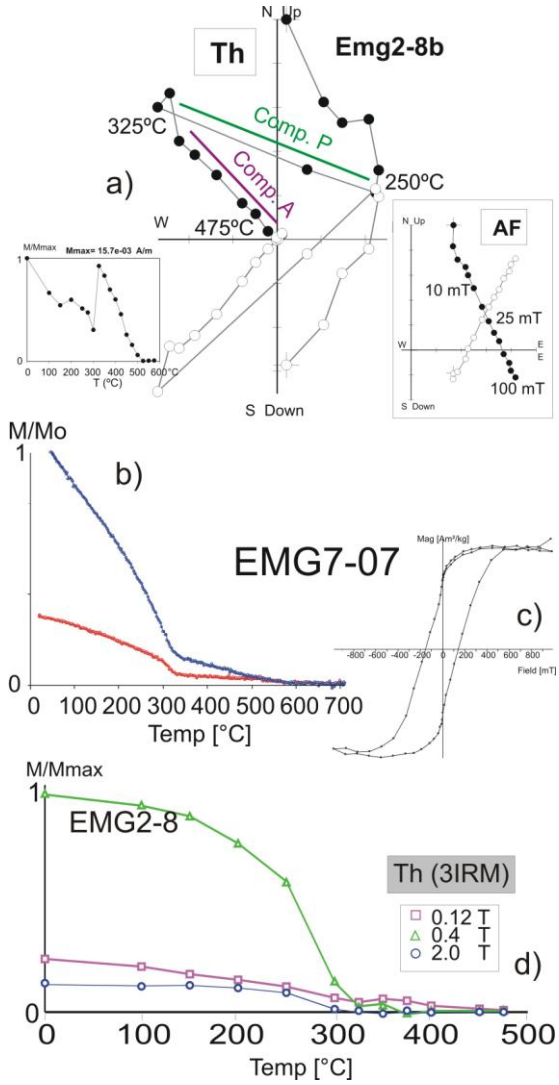


FIGURA 2. *a) Ejemplo de desmagnetización térmica y por AF de la NRM. b) curva termomagnética c) ciclo de histéresis y d) desmagnetización térmica de tres componente ortogonales de IRM, todas ellas correspondientes a una caliza encajante desmagnetizada situada a 50 cm de distancia del dique.*

térmica de tres componentes ortogonales muestran fases de coercitividad intermedia y temperatura de desbloqueo máxima de 325ºC (Fig. 2d). El ciclo de histéresis y la curva termomagnética confirman esta interpretación (fig. 2b y c).

Con el fin de confirmar la coexistencia de estas dos fases (magnetita-comp. A y pirrotina-comp. P), así como de cuantificar la contribución de ambas a diferentes distancias hemos realizado un experimento de adquisición progresiva de IRM de alta resolución. Los resultados se han interpretado mediante funciones de distribución acumulativas de tipo logarítmica-gausiana Log-Gausianas (Kruiver et al., 2001). En la figura 3 se representan los valores experimentales y las curvas de gradiente de adquisición (GAP) que

muestran para distintas distancias dos componentes: a) una componente de baja coercitividad (centrada en $B_{1/2}$ = 60-100 mT) y b) otra de alta coercitividad ($B_{1/2}$ = 250 mT), que se han asociado con la remagnetización cretácica del Alto Atlas y la pirrotina inducida por el emplazamiento del dique (componente P) respectivamente.

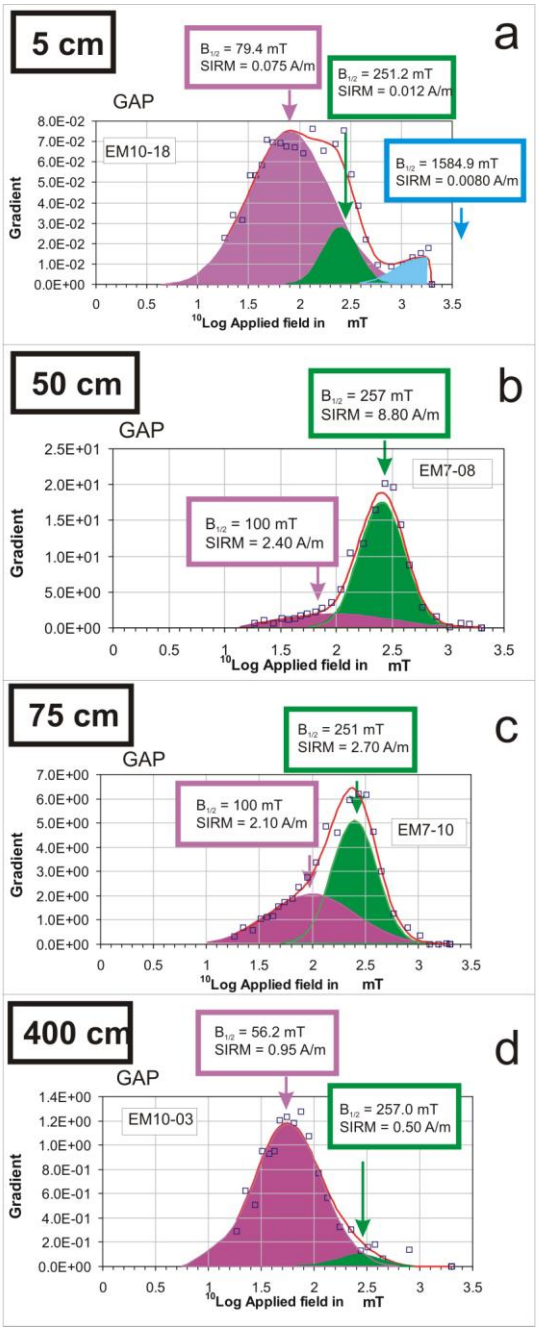


FIGURA 3. *Gráficos de gradiente de adquisición (GAP) con la descomposición de componentes de coercitividades. Se indican la coercitividad media de cada componente y su*

Teniendo en cuenta estos resultados podemos considerar que la mayor parte de la pirrotina tiene su espectro de coercitividades comprendido entre 0.1T y 0.6T. Se han sometido una serie de muestras distribuidas a lo largo de varios perfiles a una adquisición en dos ejes perpendiculares de estos dos campos respectivamente. Llamamos $SIRM_{(0.6T-0.1T)}$ a la magnetización en el eje de 0.6T, es decir la diferencia de la magnetización remanente isoterma de saturación entre 0.6T y 0.1T. Esta fase contiene la contribución de la mayor parte de los granos de pirrotina, por lo que utilizamos $SIRM_{(0.6T-0.1T)}$ como parámetro de cuantificación de este mineral. La figura 4 muestra cómo la máxima contribución se registra aproximadamente a una distancia de 60 cm del borde del dique y es prácticamente nula a partir de 1-2 metros.

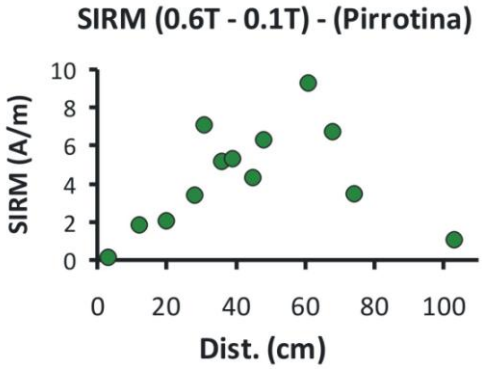


FIGURA 4. *Variación del parámetro $SIRM_{(0.6T-0.1T)}$ observado en la roca encajante, representativo de la concentración de pirrotina (ver texto) en función de la distancia al dique.*

La dirección media de la componente A (remagnetización cretácica) es consistente con la obtenida en otras áreas del Alto Atlas Central (Fig. 5). Además se solapa con la dirección paleomagnética esperada para una edad de 100 M.a. en la región de Imilchil a partir de la curva de deriva polar aparente global (GAPWP) en coordenadas Africanas (Torsvik et al., 2012). Sin embargo la componente P, portada por la fase neoformada de pirrotina y asociada al impacto térmico del dique, muestra polaridad inversa y una declinación compatible con edades más recientes (probablemente Jurásico superior). Esta interpretación debe considerarse con prudencia ya que las direcciones pueden estar afectadas por la variación paleosecular del CMT.

Varias muestras del dique han sido también desmagnetizadas, sin embargo muestran direcciones dispersas probablemente porque han sido remagnetizadas por la acción de rayos. Se ha intentado determinar la componente característica a partir de la intersección de círculos de remagnetización. La dirección obtenida (fig. 5) se solapa con la dirección de la pirrotina.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los análisis detallados de magnetismo de las rocas muestran un gradiente en la concentración de pirrotina, con un máximo a una distancia del orden de 60 cm del borde del dique (Fig. 4), lo que sugiere un control térmico sobre la generación de pirrotina en las calizas encajantes del dique. Algunos estudios previos han

demostrado la formación de pirrotina a expensas de magnetita y/o pirita (Schill et al., 2002). Por otra parte, Rochette (1987) determinó que la magnetita a una temperatura de 250ºC y la pirita a 320ºC pueden alterarse para formar pirrotina. La formación de pirrotina se puede explicar por tanto si los sedimentos ricos en pirita se calientan a temperaturas superiores a 300ºC. Teniendo en cuenta las dimensiones del dique y los modelos térmicos para distintas dimensiones de dique propuestos por diferentes autores (ej. Webber et al., 1999), la ventana de temperaturas correspondiente a la banda de alta concentración de pirrotina (Fig. 4) se corresponde satisfactoriamente con las temperaturas mencionadas. Aubourg y Pozzi (2010) analizan las transformaciones químicas que implican magnetita y pirrotita en arcillas en la ventana de 85ºC-250ºC. Aproximadamente a 95°C comienza la creación de pirrotina, sin embargo, ésta se enmascara por la neoformación de magnetita entre 125 y 250ºC. A temperaturas más altas vuelve a dominar la formación de pirrotina.

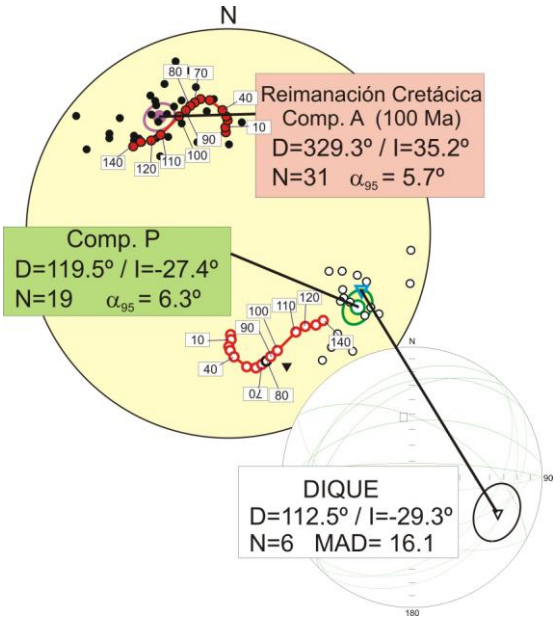


FIGURA 5. *Proyección estereográfica de las direcciones de las componentes A (magnetita) y P (pirrotina) comparadas con la curva de direcciones paleomagnéticas esperadas a partir de la GAPWP en coordenadas Africanas para ambas polaridades. Se señala también la dirección paleomagnética obtenida en el material ígneo del dique mediante intersección de círculos de remagnetización.*

prueban que la remagnetización portada por magnetita neoformada (Torres-López et al., 2014) ocurrió hace100 M.a., después del emplazamiento del dique y por tanto de la generación de la pirrotina (Jurásico superior). Sin embargo es destacable que el proceso de remagnetización no ha alterado la señal de la pirrotina.

Los diques analizados tienen una señal paleomagnética compleja debido a la ocurrencia de rayos que se solapan con la componente primaria. Proponemos, por ello, complementar los datos paleomagnéticos con las direcciones coetáneas registradas por la pirrotina en la caliza encajante que se aíslan con mucha claridad (Fig. 2a). Estas direcciones permitirán obtener un polo paleomagnético de África para la edad de los diques. Tanto la datación de los diques como su estudio paleomagnético sistemático está actualmente en proceso.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2012-38481 de la DGICyT, Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España y por fondos FEDER de la Unión Europea.

REFERENCIAS

Aubourg, C. y Pozzi, J. P. (2010): Toward a new, 250ºC pyrrhotite-magnetite geothermometer for claystones, 250ºC pyrrhotite–magnetite geothermometer for claystones. *Earth and Planetary Science Letters*, 294: 47–57.

Hailwood, E. a., y J. G. Mitchell (1971):, Palaeomagnetic and Radiometric Dating Results from Jurassic Intrusions in South Morocco, *Geophys. J. Int.,* 24(4): 351–364.

Kruiver, P.P., Dekkers, M.J. y Heslop, D., (2001): Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation, *Earth planet. Sci. Lett.*, 189: 269–276.

Rochette, P. (1987): Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps: toward the use of „magnetic isograde". *Earth and Planetary Science Letters*, 84: 446–456.

Schill, E., Appel, E. y Gautam, P. (2002): Towards pyrrhotite/magnetite geothermometry in low grade metamorphic carbonates of the Tethyan Himalayas (Shiar Khola, Central Nepal). *Journal of Asian Earth Sciences*, 20: 195–201.

Torres-López, S., J. J. Villalaín, A. M. Casas, H. El Ouardi, B. Moussaid, and V. C. Ruiz-Martinez (2014): Widespread Cretaceous secondary magnetization in the High Atlas (Morocco). A common origin for the Cretaceous remagnetizations in the western Tethys? *J. Geol. Soc. London*., 171(5): 673–687.

Torsvik, T. H., Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Niocaill, C.M., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J. y Cocks, L.R.M. (2012): Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Rev.*, 114(3-4): 325–368,

Webber, K.L., Simmons, W.B., Falster, A.U. y Foord, E.E. (1999): Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes, San Diego County, California. *American Mineralogist,* 84 (5-6): 708-717.

Caracterización magnética, química y física de un paleosuelo en condiciones áridas en Murcia, España

Magnetic, chemical and physical characterisation of a paleosoil under aridic conditions in Murcia, Spain

F. Bautista[1,4*], A. Sánchez[2], R. Cejudo[1,3], M.J. Delgado[2], A. Gogichaichvili[3], P. Marín[2], J.M. Gil[4], M. F. Bogalo-Román[5] y E. Díaz-Pereira[4].

1 Laboratorio Universitario de Geofísica Ambiental (LUGA), Universidad Nacional Autónoma de México. Michoacán, México. Antigua Carretera a Pátzcuaro No. 8701 Col. Ex-Hacienda de San José de La Huerta, C.P. 58190, Morelia, Michoacán, México. *leptosol@ciga.unam.mx
2 Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología. Facultad de Química, Universidad de Murcia. Campus Universitario de Espinardo. Espinardo (Murcia). 30100. España.
3 Laboratorio Universitario de Geofísica Ambiental, Instituto de Geofísica, Unidad Morelia. Universidad Nacional Autónoma de México. Michoacán,
4 Centro de Edafología y Biología Aplicada del Segura (CEBAS-CSIC), Departamento de Conservación de Suelos y Agua y Manejo de Residuos Orgánicos. Campus Universitario de Espinardo. Espinardo (Murcia). 30100. España.
5 Departamento de Física, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Burgos, Avda. Cantabria s/n, 09006 Burgos, Spain

Resumen: El objetivo de este estudio fue, por un lado, analizar las propiedades magnéticas de un perfil de suelo en Murcia, España y, por otro lado, tratar de relacionar las propiedades magnéticas con las propiedades determinadas a través de técnicas convencionales. Éstas incluyen: propiedades físicas, químicas y mineralógicas. Las propiedades magnéticas analizadas son: susceptibilidad magnética, susceptibilidad magnética dependiente de la frecuencia, curvas termomagnéticas, magnetización remanente isotérmica de saturación y coercitividad. La relación entre las propiedades magnéticas y las propiedades convencionales se analizó mediante regresiones lineales simples. La descripción detallada del perfil del suelo y los resultados de los análisis convencionales permitieron la identificación de un horizonte A mólico, un 2CBt, un 3B árgico, y un horizonte 3Ck cálcico. Las propiedades magnéticas indican la disminución de los minerales ferromagnéticos con la profundidad, y permiten mejorar la caracterización de los distintos horizontes del suelo. En concreto, se ha determinado la presencia de magnetita pedogénica en el horizonte A. En los horizontes Bt hay partículas superparamagnéticas y parecen estar relacionadas con la presencia de cantidades elevadas de minerales de la arcilla. La goethita se detectó en los horizontes 3Bt y 3C en cantidades relativamente bajas. Los minerales ferrimagnéticos disminuyen con la profundidad; las propiedades magnéticas permiten una mejor caracterización de los horizontes de diagnóstico. Estos resultados derivados del análisis de las propiedades magnéticas no es posible obtenerlos con los análisis de suelo convencionales.

Palabras clave: Susceptibilidad magnética; pedogénesis; magnetización remanente isotermal de saturación; minerales ferrimagneticos

Abstract: *The aim of this study was to analyze the magnetic properties of a soil profile with contrasting horizons and try to relate them to the properties determined through conventional techniques. The horizons of a soil profile located in Murcia, Spain were described and their physical, chemical, and mineralogical properties analyzed. The following magnetic properties were included: mass magnetic susceptibility, frequency-dependent susceptibility, continuous thermomagnetic curves at low field, isothermal remanent magnetization acquisition and magnetic hardness. Simple linear regressions were used, considering magnetic properties and conventional properties. Detailed description of the soil profile and the results of conventional analyses allowed the identification of an A mollic horizon, a 2CBt, a 3Bt argic horizon, and a 3Ck calcic horizon, as well as textural discontinuity. Magnetite is pedogenetic, and occurs in the A horizon, and is responsible for the magnetization in most cases. The magnetic minerals-SP in the Bt horizons are related to the high percentage of clay. Goethite was detected in the 3Bt and C horizons, in relatively low amounts. The ferrimagnetic minerals decrease with depth; the magnetic properties allowed better characterization of the diagnostic horizons. Three soils were identified in the profile. These results derived from the analysis of the magnetic properties could not be obtained with conventional soil analysis.*

Key words: *Magnetic Susceptibility; Pedogenesis; Saturation Isothermal Remanent Magnetization; Ferrimagnetic minerals*

INTRODUCCIÓN

En Murcia, España, en pequeños espacios no alterados por las actividades agrícolas, hay suelos del grupo Kastanozem con una secuencia de horizontes contrastantes en materia orgánica, textura, óxidos de hierro y carbonatos, por lo que es atractivo para probar su caracterización magnética y verificar si las propiedades magnéticas tienen una relación con las propiedades del suelo medidas con técnicas convencionales. Además, la zona de estudio es de interés debido a que el suelo es muy fértil, con altos

contenidos de materia orgánica cuya presencia no tiene ninguna relación con el ambiente físico-biótico actual que es un clima árido y con una cubierta vegetal de matorral xerófilo. Estos suelos se están utilizando en la agricultura por lo que la superficie que aún queda sin transformar es pequeña.

Diferentes autores han descrito perfiles de suelo del área de estudio de forma similar a la presentada en este trabajo (Faz, et al, 2001). Sin embargo, es difícil establecer la relación genética entre los horizontes superficiales con los profundos y, por lo tanto, su génesis y clasificación. Este hecho adquiere una importancia especial cuando las composiciones mineralógicas de las fracciones de arcilla y arena son similares: como consecuencia, el análisis de las propiedades magnéticas puede proporcionar resultados que aclaren estas dudas.

El objetivo de este estudio fue analizar las propiedades magnéticas de un perfil de suelo con horizontes contrastantes y relacionarlos con las características químicas y físicas convencionales, así como su utilización para explicar los procesos pedogenéticos.

SITIO DE ESTUDIO

El suelo estudiado se encuentra en una pequeña colina metamórfica en la región de Murcia, en el sureste de España. Desde el punto de vista geológico, pertenece a la Cordillera Bética y más específicamente al complejo Nevado Filábride, donde predominan calizas, dolomías, areniscas y mármol. El perfil del suelo en el que se trabajó presentó una secuencia de horizontes A1-A2-2CBt-3Bt-3BtCk-3Ck clasificado como Kastanozem que presenta dos suelos enterrados. Los afloramientos de rocas metamórficas están rodeados de rocas sedimentarias que forman parte de las cuencas Neógeno-Cuaternarias. Los suelos en estas cuencas se utilizan principalmente para el cultivo de hortalizas y frutales, tienen un perfil más desarrollado, son del tipo A-B-C, y se clasifican principalmente como Calcisoles. La temperatura y la precipitación media anual es de 18,2 ° C y 320 mm,. La vegetación potencial de la zona corresponde a la asociación *Chamaeropo humillis-Rhamnetum lycioidis sigmetum*. En la actualidad, en esta área, las etapas avanzadas de la degradación predominan en un mosaico con cultivos hortícolas predominantemente. El suelo se ve afectado por la erosión laminar y moderada.

MATERIALES Y MÉTODOS

Se tomaron dos muestras de suelo por horizonte, se secaron a temperatura ambiente y se tamizaron a 2 mm. La profundidad del perfil llegó hasta 1.20 m. La descripción macromorfológica de los horizontes se llevó a cabo utilizando una guía para la descripción de los perfiles (FAO, 2006). Para determinar el color, la distribución del tamaño de partículas, carbonatos totales (CaCO3), pH, contenido de carbono orgánico, capacidad de intercambio catiónico (CIC), Fe ditionito-extraíble y Fe totales se utilizaron los métodos convencionales.

La estimación semi-cuantitativa de la mineralogía de la fracción de arcilla se llevó a cabo mediante difracción de rayos x, en polvo y orientado agregado. La fracción pesada de arena fina y muy fina (50-250 micras) se estudió mediante microscopía de polarización, contando 300 perlas transparentes.

Las propiedades magnéticas medidas fueron: susceptibilidad magnética de baja frecuencia (χlf), susceptibilidad dependiente de la frecuencia en porcentaje (χdf%), curvas termomagnéticas, donde se mide la variación de la susceptibilidad magnética con la temperatura (κ-T), curvas de histéresis hasta 1 T, magnetización de saturación (Ms), remanencia de saturación (MRIS), el campo coercitivo (Bc), magnetización remanente anhisterética (ARM) (en Am^2/kg), la normalización de la ARM por el campo DC aplicado ($\square_{ARM}$), curvas de magnetización remanente isotérmica (de 17 mT a 2 T), y la magnetización remanente isotérmica en el último paso (2 T) se consideró como la magnetización remanente isotérmica de saturación (Evans y Heller, 2003). Además, se midieron las curvas de desmagnetización para obtener la coercitividad de la remanencia.

S_{-200} se obtienen al impartir un campo inverso en un muestra previamente saturada $S_{-200}= MRI_{200}/MRIS$. Los valores obtenidos para S_{-200} se utilizan para identificar la naturaleza del portador magnético principal en términos de la coercitividad magnética, ya que proporciona una estimación de la proporción de minerales antiferromagnéticos (alta coercividad) (tales como hematita y goethita) respecto a los minerales ferrimagnéticos (de baja a media coercitividad, como la magnetita y maghemita). Los valores de S_{-200} cercanos a la unidad indican que la remanencia está dominada por minerales ferrimagneticos blandos (Evans y Heller, 2003; Bautista et al., 2014). Además, las curvas de adquisición de MRI se analizaron mediante una función gaussiana acumulativa-log con el fin de caracterizar el principal mineral magnético (Robertson y Francia, 1994). Cada componente magnético se caracteriza por tres parámetros: a) MRIS (la MRI adquirida a 2 T); b) B1 / 2, el campo magnético aplicado necesario para magnetizar un material magnético a la mitad de su MRIS; c) el parámetro de dispersión, DP (expresada en una escala logarítmica de base 10), que refleja la anchura de la distribución.

RESULTADOS

$\square$ y $\square_{ARM}$ siguen el mismo comportamiento con la profundidad y exhiben una mejor correlación lineal ($r^2 = 0,96$) que MRIS vs $\square$ (Fig. 1), indicando que la respuesta magnética está dominada por los minerales de menor coercitividad (ferrimagnéticos). En el caso de que la magnetita sea el mineral magnético

dominante, la figura □ARM vs □ proporciona información acerca de la granulometría magnética ya que las variaciones de tamaño de grano están indicadas por los cambios en la pendiente y granos más pequeños producen pendientes más pronunciadas (King et al, 1982, Evans y Heller, 2003). En este caso, el muy buen ajuste lineal y también el valor de la pendiente indican que el portador magnético principal consiste en minerales ferrimagnéticos SD (Fig. 1b). La presencia de maghemita pedogénica también se apoya en los valores de □ARM/□ (Torrent et al., 2007).

La concentración relativa y absoluta de minerales de alta coercitividad magnética (antiferromagnéticos, tales como hematita y goethita) respecto a los de baja coercitividad (ferrimagnéticos, tales como magnetita y maghemita) se han calculado utilizando los parámetros S_{-200} y HIRM, respectivamente. La concentración absoluta de los minerales de alta coercitividad presenta un máximo en el horizonte 2CBt, mientras que la concentración relativa de estos minerales aumenta con la profundidad alcanzando un máximo a 3BtCk. Esta alta concentración relativa coincide con la concentración mínima de minerales de baja coercitividad.

En los horizontes A1 y A2 la concentración relativa de los minerales antiferromagnéticos es mínima, ya que S_{-200} muestra valores más altos.

La χdf% es un indicador indirecto de la concentración relativa de partículas ferrimagneticas pedogénicas de tamaño nanométrico, es decir, "superparamagnéticas (SP)" (20-25 nm) (Liu et al., 2004). Los valores comprendidos entre el 8 y el 12% indican un alto porcentaje de partículas SP, así como, un suelo moderadamente intemperizado (Torrent et al, 2010). Las muestras de los seis horizontes tienen valores de χdf% entre 10.4 y 14.9%, lo que sugiere la contribución significativa de la magnetita/maghemita SP resultante de los procesos edáficos en todo el perfil del suelo.

Una tendencia similar a la mostrada por χdf% también es exhibida por la inter-relación paramagnética □ARM/MRIS. Este último parámetro se ha utilizado para identificar los cambios relativos en el tamaño de grano magnético en partículas ferrimagnéticas. Los valores de □ARM/MRIS mayor que $1 \cdot 10^{-5}$ m/A y los valores de □ARM/□ mayor que 5 son indicativos de la presencia de granos muy pequeños de magnetita (Peters y Dekkers, 2003). En este caso, las dos condiciones se cumplen. Son claras las diferencias en los valores □ARM/SIRM entre la parte superior del perfil (A1 a 2CBt) y la parte inferior (3Bt a 3Ck) (Figura 1). Por lo tanto, horizontes inferiores contienen no sólo un mayor contenido relativo de granos SP (valores más altos de □fd%), sino también más partículas ferrimagnéticas del tamaño de grano más fino SD (valores más altos de □ARM/SIRM) que los horizontes superiores (Fig. 1).

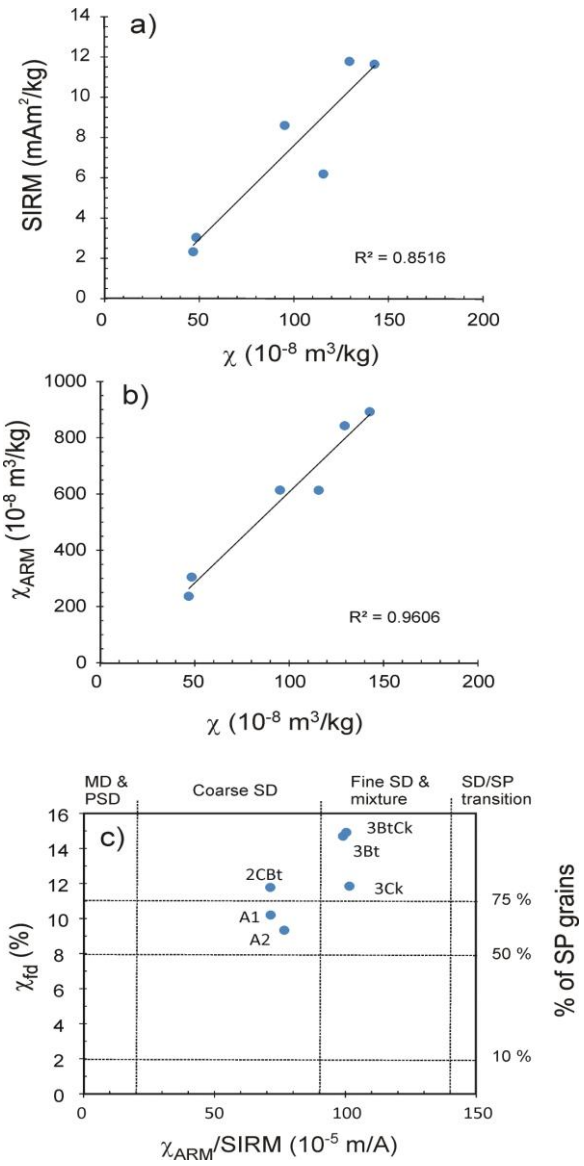


FIGURA 1. *Gráficas de propiedades magnéticas: a) SIRM vs. χ; b) χ_{ARM} vs. χ and c) gráfica del tamaño y porcentaje de granos magnéticos de χ_{fd}(%) vs. χ_{ARM}/SIRM..*

Para resumir, la concentración de minerales SD ferrimagnéticos (magnetita y maghemita) es máxima en los horizontes A1 y A2 y disminuye con la profundidad. La concentración absoluta de granos finos SP exhibe un aumento en la parte superior del perfil (horizontes A1 y A2), y en la parte inferior del perfil, horizonte 3Bt. Este comportamiento podría estar relacionado con los procesos de formación del paleosuelo enterrado.

La concentración relativa de estas partículas pedogénicas (granos ferrimagnéticos SP) muestra un pequeño aumento con la profundidad, con un máximo en el horizonte 3BtCk. Sin embargo, los valores de□ □fd% son mayores que 10 en todo el perfil, lo que indica una concentración relativa muy alta de partículas SP en todos los horizontes. Los resultados no muestran evidencias de granos multidominio. Por

otra parte, se ha encontrado una contribución significativa de minerales de alta coercitividad (hematita y/o goetita) en este perfil del suelo. Su contribución relativa aumenta con la profundidad, que muestra una concentración relativa máxima en el horizonte 3BtCk, aunque la concentración máxima absoluta se ha encontrado en los horizontes 2CBt y 3Bt.

En la figura 2 se muestra de manera resumida los resultados del análisis de las propiedades magnéticas, disminución de los minerales ferrimagnéticos de acuerdo con la profundidad y el caso contrario con los minerales antiferrimagnéticos que aumentan con la profundidad. Se observan tres discontinuidades macromorfológicas con sus respectivos cambios magnéticos, la primera a la profundidad de 45 cm, la segunda a los 83 cm y la tercera a los 107 cm. Estas discontinuidades se identificaron por el contenido de fragmentos gruesos, el color y los carbonatos. La discontinuidad magnética encontrada a los 45 cm de profundidad permitió fundamentar la presencia de un suelo diferente sobre uno más antiguo por debajo (arcilloso) y con uno más reciente por arriba (orgánico). Por lo que entonces tenemos una secuencia de horizontes A1, A2, 2BCt, 3Bt, 3BtCk, 3Ck. Tres suelos en un perfil.

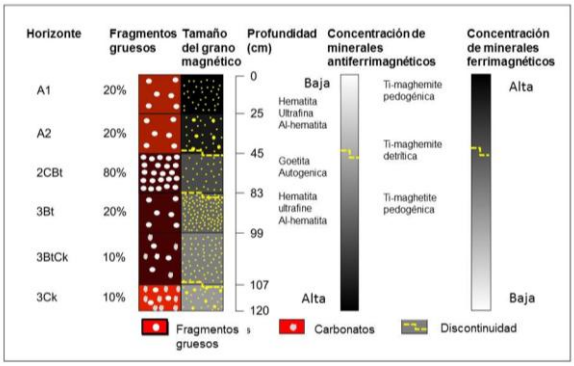


FIGURA 2. *Modelo de las propiedades magnéticas en el perfil del suelo.*

CONCLUSIONES

Las propiedades magnéticas permitieron una mejor caracterización de los horizontes de diagnóstico tales como el árgico, debido a los valores más altos de χfd% en los horizontes 3Bt; mólico, de acuerdo con los valores más altos de χlf, la magnetización remanente isotérmica de saturación, y la tasa de la MRIS χlf^{-1} en los horizontes A; y calcáreo, por las disminuciones en la χ_{lf}, magnetización remanente isotérmica de saturación, y los valores de χlf $MRIS^{-1}$ en los horizontes 2Ck. Del mismo modo, el aumento χfd% en el horizonte 2CBt permitió la identificación del cambio textural abrupto.

Las propiedades magnéticas nos permitieron: a) identificar los minerales magnéticos responsables de magnetización; b) muestran que la magnetita es la partícula principal superparamagnética presente en el 3Bt; c) muestran que los minerales ferromagnéticos disminuyen con la profundidad; d) muestran que magnetita/maghemita son pedogénicas, se corrobora la presencia de hematita-goethita (1.5 a 2,5%), como se deduce de las curvas termomagnéticas en el horizontes 3Bt; y (e) se identifica el cambio textural abrupto.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue apoyado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Proyecto CB-2011-01-169915). Francisco Bautista reconoce el apoyo financiero proporcionado por DGAPA-UNAM por su estancia sabática en el CEBAS-CSIC.

REFERENCIAS

Bautista F., R. Cejudo, B. Aguilar and A. Goguitchaichvili. 2014. El potencial del magnetismo en la clasificación de suelos: una revisión. Boletín de la Sociedad geológica Mexicana, 66: 123-134. }

Evans, M.E. y Heller, F., (2003). Environmental magnetism: Principles and Applications of environmagnetics, Academic Press, San Diego.

Faz, A., Ortiz, R. and Fernandez, M.T. (2001): Evidence of paleoprocesses in some poorly developed soils on consolidated material in the Sierra de Carrascoy (SE Spain). Catena 43: 267-276.

Food and Agricultural Organization (FAO), 2006. Guidelines for soil description, fourth ed., FAO, Roma.

King, J., Banerjee, S.K., Marvin, J., and Özdemir, Ö., 1982. A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments. Earth Planet. Sci. Lett. 59, 404–419.

Peters, C and Dekkers, M.J.(2003): Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. Physics and Chemistry of the Earth, 28, 659-667.

Roberston, D.J. and France D.E., 1994, Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetization acquisition curves. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 82, 223–234.

Torrent, J., Liu, Q, Bloemendal, J. and Barrón, V., (2007): Magnetic enhancement and iron oxides in the upper Luochuan loess-paleosol sequence, Chinese Loess Plateau. Soil Sci. Soc. Am. J., 71: 1570 – 1578.

Torrent, J., Liu, Q.S., and Barrón, V. (2010): Magnetic minerals in Calcic Luvisols (Chromic) developed in a warm Mediterranean region of Spain: origin and paleoenvironmental significance. Geoderma, 154: 465-472.

Magnetoestratigrafía del Cretácico Superior del sector Occidental de las Sierras Exteriores (Pirineo Occidental); implicaciones bioestratigráficas

Magnetostratigraphy of the Upper Cretaceous in the western External Sierras (Southwestern Pyrenees): biostratigraphic implications

E.L. Pueyo[1], E. Sánchez[2], J.I. Canudo[3], X. Pereda-Suberbiola[4], E. Puértolas-Pascual[3], J. Parrilla-Bel[3], P. Cruzado-Caballero[5], M. Pérez-Pueyo[3] y F. Compaired[6]

1 Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, c/ Manuel Lasala 44, 50006 Zaragoza. unaim@igme.es
2 Universidad de Burgos, Facultad de Ciencias, Dpto. de Física, Pz/ Misael Bañuelos s/n, 09001 Burgos. eemsanchez@ubu.es
3 Aragosaurus-IUCA, Paleontología, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009, Zaragoza, jicanudo@unizar.es
4 Universidad del País Vasco/EHU, Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Apdo. 644, 48080 Bilbao, xabier.pereda@ehu.eus
5 CONICET—Universidad Nacional de Río Negro, Roca, Río Negro, Argentina, pccaballero@unrn.edu.ar
6 Servicio de Planificación y Gestión Forestal. Dpto. Medio Ambiente. Gobierno de Aragón, fcompaired@aragon.es

Resumen: El Cretácico Superior del sector más Occidental de las Sierras Exteriores (Sª de Sto. Domingo) está escasamente representado en potencia pero presenta las facies más someras y transicionales donde se han recuperado recientemente restos de vertebrados fósiles (Osteichthyes, Chondrichthyes y Dinosauria), algunos de los cuales son de carácter continental. En este trabajo se presentan los resultados del análisis magnetoestratigráfico llevado a cabo en 4 secciones de pequeña potencia situadas entre los meridianos de San Felices y de Luesia (Prov. de Zaragoza). La magnetización característica de estas rocas es estable, primaria y muestra dos polaridades del campo magnético. La correlación tentativa entre perfiles, unida al conocimiento de las asociaciones de vertebrados existente en la cuenca de Graus-Tremp, permiten proponer una correlación preliminar que relacionaría los niveles fosilíferos con el cron C32n (Campaniense) y las facies Garum con los crones C29r, C29n y C28r (Maastrichtiense y Daniense) de la escala global de polaridad magnética. Esta correlación conlleva un hiato sedimentario durante el Maastrichtiense que deberá ser revisado en futuros estudios sedimentológicos.

Palabras clave: Cretácico Superior, magnetoestratigrafía, Campaniense, dinosaurios.

Abstract: *The Late Cretaceous in the westernmost sector of the External Sierras (Sto. Domingo range) is poorly represented but displays transitional facies where remains of continental and marine fossil vertebrates (Osteichthyes, Chondrichthyes and Dinosauria) were recently discovered. This paper introduces the preliminary magnetostratigraphic results carried out in 4 small sections. The characteristic magnetization of these rocks is stable, primary and shows two polarities of the magnetic field. A tentative correlation considering our local sequence of polarities and the chronostratigraphy of vertebrates from the Graus-Tremp basin relates the fossil locality with the chron C32n (Campanian) and the Garum facies with C29r, C29n and C28r (Maastrichtian and Danian). This correlation implies a hiatus during the Maastrichtian that should be confirmed in future sedimentological studies.*

Key words: *Late Cretaceous, magnetostratigraphy, Campanian, dinosaurs.*

INTRODUCCIÓN

Las Sierras Exteriores Altoaragonesas son el relieve generado por la emersión del cabalgamiento basal surpirenaico despegado en las facies Keuper y que, en sus primeras fases de deformación, afecta a una cobertera dominantemente marina (Cretácico-Eocena) muy adelgazada que se acuña tanto hacia el Sur como hacia el Oeste. En su extremo más Occidental (Sierra de Sto. Domingo) se encuentran los últimos vestigios de afloramientos de las rocas del Cretácico Superior atribuidos por Arqued et al. (1986) a las Fms. Adraent y Bona de Mey (1968) siguiendo la definición de facies del Pirineo Oriental y posteriormente redefinidos en su parte basal a la Fm. Salinas de Jaca (Alegret y Aurell, 1999).

El Cretácico Superior de la parte central del Pirineo Meridional posee una gran riqueza paleontológica de vertebrados fósiles, y en particular de dinosaurios (Canudo et al., 2016). La mayoría de los yacimientos estudiados hasta el momento se encuentran en las Fms. Arén y Tremp que afloran principalmente en los sinclinales de Tremp y Àger dentro de la Unidad Surpirenaica Central. El descubrimiento fortuito de una vértebra caudal de dinosaurio ornitópodo (MPZ 2013/1) en la Sª de Sto. Domingo es la evidencia más occidental y meridional de presencia de estos arcosaurios en el Pirineo, hecho que nos ha motivado a realizar un estudio magnetoestratigráfico, ya que hasta la actualidad no existía ningún trabajo paleomagnético reseñable en las rocas cretácicas de las Sierras Exteriores (Pueyo et al., 2003).

ESTRATIGRAFÍA

El Cretácico Superior de las Sierras Exteriores se conoce desde antaño (Dalloni, 1910) y su edad está acotada entre el Santoniense (≈ 83-86 m.a.) y el Maastrichtiense (≈ 65-71 m.a.). Las rocas del Santoniense señalan una transgresión generalizada y a partir de ese momento una plataforma marina poco profunda ocupa esta parte del Pirineo en la que también se distinguen puntualmente facies continentales o transicionales. En el sector central se distinguen tres formaciones de base a techo (Alegret y Aurell, 1999): 1) Fm. Salinas de Jaca con dos miembros; Longás de edad Santoniense inferior y Arguis de edad Santoniense-Campaniense. 2) Calizas bioclásticas de la Fm. Sta. Eulalia de la Peña de edad Campaniense y potencias máximas de 40 m y grandes variaciones laterales. 3) Calizas dolomíticas de la Fm. Nueno en la que se diferencian dos tramos; uno inferior (30 m) en el que alternan margas negras y calizas (Campaniense superior) y otra superior (50 m) de calizas y dolomías blanquecinas (Maastrichtiense). Por encima se encuentran las características facies rojas continentales del Garumniense, en las cuales se sitúa el límite Cretácico-Paleógeno. Sin embargo, la estratigrafía y sedimentología del Cretácico Superior no ha sido abordada en detalle en el sector Occidental donde las facies descritas en la zona central no son necesariamente extrapolables .

MAGNETOESTRATIGRAFÍA

Debido a la reducida potencia de la serie cretácica en el sector occidental y a las dificultades para muestrear perfiles completos por la densidad de la vegetación, se han realizado cuatro pequeños perfiles en diferentes posiciones del sector más occidental de las Sierras Exteriores. Tres de los perfiles (siempre con potencias inferiores a 30 m) se localizan en el flanco Sur del anticlinal de Sto. Domingo (KS01,03 y 04), otro en el Norte (KS02) que paleogeográficamente representarían una posición mucho más interna en la cuenca cretácica (≈ 15 km). Las muestras se obtuvieron en el campo con una perforadora portátil y se desmagnetizaron por el método térmico en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (horno TD48-DC (ASC) y magnetómetro 2G). En total se han desmagnetizado 55 especimenes, 11 por perfil. También se han reevaluado dos estaciones paleomagnéticas previas; GA2, y GA03 (Pueyo et al., 2003) que se ubican inmediatamente a techo de los perfiles KS01 y KS02 respectivamente. El procesado de datos se ha llevado a cabo con el programa VPD (Ramón y Pueyo, 2012). Las rocas del Cretácico Superior muestran susceptibilidades y valores de NRM bajos (< $100 \cdot 10^{-6}$ S.I. y < 1 mA/m) si bien las facies *Garum* y las facies de la Unidad de San Felices presentan valores de NRM mucho mayores (hasta $51.56 \cdot 10^{-3}$ mA/m). Las direcciones características (ChRM) son mono-componentes por encima de la dirección viscosa habitual (hasta 150-200°C). Las rocas del Cretácico se desmagnetizan a temperaturas inferiores a 500°C, mientras que las facies rojas del *Garum* llegan a alcanzar los 675°C. Las ChRM de las muestras presentan cierto ruido pero polaridades claras (figura 2). Por otra parte, la dispersión de las medias de los perfiles es en general baja (α_{95} siempre por debajo de 20° y k > 10). Con la única excepción del perfil KS03, cuya media presenta un valor aparentemente anómalo (WNW), el resto de las direcciones y medias son meridianas con inclinaciones esperables (figura 3).

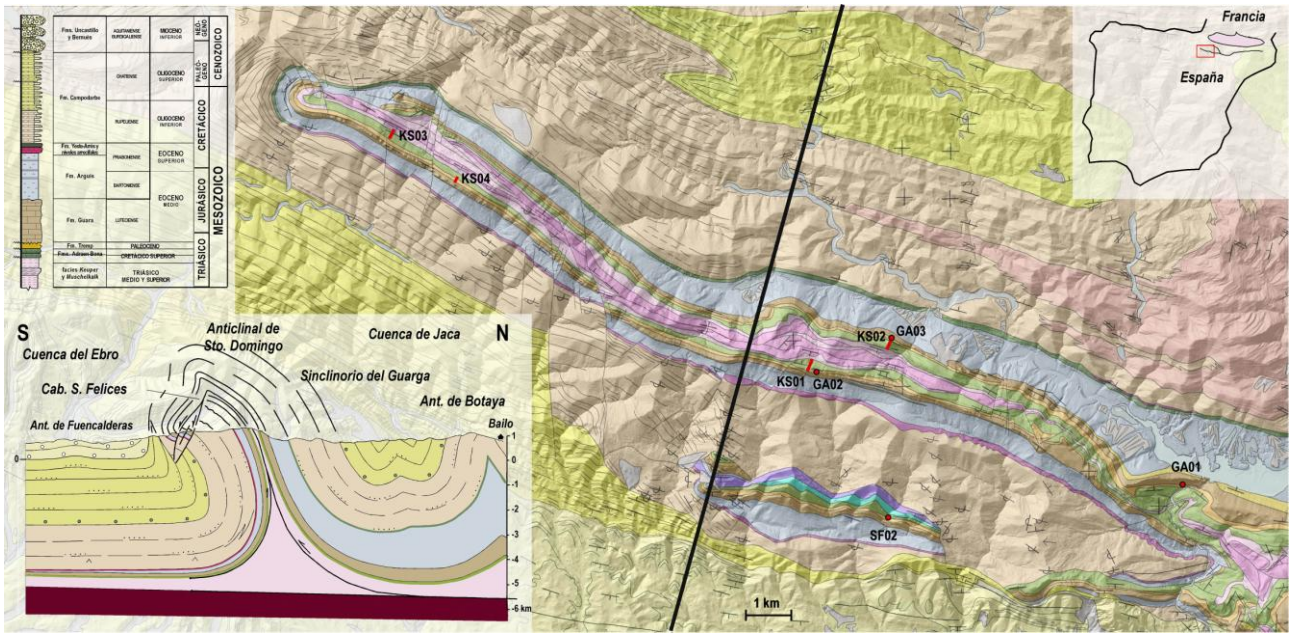


FIGURA 1. *Mapa Geológico del sector Occidental de las Sierras Exteriores (modificado de la Hoja MAGNA 2008-Uncastillo Teixell et al., 2009). También se incluye un corte geológico y una columna sintética (Millán, 1996).*

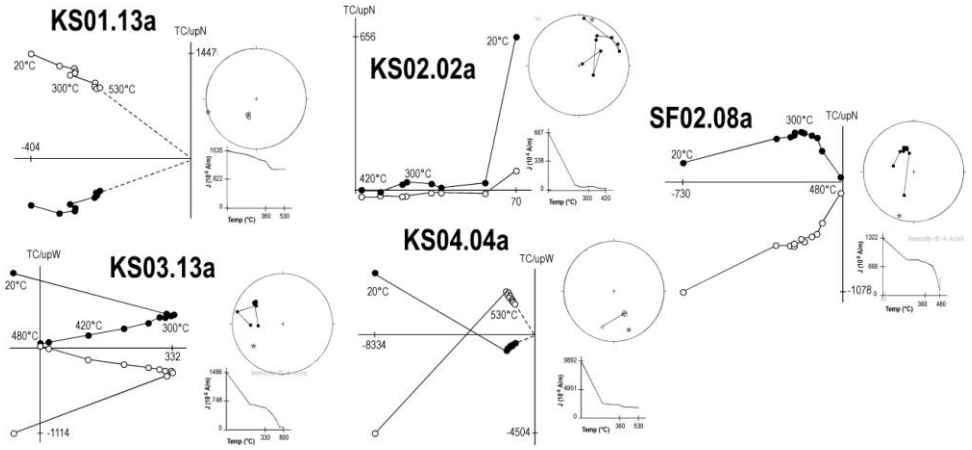


FIGURA 2. *Diagramas ortogonales de desmagnetización de muestras seleccionadas. También se incluye la caída de la intensidad de la magnetización frente a la temperatura y la proyección estereográfica (equiareal).*

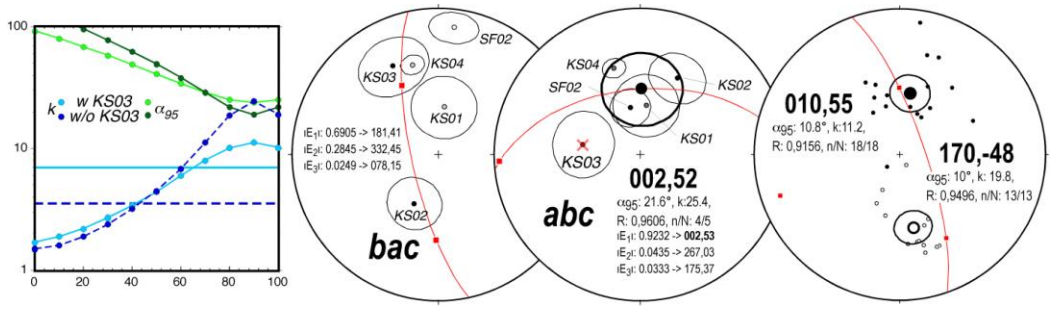


FIGURA 3. *Estabilidad de la magnetización en las rocas del Cretácico Superior de las Sierras Exteriores (Sª de Sto. Domingo). Evolución de los parámetros estadísticos (k y a95) durante el despliegue (de 0%-in situ a 100%-restituido). Proyección estereográfica de las medias de las estaciones estudiadas antes (bac) y después (abc) de la restitución. Todas las estaciones transformadas a la polaridad normal del campo. Derecha: Prueba de inversión, proyección de direcciones individuales de las dos polaridades (excluyendo las direcciones de KS03). El perfil KS03 ha sido considerado con especial cuidado debido a sus direcciones anómalas respecto a la media del sector (WNW).*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El carácter primario de la magnetización de las rocas del Cretácico Superior (figura 3) permite construir una secuencia local de polaridades del campo magnético y proponer una correlación con la escala global de polaridad. Sin embargo, la falta de estudios estratigráficos y sedimentológicos específicos y las dificultades de correlación en los perfiles de diferentes posiciones estructurales sólo nos permiten proponer, por el momento, una correlación preliminar. Los perfiles del flanco Sur del anticlinal (figura 4) se han correlacionado entre sí (KS01 y KS03 y 04) teniendo en cuenta la posición con respecto a la base de las facies *Garum*, los perfiles de San Felices (SF02) y del flanco Norte (KS02) tienen una correlación incierta respecto a los anteriores por la divergencia de las facies y la distancia paleogeográfica que los separa.

Por otra parte y aunque los dinosaurios tiene un valor bioestratigráfico limitado en el Mesozoico, en el caso de MPZ 2013/1, pueden ayudar a identificar los magnetocrones. MPZ 2013/1 es un centro vertebral caudal bien conservado. Es más largo anteroposterior que ancho lateromedial con las caras articulares de contorno hexagonal y ligeramente anficélicas. Carece de los procesos transversos y presenta una cresta en las caras laterales que recorre paralela al eje longitudinal todo el lateral del centro. En vista ventral se observan articulaciones sencillas para los arcos hemales. La forma general de MPZ 2013/1 es distinta de los ornitópodos predominantes en el Cretácico Superior, los hadrosaurios como *Arenysaurus* (Pereda-Suberbiola et al., 2009) del Maastrichtiense superior de los Pirineos. MPZ 2013/1 tiene una forma cercana a las que presenta *Rhabdodon* de algunos yacimientos españoles y franceses. Se trata de un iguanodontio primitivo, cuyos restos fósiles son abundantes en el Campaniense y el Maastrichtiense inferior del suroeste de Europa (Pereda-Suberbiola y Sanz, 1999). Dado lo fragmentario del material se ha preferido identificar a MPZ 2013/1 como perteneciente a un posible Rhabodododontidae indet. a la espera de nuevo material que permita clarificar su posición dentro de esta familia.

Teniendo en cuenta esta información, se han relacionado las magnetozonas basales (N1/R1 y N2/R2) con los crones C32n/C31r (entorno al límite Campaniense- Maastrichtiense), y el Garum (N3, R3 y N4) con los crones C29r y C29n y C28r respectivamente, considerando los datos existentes en las secciones de Blasi y Arén de la cuenca de Graus-Tremp (Pereda-Suberbiola y Sanz, 2009). Esta

correlación implica un hiato sedimentario entre los crones C31r y C29r del Maastrichtiense en el flanco Sur del anticlinal (facies más proximales), pero que podría estar representado en el flanco Norte (N3) en continuidad con el *Garum*. Esta interpretación contrasta con el análisis de facies existente en el sector centro-occidental (Alegret y Aurell, 1999) donde las facies más someras y transicionales (facies H) se atribuían al Maastrichtiense. Sin embargo, hay que tener en cuenta que los perfiles más occidentales analizados en dicho trabajo se encuentran a 10 km al Este y en flanco Norte (facies más distales).

Los resultados obtenidos en este trabajo permiten datar de forma provisional el yacimiento de Sto. Domingo como Campaniense superior (C32n,1r) y desvelan la complejidad paleogeográfica del Cretácico Superior más meridional del Pirineo Occidental que debería ser estudiado en futuros trabajos.

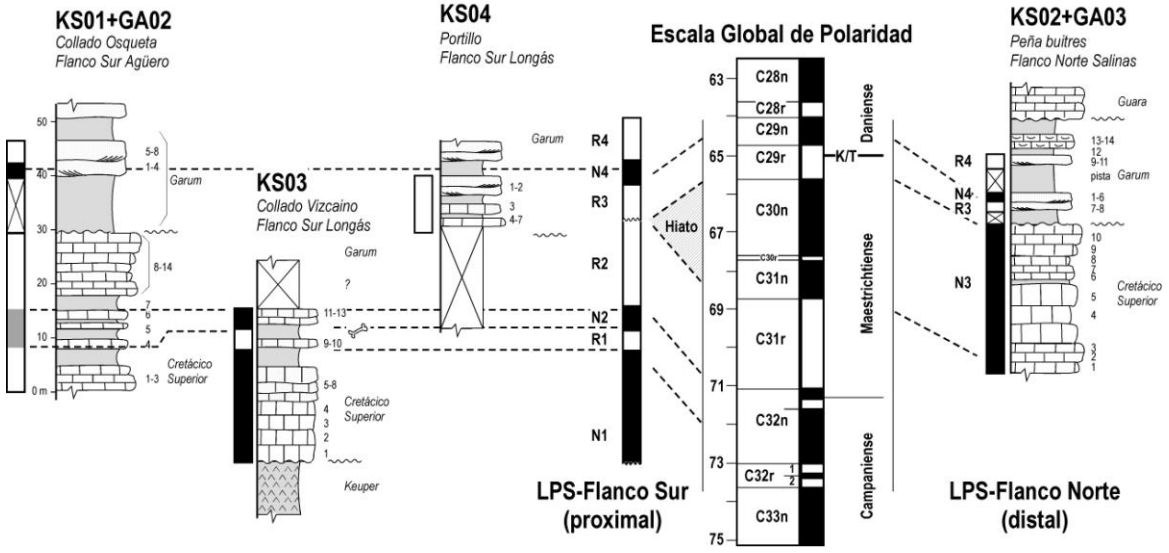


FIGURA 4. *Correlación estratigráfica y magnetoestratigráfica tentativa entre los perfiles estudiados y ensayo de columna compuesta.*

AGRADECIMIENTOS.

Proyectos DR3AM- CGL2014-55118, CGL2014-53548 y CGL2013-47521-P del MINECO y Fondos europeos de desarrollo social, además del Gobierno de Aragón (Grupos Consolidados) y Gobierno Vasco/EJ (Grupo IT834-13, X.P.S.).

REFERENCIAS

Alegret, L. y Aurell, M. (1999): La sedimentación carbonatada en el Prepirineo Aragonés durante el Cretácico Superior. *Estudios Geol.,* 55: 237-246.

Arqued, Y., Almunia, A. y Ortiga, M. (1986): Sedimentación carbonatada de plataforma durante el Cretácico Superior en el sector oriental del Prepirineo aragonés. *XI Congreso Español de Sedimentología. GES Barcelona,* Resumen de comunicaciones: 14.

Dalloni, M. (1910) : Etude géologique des Pyrénées de I'Aragon. *Ann. Fac. Sciences Marseille,* 29 : 444 pp.

Mey, P. H. W. Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J., Hartevelt, J.J.A. (1968): Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen,* 41: 221-228.

Millán Garrido, H., 1996 (2006). *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores aragonesas.* Colección de Estudios Altoaragoneses, 53. Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca, 398 pp.

Pereda-Suberbiola, X. y Sanz, J. L. (1999): The ornithopod dinosaur *Rhabdodon* from the Upper Cretaceous of Laño (Iberian Peninsula). *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Alava*, 14 (Núm. Espec. 1): 257-272.

Pereda-Suberbiola, X., Canudo, J.I., Cruzado-Caballero, P., Barco, J.L., López-Martínez, N., Oms, O., Ruiz-Omeñaca, J.I. (2009): The last hadrosaurid dinosaurs of Europe: A new lambeosaurine from the Uppermost Cretaceous of Aren (Huesca, Spain). *Comptes Rendus Palevol*, 8: 559-572.

Pueyo, E. L. et al. (2003): Conical folds and apparent rotations in paleomagnetism (a case study in the Southern Pyrenees). *Tectonophysics*, *362* (1): 345-366.

Ramón, M. J. y Pueyo, E. L. (2012): Automatic calculation of demagnetization intervals; a new approach based on the virtual directions method and comparison with the linearity spectrum analysis. *Geotemas* 13: 1180-1183.

Teixell, A. et al. (2009): MAGNA 208- Uncastillo. IGME.

Deformación y Fábricas Magnéticas (ASM) en estructuras de desgarre: La Falla de Alhama de Murcia

Strain and magnetic fabrics (AMS) in strike-slip faults: the Alhama de Murcia Fault

M. Marcén[1], A. Casas-Sainz[1], T. Román-Berdiel[1] y A. Gil-Imaz[1]

1 Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza 50009 Zaragoza. mma@unizar.es

Resumen: El estudio de fábricas magnéticas (mediante la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética, ASM) es un método rápido y eficaz de determinar la petrofábrica de las rocas, pudiendo ser utilizada como indicador de la deformación. En este trabajo relacionamos, desde un punto de vista metodológico, la orientación de la ASM con la dirección de transporte tectónico en la Falla de Alhama de Murcia. Se han estudiado dos afloramientos de *fault gouge* en los alrededores de la ciudad de Lorca, obteniendo en conjunto 289 muestras. La deformación en ambos afloramientos presenta un carácter frágil-dúctil, con desarrollo de foliaciones oblicuas (ENE o E-O) a la dirección principal de la zona de falla (NE-SO), evidenciando la cinemática direccional sinistra de la falla. En líneas generales, la foliación magnética (plano K_{max}-K_{int} del elipsoide) es paralela a la foliación tectónica, mientras que la lineación magnética (K_{max}) es horizontal y se corresponde con la proyección de la dirección de transporte sobre la foliación (ENE). No obstante, en uno de los afloramientos, la lineación magnética es paralela al polo de la foliación tectónica, en relación probablemente con cuestiones de mineralogía magnética.

Palabras clave: Fábricas magnéticas (ASM), rocas de falla, dirección de transporte, análisis estructural, Falla de Alhama de Murcia.

Abstract: *Studies in Magnetic Fabrics (AMS) have been shown as a fast and efficient method to determine the rock petrofrabric, and therefore it can be used as a strain indicator. In this work we correlate, from a methodological point of view, the magnetic susceptibility ellipsoid with the tectonic transport direction in the Alhama de Murcia fault. Two outcrops with fault associated gouge in the surroundings of the City of Lorca have been analysed, obtaining 289 samples. Structural analysis shows a brittle-ductile deformation, with the development of foliation oblique (ENE or E-W) to the main strike of the fault zone (NE-SW), thus indicating a left-lateral kinematics. The magnetic foliation (K_{max}-K_{int} plane of the ellipsoid) is parallel to the tectonic foliation, while the magnetic lineation (K_{max}) is horizontal and corresponds with the projection of the transport direction onto the foliation plane (ENE). However, in one of the outcrops, the magnetic lineation trends parallel to the pole of the magnetic foliation, probably related to magnetic mineralogy changes.*

Key words: *Magnetic Fabrics (AMS), fault gouge, transport direction, structural geology, Alhama de Murcia Fault.*

INTRODUCCIÓN

El estudio estructural de rocas de falla es imprescindible para la correcta interpretación de la cinemática de las fallas. Los indicadores estructurales de estas rocas no siempre son suficientes para caracterizar la propia cinemática, sobre todo si la falla ha rejugado en diferentes regímenes tectónicos. Sin embargo, existen otro tipo de indicadores difícilmente identificables en campo y que aportan información similar o incluso mayor, como por ejemplo la petrofábrica de la roca en cuestión.

El estudio de fábricas magnéticas (ASM) se ha demostrado como una herramienta rápida y eficaz para, determinar la petrofábrica en diferentes contextos tectónicos, tanto extensivos como compresivos. La aplicación de esta técnica en zonas de falla sigue ofreciendo muchas incógnitas respecto a qué mecanismos controlan la orientación del elipsoide de susceptibilidad magnética. No obstante, diversos autores relacionan el eje largo del elipsoide magnético (k_{max} o lineación magnética) con la dirección de transporte tectónico de la falla y la foliación magnética (plano que contiene los ejes largo e intermedio y cuyo polo es paralelo al eje corto, K_{min}), con la foliación tectónica (Solum y van der Pluijm, 2009).

Por tanto, este trabajo pretende analizar, desde un punto de vista metodológico, la relación existente entre la ASM y la deformación observada en la *gouge* de la Falla de Alhama de Murcia (FAM). Se ha elegido la FAM para este propósito por el buen conocimiento cinemático y estructural de la falla y por ser una falla sísmicamente activa, entendiendo que el estudio de la petrofábrica-ASM puede potencialmente aumentar el conocimiento del comportamiento sísmico de la falla.

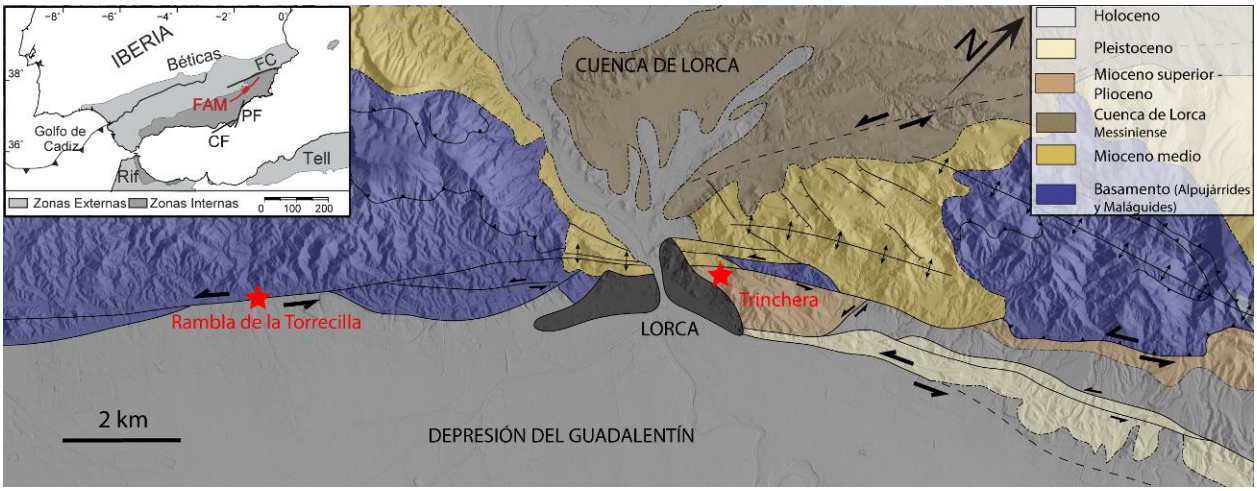


FIGURA 1. *Mapas geológicos esquemáticos. Arriba a la izquierda localización general de la zona de estudio al NE de las Zonas Internas de la Cordillera Bética. En el mapa a color, localización en detalle de los afloramientos estudiados (marcados con estrellas rojas). FAM: F. de Alhama de Murcia; FC: F. de Crevillente; PF: F. de Palomares; CF: F. de Carboneras. Modificado de: Martínez-Díaz (2002).*

CONTEXTO GEOLOGICO

La FAM está localizada en la Zona Interna de la Cadena Bética y presenta una dirección NE-SW y una longitud superior a los 100km, habiendo actuado como falla normal, sinistra e inversa en diferentes periodos. Supone el límite tectónico hacia el NW de la depresión del Guadalentín y ha controlado la evolución de las cuencas neógenas de Lorca y Alhama-Fortuna desde el Mioceno hasta el Cuaternario (Fig. 1).

La FAM es activa tectónicamente desde el Mioceno hasta la actualidad, siendo una de las principales fallas activas del SE de Iberia, y presentando una evolución compleja en su actividad tectónica. Durante el Mioceno la falla, en régimen extensivo, ha controlado la subsidencia en los márgenes SE de las cuencas de Lorca y Alhama-Fortuna. En el Tortoniense tiene lugar un cambio en el estado de esfuerzos regional, comenzando una compresión hacia el NNW como consecuencia del acercamiento de las placas Europea y Africana, dando lugar a la inversión de estas cuencas. La evolución del campo de esfuerzos durante este periodo compresivo y que se mantiene activo hasta la actualidad difiere según autores, manteniéndose estable NNW (Martínez-Díaz, 2002) o produciéndose un doble intercambio entre NNW y NNE (Armijo, 1977). Bajo este estado de esfuerzos compresivos, la falla ha funcionado como falla de desgarre sinistra e inversa hasta el Cuaternario y como falla inversa durante este periodo (Martínez-Díaz et al, 2012).

METODOLOGÍA

Se han tomado muestras en dos afloramientos: i) En la Rambla de la Torrecilla (N:37º38'17'', O:1º44'47''). ii) En una trinchera perpendicular a la dirección de la falla, y situada detrás del IES Bartolomé Perez Casas, en Lorca (N:37º41'17'', O:1º41'11''). Para la extracción de las muestras para el análisis de ASM se ha utilizado una perforadora de baterías.

Se han realizado mediciones de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) con un susceptómetro KLY-3S Kappabridge (Agico), y curvas de temperatura vs. susceptibilidad magnética con un horno CS3 (Agico) acoplado al KLY-3S, con el objetivo de determinar las diferentes fases magnéticas portadoras de la susceptibilidad de la roca. Todas las medidas se han realizado en la Universidad de Zaragoza

RESULTADOS

Trinchera en Lorca

En la trinchera, de unos 15m de longitud, afloran materiales detríticos miocenos en facies rojizas lutíticas, arenosas y microconglomeráticas, con una foliación penetrativa de dirección media ENE-OSO y buzamiento hacia el S, oblicua a la dirección NE-SO de la falla, siendo indicativa del movimiento sinistro de la falla. Es frecuente observar bandas de cizallas conjugadas con desplazamiento normal e inverso (Fig. 2b), en dirección NE-SO, revelando una dirección de compresión aproximada NO-SE. A expensas de un estudio micro-estructural en lámina delgada, se interpreta una deformación frágil-dúctil asociada al movimiento *strike-slip* sinistro de la falla.

En cuanto al estudio de la mineralogía magnética a partir de curvas termomagnéticas, destaca la presencia de una fase ferromagnética, fundamentalmente hematites y en menor medida magnetita, y otra paramagnética asociada a filosilicatos. No obstante, la orientación del elipsoide es muy constante en todas las estaciones, indicando que el posible predominio de una fase sobre la otra no tiene relevancia en la orientación del elipsoide. La susceptibilidad magnética en las 148 muestras (12 estaciones) analizadas varía entre 100 y $300*10^{-6}$SI, con una media de $180*10^{-6}$SI, siendo los elipsoides oblatos y el grado de anisotropía (P' o Pj) de valor medio elevado: 1.15.

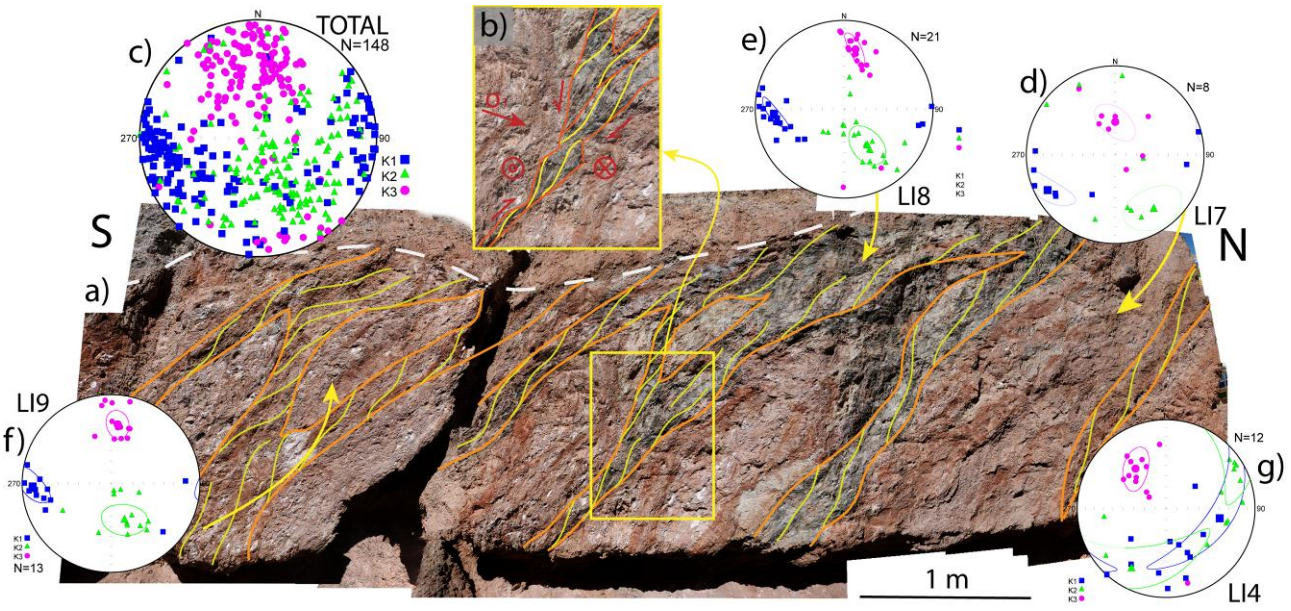


FIGURA 2. *a) Aspecto de una sección de la trinchera, con la presencia de bloques foliados limitados por bandas de cizalla normales, inversas y sinistras (b) y formas sigmoidales. Orientación del elipsoide de anisotropía de la susceptibilidad magnética (c): k_{max} en cuadrados azules, K_{int} en triángulos verdes y K_{min} en círculos rosas para el global de las muestras. En e), d), f) y g): cuatro sub-estaciones indicando las flechas amarillas su ubicación en la imagen. La estación LI4 (g) se ubica al N de la imagen.*

El estudio de ASM revela el paralelismo entre las foliaciones tectónicas y magnéticas (plano entre K_{max} y K_{int}) en todas las estaciones (Fig. 2c). Mientras, la lineación magnética es horizontal (11 estaciones, Fig. 2e), d) y f), o se dispersa en una guirnalda (1 estación, Fig. 1) g) junto con el eje intermedio del elipsoide de susceptibilidad magnética.

Afloramiento en la Rambla de la Torrecilla

El afloramiento estudiado pone en contacto los esquistos del basamento en el bloque superior con la *gouge* arcillosa, en un afloramiento de unos 10m de espesor y que presenta bloques del basamento cizallados (Fig. 3a). El desarrollo de foliaciones, bandas de cizalla (Fig. 3a), estructuras frágiles de Riedel, cuarzos pulverizados… previamente estudiados por diversos autores (Rodríguez-Escudero et al 2014) revelan el carácter frágil-dúctil de la deformación y el movimiento sinistro de la falla. Se ha observado una zonación en la zona de falla: zonas externas con mayor deformación (o al menos con marcadores cinemáticos claros) y una zona central más homogénea y arcillosa (Fig. 3a). La foliación medida en campo y sobre las muestras es sub-vertical o con fuerte buzamiento hacia el N y con una dirección ENE-OSO a E-O, asociada al movimiento sinistro de la falla.

Los estudios de mineralogía magnética indican de nuevo la presencia de dos portadores magnéticos: i) fase paramagnética asociada a filosilicatos. ii) fase ferromagnética, asociada a la presencia de magnetita y puntualmente hematites.

Los resultados de ASM pueden clasificarse en dos sub-grupos, diferenciados por el parámetro de forma (T): i) muestras oblatas (Fig. 3d), con foliación magnética paralela a la tectónica y lineaciones de nuevo horizontales, con valores en el grado de anisotropía (Pj) en torno a 1.070 y no dependientes del valor de la susceptibilidad magnética. ii) muestras prolatas (Fig. 3e), con lineaciones magnéticas paralelas al polo de la foliación tectónica, y los ejes K_{int} y K_{min} formando una guirnalda en dirección ENE-OSO. El grado de anisotropía medio es de 1.015. La distribución de ambos tipos en el afloramiento no es aleatoria, siendo en las zonas externas y aparentemente más deformadas en donde predomina el primer tipo y en las centrales, más homogéneas y arcillosas, en donde domina el segundo tipo (Fig. 3f).

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

En líneas generales, la ASM se ha demostrado como un marcador claro de la cinemática en desgarre sinistro de la FAM, con la lineación magnética en posiciones horizontales, coincidiendo con la dirección de transporte tectónico de la falla proyectada en la foliación (ENE-OSO). Mayoritariamente, la foliación magnética coincide con la foliación tectónica observada en los afloramientos.

En los resultados obtenidos en la trinchera de Lorca, únicamente en una estación la lineación magnética no queda bien definida (Fig. 2g), pudiendo deberse a que el proceso de deformación no ha llegado a generar lineaciones mineralógicas. La deformación se asocia a un proceso mixto de cizalla simple sinistra y cizalla pura (aplastamiento), observándose a escala de afloramiento por la presencia de cizallas normales e inversas, además de las direccionales (Fig. 2b). La presencia de foliaciones con buzamientos hacia el S, puede explicarse mediante dos posibilidades: i) que se

haya muestreado en el plano retrovergente de un *pop-up* en la zona de falla. ii) basculamiento de la lentícula.

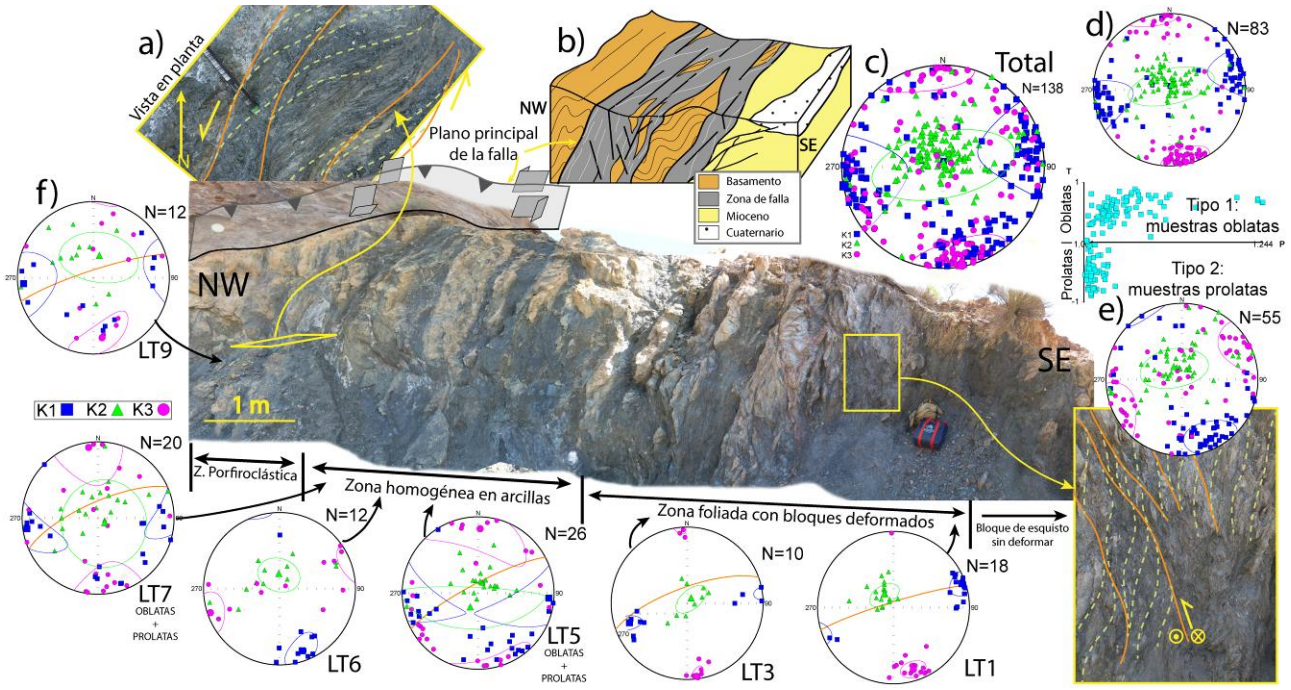


FIGURA 3. *a) Aspecto del afloramiento estudiado en la Rambla de la Torrecilla, con la presencia de bloques del protolito deformados y cizallas sinistras. b) Esquema general de la zona de falla.. Orientación del elipsoide de anisotropía de la susceptibilidad magnética (c): k_{max} en cuadrados azules, K_{int} en triángulos verdes y K_{min} en círculos rosas para el global de las muestras. d) Subtipo 1, muestras oblatas. e) Subtipo 2: muestras prolatas. f) Diferentes subestaciones y su ubicación aproximada en la zona de falla.*

Una interpretación muy similar realizamos para el primer tipo (Fig. 3d) de muestras analizadas en el afloramiento de la Rambla de la Torrecilla, en donde la lineación magnética es horizontal y la foliación magnética coincide con la tectónica. La interpretación para el segundo tipo (Fig. 3e), con lineaciones magnéticas perpendiculares a la foliación, resulta más problemática, puesto que es incoherente con el movimiento de la falla. Basándonos en el cambio de muestras oblatas a prolatas, y en la notable variación del grado de anisotropía (Pj), deducimos que posiblemente el origen de este segundo tipo resida en la mineralogía magnética de las muestras, y que los fluidos y la consecuente neoformación de minerales en la zona de falla estén jugando un papel muy importante en la orientación del elipsoide magnético. No obstante, para interpretar correctamente estos resultados, se van a realizar estudios en láminas delgadas, ASM a baja temperatura y AARMs para determinar las subfábricas paramagnéticas y ferromagnéticas respectivamente.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a P. Alfaro y J.J. Martínez-Díaz su ayuda y disposición en el campo. Este estudio ha sido financiado por el proyecto de investigación CGL2013-42670-P del MINECO.

REFERENCIAS

Armijo, R. (1977): *La zone des failles Lorca–Totana (Cordillères Betiques, Espagne). Ètude tectonique et neotectonique*. Tesis Doctoral, Universidad de Paris, 229 p.

Solum, J.G. y van der Pluijm, B.A. (2009): Quantification of fabrics in clay gouge from the Carboneras fault, Spain and implications for fault behaviour. *Tectonophysics*, 475: 554-562.

Martínez-Díaz, J.J. (2002): Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Tectonophysics*, 356: 291-305.

Martínez-Díaz, J.J., Masana, E. y Ortuño, M. (2012): Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology* 38 (1): 253-270.

Rodríguez-Escudero, E., Martínez-Díaz, J.J., Tsige, M., Giner-Robles, J.L. y Cuevas-Rodríguez, J. (2014): Cuarzo pulverizado en la fault gouge rica en filosilicatos de la falla de Alhama de Murcia, ¿un efecto cosísmico? En: 2ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología: 171-174.

Modelo de rotación del abanico de pliegues de Jánovas (anticlinal de Boltaña, Pirineos)

Rotational model of the Jánovas fold fan system (Boltaña anticline, Pyrenees)

T. Mochales[1,2], E. Pueyo[2], A. Barnolas[1] y A. Casas[3]

1 Instituto Geológico y Minero de España, c/ Calera 1, 28760 Madrid. taniamochales@gmail.com, tonibarnolas@hotmail.com
2 Instituto Geológico y Minero de España, Unidad Zaragoza, c/ Manuel Lasala 44, 50006 Zaragoza. unaim@igme.es
3 Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. acasas@unizar.es

Resumen: La zona de Jánovas presenta una superposición de pliegues resultado de eventos no coaxiales. La corrección de capa de los vectores paleomagnéticos en el sistema de coordenadas original ha sido realizada de modo secuencial, siguiendo el orden inverso de los eventos de deformación, y comparada con la clásica corrección de capa. La restitución secuencial da lugar a medias mejor agrupadas, constituyendo una puerta abierta a la reconstrucción en zonas con superposición de pliegues. Por medio de las orientaciones obtenidas de la restitución secuencial, hemos determinado un modelo de edad para la zona de Jánovas, estableciéndose, una tasa de acumulación creciente, de acuerdo con la continentalización de la cuenca hacia el Bartoniense. El modelo de rotación obtenido presenta amplios errores debido a la presencia de intervalos heterogéneos de muestreo, evidenciando la necesidad de densificar el muestreo entre 50 y 45 Ma, para afinar la tendencia de rotación y principalmente entre 38 y 35 Ma donde se produciría el final de la rotación horaria del anticlinal de Boltaña

Palabras clave: modelo rotacional, rotaciones de eje vertical, restitución secuencial, Jánovas, Pirineos.

Abstract: *The Jánovas sector presents a pattern of fold superposition as a consequence of non-coaxial folding. Step-by-step bedding correction of paleomagnetic vectors to the original coordinate system has been carried out considering the reverse sequence of tectonic events. Comparison with classical one-step bedding correction indicates better results and clustered means for sequential restoration, thus providing an improved methodological approach. From the obtained orientations by means of sequential restoration, we have established an age-rotation model for the Jánovas sector, defining an increasing accumulation rate consistent with basin continentalization during Bartonian times. The obtained rotation model shows significant errors derived from heterogeneous sampling along the stratigraphic log, that demonstrates the necessity of a denser sampling within the 50-45 Ma period, to clearly define the trend of rotation and the 35-38 Ma period, where the total rotation of the Boltaña anticline occurred.*

Key words: *rotation model, vertical axis rotations, sequential restoration, Jánovas, Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

El anticlinal de Boltaña es una estructura de orientación N-S, oblicua a la orientación ESE-ONO Pirenaica, de importancia clave para comprender la cinemática del extremo W de la Unidad Surpirenaica Central (USPC). Prueba de ello son los numerosos estudios realizados desde el punto de vista del paleomagnetismo (Dinarès-Turell et al., 1992; Pueyo, 2000; Fernández-Bellón, 2004; Mochales et al., 2012a; Beamud, 2013; Muñoz et al., 2013; Mochales et al., 2016). Una vez definida la magnitud de la rotación, controlar su edad y velocidad es el siguiente paso en la comprensión de la cinemática de las estructuras. El anticlinal de Boltaña es una de las estructuras mejor datadas, y sin embargo, aún quedan muchas cuestiones sobre su cinemática por determinar. Se interpreta que el anticlinal de Boltaña se formó con una orientación inicial NO-SE durante el Luteciense Inferior a partir de un cabalgamiento de vergencia oeste, que despega en materiales triásicos y corta la pila Ypresiense situada en el núcleo. A continuación el anticlinal rotó (45-55º de rotación horaria, CW), en relación con el emplazamiento de cabalgamientos más jóvenes en la zona Axial (cabalgamientos de Bielsa y/o Guara-Gèdre), moderadamente durante el Luteciente y más intensamente durante el Bartoniense/Priaboniense (Mochales et al., 2012a), situando al anticlinal en su posición N-S actual. Sin embargo, Muñoz et al. (2013) argumentan que el plegamiento y rotación de Boltaña fueron simultáneos desde una etapa incipiente, cuando el anticlinal comenzó con una orientación NO-SE, hasta el final del plegamiento (Luteciense Superior - Bartoniense), obteniendo valores de rotación desde 80º CW a ~20º. Estos autores, proponen un valor de rotación de fondo de 15-20º debido a la lámina de cabalgamiento de Gavarnie-Sierras Exteriores.

En el área de Jánovas (flanco occidental del anticlinal de Boltaña), hay una secuencia de pliegues

de orientación variable entre WNW–ESE y N–S, que parecen no estar relacionados con la cuña de *growth strata*, sino que post-datan el plegamiento del anticlinal. Esta deformación es producida por la propagación del plegamiento hacia el antepaís como consecuencia de la rotación. Posteriormente, el cabalgamiento basal de Guarga (desde el Rupeliense al Mioceno temprano) es el responsable de las amplias rampas frontales en las Sierras Exteriores así como del basculamiento hacia el sur de las unidades septentrionales (como la zona de Jánovas), dando lugar al sinclinorio del Guarga de dirección WNW–ESE

Las unidades litológicas que conforman el abanico de capas entre el techo de la Fm Boltaña y la discordancia de Campodarbe (Luteciense a Priaboniense) de la zona de Jánovas registraron estos tres episodios sucesivos de deformación, parcialmente coetáneos y no coaxiales: plegamiento, rotación de eje vertical y basculamiento oblicuo y pasivo de la estructura. Este trabajo está enfocado a averiguar la cronología del abanico de pliegues de la zona de Jánovas y sus posibles implicaciones en la cinemática de la rotación que sólo ha sido abordada hasta ahora en el flanco E (Mochales et al., 2012a y Muñoz et al., 2013).

CONTEXTO GEOLÓGICO

Sobre la Fm Boltaña, (Cuisiense inferior y medio) que corresponde a una plataforma somera mixta, se disponen directamente un abanico de capas que incluyen las turbiditas del Grupo Hecho (Cuisiense superior a Luteciense medio), las facies deltaicas de la Fm Sobrarbe (Luteciense medio y superior), facies transicionales de la base del Bartoniense (equivalentes en facies, no en edad, a las areniscas de Belsúe – Atarés) y las facies rojas del Grupo Campodarbe (Bartoniense a Oligoceno inferior), las cuales llegan a superponerse en discordancia angular y erosiva sobre la Fm Boltaña.

El contacto entre la Fm Boltaña y el Grupo Hecho hacia el norte es un talud erosivo que pasa a una superficie de inundación *(drowning unconformity*) hacia el sur (Barnolas y Teixell, 1994). La disposición en *onlap* de las turbiditas del Grupo Hecho sobre esta estructura sedimentaria implica que, en el área de Jánovas, entre ambas unidades existe un hiato sedimentario que puede implicar a todo el Cuisiense superior y parte del Luteciense inferior. Esta estructura es previa al pliegue del anticlinal de Boltaña (Barnolas y Teixell, 1994). Con posterioridad a este *onlap*, las capas del Grupo Hecho, que está representado casi exclusivamente por margas y margocalizas, se dispone en abanico de capas relacionado con el crecimiento del anticlinal de Boltaña. Al sur de Jánovas, junto al anticlinal de Boltaña se observa una discordancia angular sobre la que se encuentra un canal turbidítico (areniscas de San Felices). Esta entrada de material siliciclástico se corresponde con la base de la Fm Sobrarbe aunque aquí, ya en facies claramente turbidíticas (Gp. Hecho).

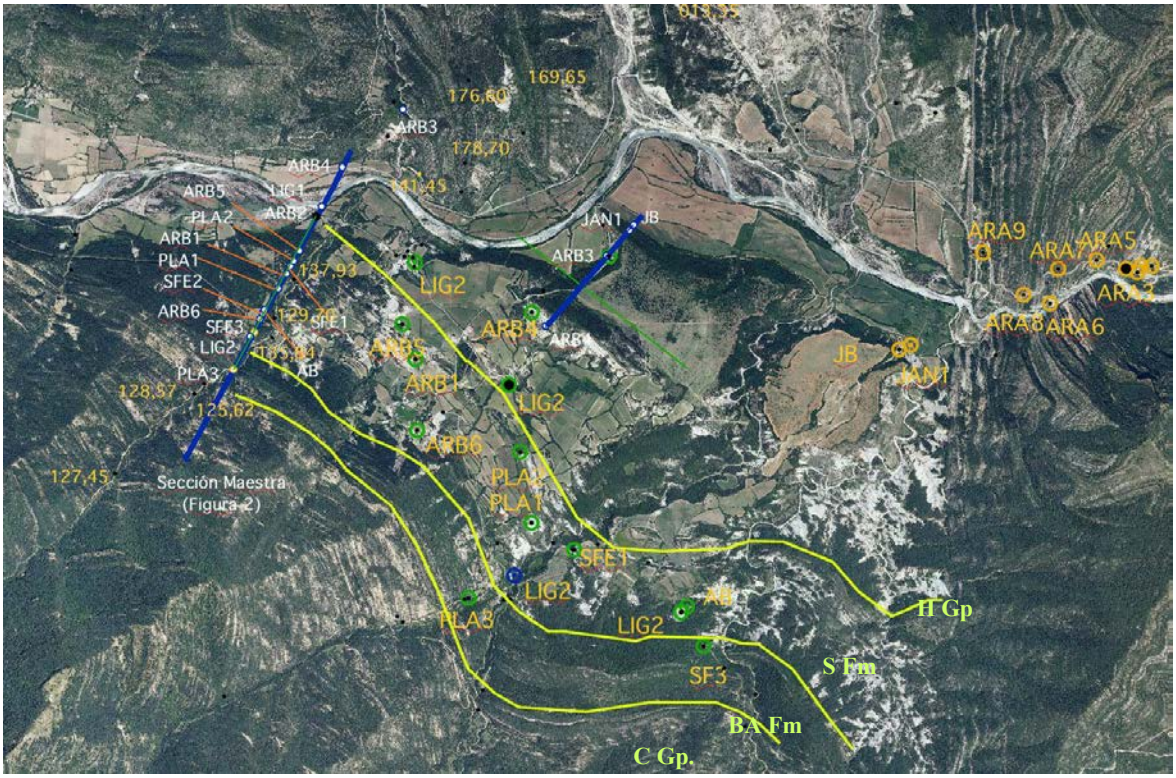


FIGURA 1. *Área de Jánovas con la situación de la estaciones (amarillo) icluidas en este trabajo (UTM 30N, ETRS89) y su correlación lateral para construir la sección tipo (azul) sobre la que se han realizado los cálculos de velocidad de rotación*.

Por encima de este canal, la secuencia se someriza rápidamente produciéndose el depósito de las capas deltaicas con bancos de nummulites intercalados de la Fm Sobrarbe. El tránsito entre la Fm. Sobrarbe y las facies transicionales atribuidas al Bartoniense inferior (C18r) es, probablemente, una discontinuidad. Sobre estas facies el Grupo Campodarbe se dispone en ligero *onlap* sobre una superficie erosiva que afecta al anticlinal de Boltaña.

METODOLOGÍA Y RESULTADOS

Se muestrearon 13 estaciones en el flanco W de Boltaña, al norte del sinclinorio del Guarga, abarcando desde el C20r (Luteciense medio) al C18r (Bartoniense inferior). Cinco estaciones de otros autores fueron también consideradas (Pueyo, 2000; Fernández-Bellón, 2004). Se realizaron desimanaciones térmicas detalladas con magnetómetros criogénicos 2G (INGV-Roma y UB-CSIC-Barcelona). La desimanación en tres ejes realizada sobre 13 muestras, indicó que magnetita con contenidos variables en sulfuros de hierro son los portadores de la magnetización (Mochales et al., 2016). Las rotaciones se obtuvieron por medio de restitución secuencial; su ordenación estratigráfica (Fig. 1) ha servido para establecer la cronología de este trabajo y su consistencia con la cronología establecida en Mochales et al. (2102b) en el flanco E (Fig. 2 y tabla I). Se ha determinado la edad absoluta a partir de la escala global de polaridad geomagnética (Ogg, 2012)

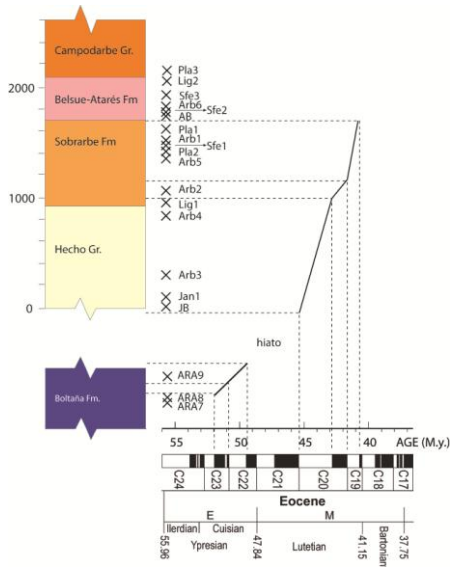


FIGURA 2. *Área de Jánovas con la situación de las muestras y correlación con la escala de polaridad geomagnética (Ogg, 2012)*

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

Por medio de la datación de las estaciones de la zona de Jánovas hemos podido establecer una relación cronoestratigráfica tentativa de la secuencia estratigráfica (Fig. 2). El límite entre el Gp. Hecho y la Fm. Campodarbe se situaría en el C20r, una datación que no coincide con la establecida en Mochales et al. (2012b). El techo de la Fm. Sobrarbe se sitúa en el C19r, una edad que coincide con la de Mochales et al. (2012b). Las facies transicionales a la base del Bartoniense (facies equivalentes a Belsué – Atarés, pero no en edad) tendrían su base en el C19r y su techo por determinar entre el C19n y C18r. De acuerdo con el muestreo realizado, el C19n no aparece registrado. El Gp. Campodarbe tendría su base en el C18r, siendo relativamente más joven que la Fm Escanilla (Mochales et al., 2012b).

Site	Alt. (m)	Dec	□95	Cr	Abs T	Fm
CAM1		346	21	15r?	35,6	C Gp.
PLA3	2135	200	7,6	18r	39,8	
LIG2	1926	214	20	18r	40	BA Fm.
SFE3	1891	236	11,7	19r	40,3	
ARB6	1809	189	11,7	19r	40,5	
SFE2	1776	247	15,5	19r	40,6	
AB	1751	206	7,5	19r	40,7	
PLA1	1607	210	28,3	19r	40,9	S Fm.
ARB1	1509	221	7,1	19r	41,1	
SFE1	1460	166	12,3	19r	41,2	
PLA2	1422	199	10	19r	41,3	
ARB5	1358	188	27,8	19r	41,5	
ARB2	1058	37	28,1	20n	42,8	
LIG1	997	212	22	20r	42,9	
ARB4	837	209	33,3	20r	43,2	H Gp.
ARB3	265	3	9,9	20r	44,5	
JAN1	46	237	13	20r	45	
JB	0	249	16,9	20r	45,2	
ARA9		229	35,9	22r	50,2	B Fm
ARA8		249	13,7	23r	52,1	
ARA7		245	24,7	23r	52,7	

TABLA I. *Site. Estación; Alt. Altura estratigráfica de la estación (m); Dec. Declinación magnética; a95; Cr. Cron; Abs. T. Tiempo absoluto; Fm. Formación. CB Fm. Formación Boltaña; H Gp. Grupo Hecho; S Fm. Formación Sobrarbe; BA Fm. Formación Belsué-Atarés; C Gp. Grupo Campodarbe. JB y AB (Fernández-Bellón, 2004), LIG1, LIG2 y CAM1 (Pueyo, 2000), ARA7-9 (Mochales et al. 2012), estaciones restantes (Mochales et al. 2016).*

Gracias a la calibración cronológica hemos podido asignar una edad a cada estación donde la declinación magnética aparece rotada respecto a la referencia (Tabla I). Las estaciones comprenden edades de 45,2 a 35,6 Ma con valores que varían de 65º de rotación horaria (CW) a 14º de rotación antihoraria (CCW). Se observa que las estaciones presentan un $□_{95}$ moderadamente elevado (Fig. 3). Sin embargo se observa una caída de la magnitud de rotación. El agrupamiento de estaciones en promedios por Cron (Fig. 3, curva azul) nos ha permitido obtener una tendencia relativamente bien caracterizada entre 51,6 y 37,7 Ma (Fig. 3) desde valores de 62º a 3º de rotación horaria, a lo largo del Eoceno Inferior y Medio. Si

comparamos las curvas obtenidas para el flanco E (curva azul, Mochales et al, 2012a) y el flanco O (curva roja, este trabajo) se observan tendencias similares, donde la mayor aceleración de la rotación se produce durante el periodo Bartoniense/Priaboniense en el flanco E, mientras que la rotación finalizaría en el límite Bartoniense/Priaboniense en el O. Hay que tomar estos datos con precaución puesto que el intervalo muestreado en el flanco W (Jánovas) es mucho menor.

Por tanto este estudio, permite alcanzar las siguientes conclusiones y planear las siguientes acciones futuras:

-Las unidades estudiadas presentan edades similares a las establecidas en Mochales et al. (2012b), a excepción de la base de la Fm. Sobrarbe, que habría que estudiar con mayor detenimiento en el flanco W del anticlinal.

-La obtención de futuras estaciones en los crones de polaridad normal C20n y C19n permitirá establecer un modelo de rotación más fiable, obteniendo también tasas de acumulación realistas para las unidades estudiadas.

-Un control de la velocidad de rotación en los crones más modernos (C18-C15), podría determinar el momento de mayor velocidad de rotación posiblemente producido 38 a 35 (Ma).

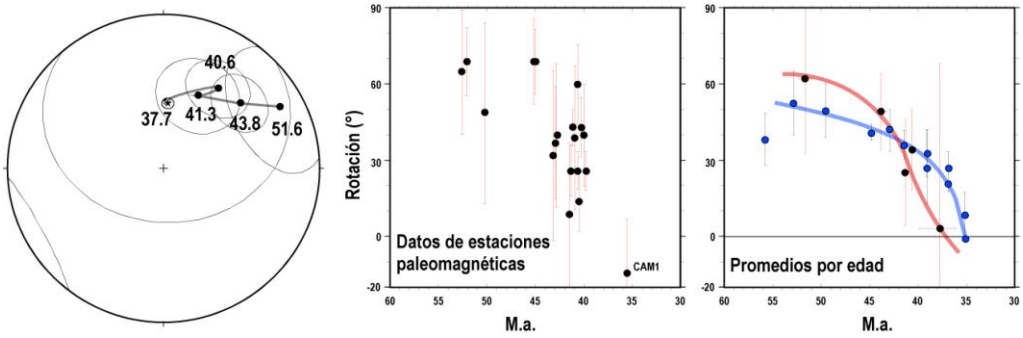


FIGURA 3. *Medias por crones y su evolución temporal; valores de rotación de estaciones y promedios de edad. Estrella; referencia Eocena en Boltaña (Mochales et al., 2012)*

AGRADECIMIENTOS

Proyectos DR3AM CGL2014-54118-MINECO y CGL2008-00809/BTEMICINN), ChronoPyr (IGME-346), 3DR3(PI165/09 G. Aragón), Bases Europa (CAI-DGA). F. Speranza, M. Maffione, V. Lafuente y P.L. Mochales ayudaron con medidas y trabajo de campo.

REFERENCIAS

Beamud, E. (2013): *Paleomagnetism and thermochronology in tertiary syntectonic sediments of the South-central Pyrenees: chronostratigraphy, kinematic and exhumation constraints.* Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 251 p.

Barnolas, A., Teixell, B. (1994): Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees). *Geology*, 22: 1107-1110.

Dinarès-Turell, J., McClelland, E., Santanach, P. (1992): Contrasting rotations within thrust sheets and kinematics of thrust tectonics as derived from palaeomagnetic data: an example from Southern Pyrenees. En: *Thrust Tectonics* (K.R. McClay, ed.). Chapman and Hall, London, 265–275.

Fernández-Bellón, O. (2004): *Reconstruction of geological structures in 3D. An Example from the Southern Pyrenees.* Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 321 p.

Mochales, T., Casas, A.M., Pueyo, E.L., Barnolas, A. (2012a): Rotational velocity for oblique structures (Boltaña anticline, southern Pyrenees). *J. Struct. Geol.* 35: 2–16.

Mochales, T., Barnolas, A., Pueyo, E.L., Serra-Kiel, J., Casas, A.M., Samsó, J.M., Ramajo, J., Sanuan, J. (2012b): Chronostratigraphy of the Boltaña anticline and the Ainsa Basin (Southern Pyrenees). *Geol. Soc. Am. Bull*. 124 (7–8): 1229–1250.

Mochales, T., Pueyo, E.L., Casas, A.M., Barnolas, A. (2016): Restoring paleomagnetic data in complex superposed folding settings: The Boltaña anticline (Southern Pyrenees). *Tectonophysics* 671: 281–298.

Muñoz, J.A. Beamud, E., Fernández, O., Arbués, P., Dinarès-Turell, J., Poblet, J. (2013): The Ainsa Fold and thrust oblique zone of the central Pyrenees: kinematics of a curved contractional system from paleomagnetic and structural data. *Tectonics* 32 (5): 1142–1175.

Ogg, J.G. (2012): Geomagnetic Polarity Time Scale. En: *The Geologic Time Scale 2012* (F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg, eds.), Elsevier Publ., 85-114.

Pueyo, E.L., (2000): *Rotaciones paleomagnéticas en sistemas de pliegues y cabalgamientos. Tipos, causas, significado y aplicaciones (ejemplos del Pirineo Aragonés).* Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza, 296 p.

Datación de la evolución volcánica combinando datos paleomagnéticos y modelización geomagnética: Isla Decepción (Islas Shetland del Sur, Antártida)

Dating the volcanic evolution combining paleomagnetic data and geomagnetic modeling: Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica)

B. Oliva Urcia[1], I. Gil Peña[2], A. Maestro[1,2], J. López-Martínez[1], J. Galindo Zaldívar[3,4], R. Soto[5], A. Gil Imaz[6], J. Rey[7] y O. Pueyo[6]

1 Dpto. de Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid. belen.oliva@uam.es
2 Instituto Geológico y Minero de España, 28003 Madrid
3 Dpto. de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada
4 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, 18071 Granada
5 Instituto geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, 50006 Zaragoza
6 Área de Geodinámica Interna, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza
7 ESGEMAR, Puerto de Málaga, local PP/L1-05, 29001 Málaga

Resumen: La combinación de 20 nuevas estaciones de paleomagnetismo, con 17 estaciones previas y un modelo geomagnético ha permitido establecer la evolución multiepisódica del edificio volcánico cuaternario de la Isla Decepción (Antártida). Se han analizado tres estaciones en brechas volcánicas y dos estaciones en lavas pertenecientes a los materiales extruidos con anterioridad al colapso de la caldera. Entre los materiales extruidos posteriormente al colapso de la caldera se han analizado 10 estaciones en lavas y cinco estaciones en diques que cortan a los materiales pre- y la base de los post-colapso de caldera. A pesar de la incertidumbre por el uso de promedios de datos paleomagnéticos, la correlación con el modelo geomagnético y la existencia de tefras a escala regional permiten establecer que las unidades pre-colapso de caldera (F1 y F2) son anteriores a 12.000 a AC, mientras que la caldera colapsó en torno a los 8300 a AC y las unidades posteriores al colapso de la caldera (S1 y S2) han extruido con posterioridad a 2000 a AC.

Palabras clave: paleomagnetismo, modelo geomagnético, datación, tefras.

***Abstract**: The combination of 20 new paleomagnetic sites with 17 previous sites and a geomagnetic model has allowed establishing the multi-episodic evolution of the Quaternary volcanic edifice of Deception Island (Antarctica). Paleomagnetic analyses have been carried out in three sites from volcanic breccia and two sites from lavas of the pre-caldera collapse units. Among the post-caldera collapse units, 10 sites in lavas have been analyzed in addition to 5 sites in dikes that intrude pre- and the lower part of the post-caldera collapse units. Despite the uncertainty of using averages of paleomagnetic data, the correlation with the geomagnetic model and tephra layers occurrences allow establishing that the pre-caldera collapse (F1 and F2) are older than 12,000 yr BC, while the caldera collapse occurred at about 8300 yr BC and the post-caldera collapse units (S1 and S2) deposited after 2000 yr BC.*

***Key words:** paleomagnetism, geomagnetic model, dating, tephras.*

INTRODUCCIÓN

Los métodos más comunes para datar rocas volcánicas son los radiométricos: K/Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$, Pb/U o ^{14}C. Sin embargo, en ocasiones no es posible aplicarlos, como en situaciones de alteraciones post-depósito, cuando el contenido mineral no es el apropiado o las rocas son tan jóvenes que no muestran la transformación radioisotópica. La datación con ^{14}C en la Antártida es problemática por el efecto reservorio incierto de radiocarbono, lo que proporciona edades envejecidas (Björck et al., 1991).

Las dataciones realizadas mediante la combinación de datos paleomagnéticos con modelos geomagnéticos y curvas de referencia han sido utilizadas con éxito en arqueomagnetismo (Gómez-Paccard y Beamud, 2008), donde los errores de la media paleomagnética utilizada suelen ser muy bajos.

El objetivo de este trabajo es presentar los resultados obtenidos al combinar los datos paleomagnéticos de los materiales volcánicos de la Isla Decepción con el modelo geomagnético disponible para edades de menos de 14.000 años (Pavón-Carrasco et al., 2014) y obtener así una evolución temporal del edificio volcánico.

SITUACIÓN GEOLÓGICA Y MATERIALES MUESTREADOS

La Isla Decepción pertenece al archipiélago de las Shetland del Sur, situado al NO de la Península Antártica, de la que está separada por la Cuenca de

Bransfield (Fig. 1). Las alineaciones de edificios volcánicos de la Cuenca de Bransfield tienen una orientación NE-SO, paralela a su eje. La Cuenca está dividida por fallas de salto en dirección orientadas principalmente en dirección NO-SE. El vulcanismo de la Isla Decepción evolucionó durante el Cuaternario desde lavas almohadilladas a erupciones estrombolianas y freatomagmáticas subaéreas. Los depósitos volcánicos se dividen en unidades anteriores al colapso de la caldera (pre-colapso) y posteriores al colapso (post-colapso) (Smellie y López-Martínez, 2000). Las nuevas estaciones muestreadas en las unidades pre-colapso se localizan en la Fm Fumarole Bay (F1, 4 estaciones) y en la Fm Basaltic Shield (F2, 1 estación). Los afloramientos muestran depósitos subhorizontales o con buzamientos bajos. Las unidades post-colapso que se han muestreado corresponden al Miembro de Kendall Terrace (S1, 6 estaciones), conos de Collins Point (P2, que es parcialmente equivalente en edad a S2, 3 estaciones) y la Fm Stonethrow Ridge (S2). Los diques son probablemente equivalentes en edad a S1. P2 y S2 se han combinado a la hora de analizar los datos paleomagnéticos. De las 17 estaciones previas, 2 estaciones pertenecen a F2, 6 estaciones a F3, 8 estaciones a S2 y una corresponde a una erupción histórica ocurrida en 1840 AD (considerada dentro del conjunto de S2).

FIGURA 1. *Localización de la Isla Decepción (a) y b) localización y marco regional tectónico de la región norte de la Península Antártica. La Cuenca de Bransfield aparece marcada con un recuadro. c) Localización de la Isla Decepción al norte del eje de expansión de la Cuenca de Bransfield (Grad et al., 1992).*

Estudios paleomagnéticos previos concluyen que los minerales de coercitividad baja presentes en los depósitos volcánicos de la Isla Decepción promedian el registro de la variación secular (Baraldo et al., 2003).

MÉTODOS

El muestreo se ha realizado en el campo con una perforadora portátil de gasolina refrigerada con agua. Los especímenes se orientaron en campo con un clinómetro y brújula. Las 157 muestras se desmagnetizaron térmicamente en el laboratorio de la Universidad de Barcelona (CCiTUB-CSIC), usando hornos TSD-1 (Schonsted) y MMT80 (Magnetic Measurements). Se calentaron progresivamente las muestras desde temperatura ambiente hasta 580 ºC en 11-14 pasos (cada 50-20 ºC) hasta la desmagnetización completa. La remanencia magnética de las muestras se ha medido en un JR6A (AGICO Inc. Brno, Czech Republic). Se ha calculado una componente estable de alta temperatura con más de 6 pasos y MAD < 5º (desviación angular máxima, por sus siglas en inglés). Las temperaturas de desbloqueo varían entre 350º y 580 ºC, lo que sugiere que la Ti-magnetita es el principal portador de la remanencia magnética.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La componente característica se ha calculado en el 88% de las muestras analizadas. Las inclinaciones medias varían entre -56º y 85º, donde la esperada sería de 63º, siguiendo la fórmula del dipolo magnético para la posición de la Isla Decepción. Los datos paleomagnéticos en latitudes altas presentan la debilidad del alto error asociado a esas latitudes (DEC = $_{95}$ / cos INC). Los errores promedio en la declinación magnética calculada son ~ 19º (para $_{95}$ < 5º).

Los datos paleomagnéticos de materiales arqueomagnéticos y volcánicos bien datados se usan para construir modelos geomagnéticos (Pavón-Carrasco et al., 2014) y curvas de referencia, los cuales permiten calcular cambios en la superficie del campo magnético terrestre. De tal manera que posteriormente se puede comparar el modelo geomagnético con datos paleomagnéticos de materiales de edad desconocida, con la finalidad de establecer su datación (Gómez-Paccard y Beamud, 2008, entre otros).

En materiales volcánicos, el hecho de que los vectores magnéticos se agrupen dentro de una misma unidad indica que el movimiento de esos materiales se produce antes de que se bloquee la remanencia magnética (en este caso la remanencia se bloquea por debajo de 580ºC). Además, la variación secular puede producir dispersión de los datos entre unidades de edad diferente (> 100 años) aunque no haya movimiento relativo entre esas unidades.

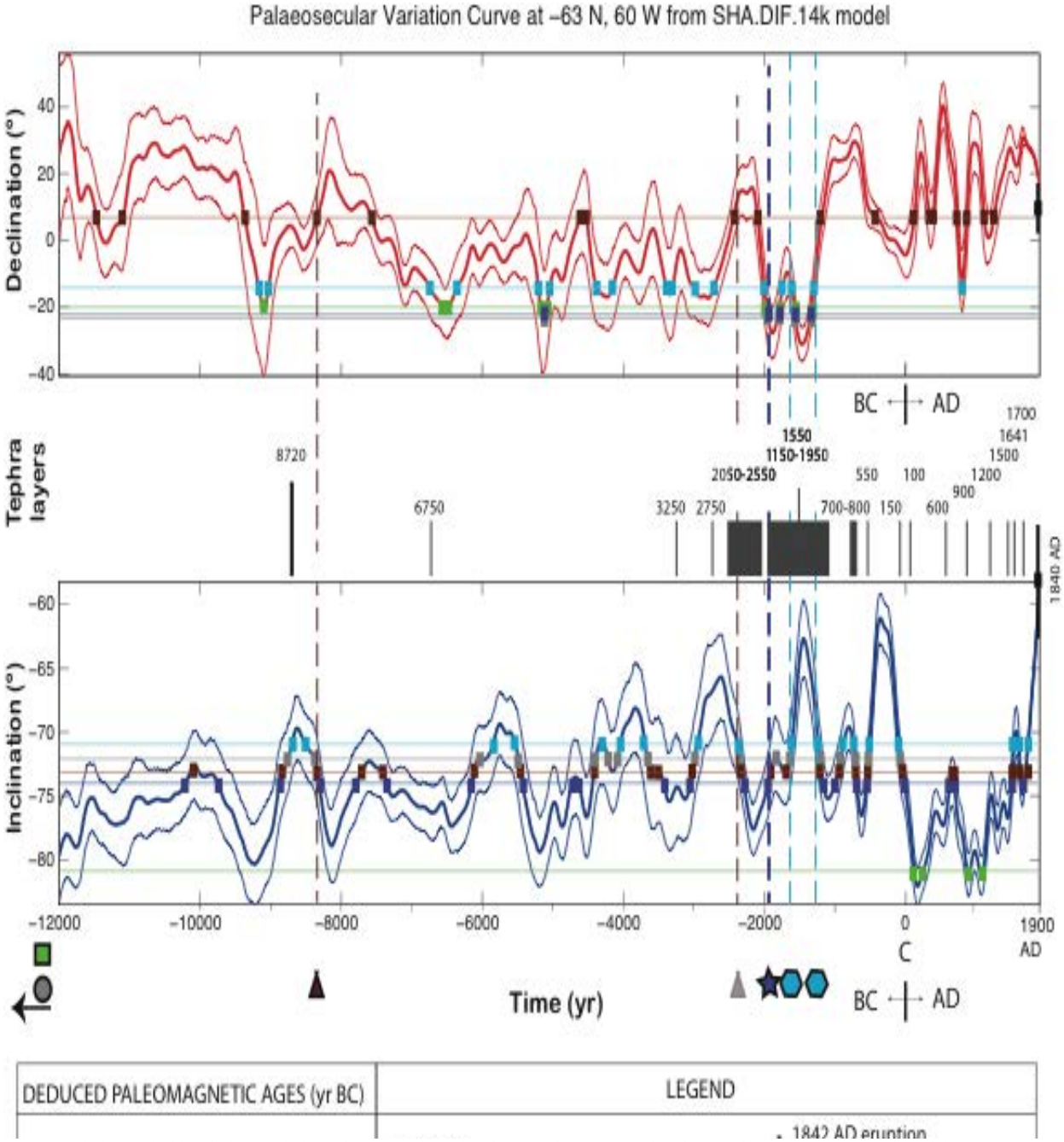


FIGURA 2. *Edades probables de las unidades volcánicas obtenidas después de comparar los datos paleomagnéticos con el modelo geomagnético. Cuando las líneas horizontales de color (declinación e inclinación promedio) se cruzan con el modelo geomagnético (valores promedio) un cuadrado marca el cruce. Las líneas discontinuas verticales marcan la edad probable obtenida cuando la inclinación y la declinación del dato paleomagnético se solapan con el modelo geomagnético. El dato de la erupción histórica se ha marcado con su error. Además, se ha añadido la presencia de capas de tefras a escala regional (Moreton, 1999, Smellie, 1999). (Figura tomada de Oliva-Urcia et al., 2015).*

En este trabajo se comparan medias paleomagnéticas agrupadas en 5 unidades siguiendo la división y terminología de unidades mencionada anteriormente (Smellie y López-Martínez, 2000): F1, F2 y F3 (unidades pre-colapso de la caldera) y, S1 y S2 (unidades post-colapso de la caldera).

La inclinación magnética de las medias de cada unidad es suficiente como para enmascarar pequeñas variaciones en la inclinación de los materiales por deformación. De hecho, Baraldo et al. (2003) reconocen rotaciones de eje horizontal por inclinaciones magnéticas anómalas, tras descartar que no son debidas a la variación secular. El agrupamiento de las medias de las unidades F2, F3 y S1 es alto, por lo que se descarta que haya variaciones en la inclinación de los materiales. La dispersión de los datos en F1 puede interpretarse como efecto del movimiento de las brechas volcánicas una vez han registrado la remanencia magnética. El hecho que la media de F1 esté más dispersa que la de F3 (materiales similares) puede ser indicativa de que F3 corresponde a flujos más densos que se enfriaron de manera relativamente rápida una vez depositados (Smellie, com. pers.). La dispersión de los datos de S2 se interpreta como debida a la variación secular ocurrida entre las diversas erupciones que tuvieron lugar en diferentes centros volcánicos.

Así pues, comparamos las medias paleomagnéticas de las 5 unidades con el modelo geomagnético que se extiende entre 12.000 AC y 1.900 AD (Pavón-Carrasco *et al*., 2014) (Fig. 2). Para realizar la comparación, se ha considerado la media del dato sin errores. La edad se estima cuando las declinaciones e inclinaciones convergen al mismo tiempo que la media del modelo geomagnético. El error deducido para el cálculo de las edades en la Isla Decepción varía entre 150 años (para S1) y unos 1000 años (para S2).

Con este procedimiento sólo se encuentra una edad posible para S1, en torno a 2000 años AC, así que las otras unidades se definen a partir de ésta. S2 presenta dos edades posibles, las dos más recientes de 1900 años AC. La unidad F3 tiene dos opciones posibles, 8300 y 2400 años AC, aunque la más joven es menos probable ya que los datos no se solapan exactamente en la vertical. Para F2 y F1 no hay edades probables, por lo que se consideran más antiguas de 12.000 años AC.

Respecto a las capas de tefras estudiadas que tienen un origen probable en la Isla Decepción, sugieren que la capa de 8720 AC tiene relación con la erupción que precedió y que dio lugar a la formación de la caldera (Moreton, 1999; Smellie, 1999). Esta edad es próxima a la de la unidad F3, por lo que podría considerarse relacionada con ese evento.

Las edades calculadas a partir de los resultados paleomagnéticos comparados con el modelo geomagnético presentan ciertamente errores debido al uso simple de la media (sin considerar el error). A pesar de ello, permiten una estimación de la edad de las unidades que coincide con la presencia de las capas de tefras datadas en la región.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CTM214-57119-R del Plan Nacional de I+D+i.

REFERENCIAS

Baraldo, A., Rapalini, A.E., Böhnel, H. y Mena, M. (2003): Paleomagnetic study of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Geophys. J. Int*., 153: 333–343.

Björck, S., Sandgren, P. y Zale, R. (1991): Late Holocene tephrochronology of the northern Antarctic Peninsula. *Quat. Res*., 36: 322–328.

Gómez-Paccard, M. y Beamud, E. (2008): Recent achievements in archaeomagnetic dating in the Iberian Peninsula: application to four Spanish structures. *J. Archaeol. Sci*., 35: 1389–1398.

Grad, M., Guterch, A., Sroda, P. (1992): Upper crustal structure of Deception Island Area, Bransfield Strait, West Antarctica. *Ant. Sci*., 4: 469–476.

Moreton, S.G. (1999): *Quaternary tephrochronology of the Scotia Sea and Bellingshausen Sea, Antarctica*. PhD Thesis, Cheltenham and Gloucester College of Higher Education, UK, 164 p.

Oliva-Urcia, B., Gil-Peña, I., Maestro, A., López-Martínez, J., Galindo-Zaldívar, J., Soto, R., Gil-Imaz, A., Rey, J.J. y Pueyo, O. (2015): Paleomagnetism from Deception Island (South Shetlands archipelago, Antarctica); new insights into the interpretation of the volcanic evolution using a geomagnetic model. *Int. J. Earth Sc*., doi: 10.1007/s00531-015-1254-3

Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M. y De Santis, A. (2014): A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth Planet. Sci. Lett*., 388: 98–1.

Smellie J.L. (1999): The upper Cenozoic tephra record in the south polar region: a review. *Glob. Planet. Chang*., 21: 51–70.

Smellie JL, López-Martínez, J. (2000): *Geological Map of Deception Island. BAS GEOMAP Series, Sheet 6-A, 1:25,000.* British Antarctic Survey, Cambridge.

Rockmagnetic and reversal stratigraphy in terrestrial deposits: Recovering fault slip rates in growth strata

Estratigrafía magnética en depósitos terrestres: Determinación de tasas de salto de falla en estratos de crecimiento

J.M. Parés[1], J. Carrigan[2], D. Anastasio[2] and K. Kodama[2]

1 CENIEH, Paseo Sierra de Atapuerca 3, 09002 Burgos, Spain. josep.pares@cenieh.es
2 Earth and Environmental Sciences Department, Lehigh University, 1 West Packer Ave., Bethlehem, PA 18015, USA

Abstract: This study develops a high-resolution chronostratigraphy age model based on magnetic susceptibility to determine folding rates recovered from Eocene-Oligocene growth strata of the Berga Conglomerate Group, NE Spain. The syntectonic Berga Conglomerates were sampled for rock magnetic, magnetostratigraphy, and cyclostratigraphy analyses. Analysis of rock magnetic measurements indicates a mixed mineral assemblage with both paramagnetic and ferromagnetic minerals. Reversal magnetic stratigraphy constrains the time frame of folding. Time series analysis of magnetic susceptibility variations shows statistically significant power in expected orbital frequencies. The onset of deformation was at 33.85 Myr and the end of deformation is unconstrained but is younger than 31.06 Myr. Deformation and sediment accumulation rates were unsteady at 20 kyr time scales. Deformation rates range from 0-100 °/Myr and modeled fault slip predicts variable displacement rates ranging from 115-265 m/Myr. Because folding rates are variable and appear to be separated into long periods of quiescence punctuated by rapid changes, it seems that deformation in this region is not driven by changes in sediment supply, but rather by changes in tectonic activity.

Keywords: fault-related-folding, foreland basin, cyclostratigraphy, magnetostratigraphy, Pyrenees

Resúmen: *Se presenta una cronoestratigrafía de alta resolución basada en la susceptibilidad magnética para establecer tasas de plegamiento en estratos de crecimiento eoceno-oligocenos del Grupo de Conglomerados de Berga (NE España). Hemos muestreado para magnetismo de rocas, magnetoestratigrafía y cicloestratigrafía los Conglomerados de Berga. Los análisis de magnetismo de rocas revelan la presencia de ferromagnetismo y paramagnetismo. La estratigrafía magnética permite delimitar la cronología del plegamiento. Los análisis de series de tiempo de las variaciones de la susceptibilidad magnética muestran una potencia estadísticamente significante en las frecuencias orbitales esperadas. El inico de la deformación ocurre a los 33.85 Ma y aunque sin un valor absoluto para su final, debe terminar en posterioridad a los 31.06 Ma. Las tasas de acumulación de sedimento y de deformación son inconstantes a escala de 20 kya. Las tasas de deformación oscilan entre 0 a 100°/Myr, y el salto de falla es también variable, entre 115 y 265 m/Myr. Dado que la tasa de plegamiento es variable e interrumpida por períodos rápidos y de inactividad, se deduce que la deformación en la estructura estudiada responde a la actividad tectónica más que al aporte sedimentario.*

Palabras clave: *Plegamiento por falla, cuenca de antepaís, cicloestratigrafía, magnetoestratigrafía, Pirineos*

INTRODUCTION

Growth strata are exceptional candidates for studying deformational and related depositional processes and for recovering fault slip at intermediate timescales. Despite their widespread occurrence, an obstacle to terrestrial systems is that they are typically devoid of biostratigraphic control which makes high resolution timing of fault slip difficult. Magnetic polarity chronology has been used in foreland basins throughout the world when other chronologic methods are unfeasible. Rock magnetic cyclostratigraphy coupled with magnetic polarity chronology provides a robust method to date growth strata which can be used to constrain slip of buried faults. We seek to combine kinematic constraints and high resolution timing to recover orogenic fold evolution at 10^4 - 10^5 yr timescales. Rock magnetic properties (e.g., magnetic susceptibility) were used as a method for providing a high resolution chronostratigraphy in many kinds of studies related to climate, deposition, and deformation (Kodama and Hinnov, 2014 and references therein). In this study we (1) develop a magnetic reversal stratigraphy to provide a chronology for the Berga Conglomerates and (2) tune the relative astrochronology generated with the rock magnetic study. The goal of our study is to determine folding and fault slip rate unsteadiness using the famous syntectonic unconformities exposed in the Cardener valley, N Spain (Riba, 1976) and to further develop

rock magnetic-based cyclostratigraphy in terrestrial strata.

GEOLOGICAL SETTING

Along the northern boundary of the Ebro foreland basin, the footwall of the Vallfogona thrust exposes a spectacular regional-scale growth fault-propagation fold in the syntectonic Berga Conglomerates. At a regional scale, unconformity geometries vary from angular to the west at Serres de Lord to progressive east of Serres de Busa. Across the structure, bedding dips change from 70° overturned to upright and horizontal over a few kilometers of section (Fig. 1). In a classic study, Riba (1976) defined "progressive unconformities" at this location and showed that they accumulate on a tilting depositional surface and the geometry of a cumulative wedge of unconformities depends on the relative rates of uplift, rotation, and deposition. Williams et al. (1998) have thoroughly studied the depositional genesis of the Berga Gp. growth section and showed that the growth of the Puigreig anticline and Busa syncline was unsteady based on relative dating. Balanced and restored cross sections and forward geometric modeling by Ford et al. (1997) and Suppe et al. (1997) agree on the geometry of the fault propagation fold pair but not all the kinematic details. Kinematic uncertainty remains as to whether limb rotation of limb lengthening produced the fold amplification during fault slip. The authors note that the critical data to reconcile the deformation history is the temporal variability of the sedimentation and the deformation rates of the growth sequence. Just south of the town of Sant Llorenç de Morunys, the Berga Conglomerates lie conformably on the marine marls and marly limestones assigned to the Bartonian-Lower Priabonian (Solé-Sugrañes, 1972). The Berga Conglomerate Group consists of conglomerates, sandstones and siltstones of alluvial, fluvial, and lacustrine origins. Changes in drainage location, drainage area, and tectonic rates all influence the sedimentary depositional environment through time.

METHODS

Samples were collected for magnetic reversal stratigraphy during multiple field seasons and sample spacing was refined after a preliminary magnetostratigraphy was constructed. Preliminary results suggested a minimum polarity interval of 290 kyr and an average deposition rate of 25 cm/kyr. Therefore, a sampling interval of 10-15 m was selected to allow for multiple sites in the shortest interval while maintaining enough spacing to make >1.5 km sampling feasible. In total, 119 sites were analyzed. Paleomagnetic measurements were made on a 2G Enterprises 755R superconducting rock magnetometer, and thermal demagnetization was conducted with a ASC Thermal Demagnetizer in up to 15 temperature steps from 150°C to 660°C. Alternating field

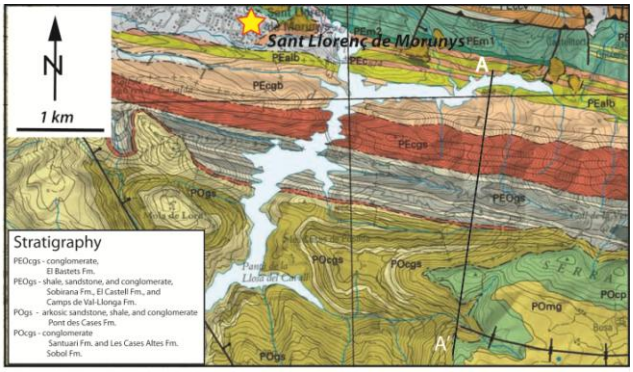


FIGURE 1. *Geologic map of Sant Llorenç de Morunys structure and surrounding area (Geologic Survey of Catalunya, 2006).*

demagnetization was used on a small number of samples using an in-line 2G 600 AF sample demagnetizer. Characteristic remanent magnetization (ChRM) directions were completed for all specimens using principal component analysis and Vitural Geomagnetic Pole (VGP) latitudes used to determine local magnetostratigraphy. Rock magnetic data have sample spacing of 50-100 cm intervals to ensure the 4-5 kyr spacing needed for precessional index resolution. Small samples of 10-20 cm^3 were collected, in addition to large hand samples and drilled cores. All hand samples were crushed and sieved to <2.5ϕ and care was taken to prevent any crushing of obvious clasts. For conglomerate beds matrix-rich sample sites were chosen to limit clast contamination. The crushed sediment was packed into pre-weighed 8 cm^3 nonmagnetic containers and solidified with sodium silicate to prevent movement of sediment during analysis. Processed unoriented samples underwent magnetic analyses for bulk susceptibility because of success of previous studies as a proxy for climate variation. Gaps larger than 5 m were filled using single spectrum analysis (SSA) utilizing the SSA-MTM toolkit (Ghil et al., 2002) to eliminate gap artifacts. In total, 13 % of the susceptibility data is from SSA gap filling. The entire data series was used to better constrain low frequency signal. After all the gaps were filled the data series was resampled at equal intervals using a linear interpolation every 15 cm. The data series were analyzed using the multi-taper method (MTM) spectral analysis with 2π-prolate multitapers to identify significant periodicities. The data series were tied to absolute time using the magnetic reversal chronology correlated to chron boundary ages obtained from the GPTS using the astrochron package for R (Meyers, 2014). After the data series was correlated to time it was equally resampled every 1 kyr. Power spectra were produced for a GPTS2012 tuned data

series using the SSA-MTM toolkit (Ghil et al., 2002). We identified significant frequencies in the power spectra at the 90%, 95%, 99% confidence interval. After Milankovitch-scale frequencies were observed in the data a detailed astrochronology was constructed by tuning the Gaussian filtered timeseries to the theoretical obliquity signal (41 kyr) in the data series.

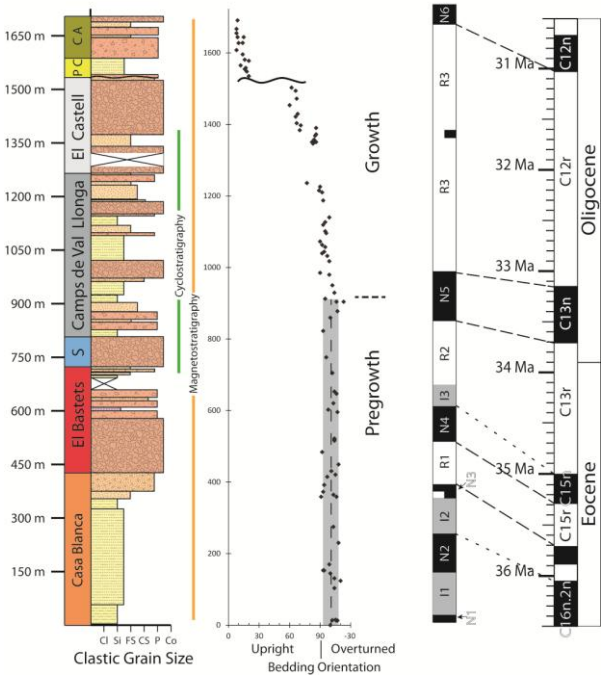


FIGURE 2. (From left to right) Stratigraphic column for the Berga Conglomerates sampled; bedding inclination; local magnetostratigraphy, and correlation to the Global Polarity Time Scale.

RESULTS

A total of twelve magnetozones were identified, N1-N6, R1-R3, and I1-I3 (Fig. 2). Just north of the studied section, the Berga Conglomerates lie conformably on marine marls and marly limestones of which are laterally equivalent to the Igualada Formation. The Igualada Fm. and its lateral equivalences were studied by a number of authors (e.g., Costa et al., 2010; Rodríguez et al., 2012), and is shown to have a Bartonian age based on multi-species biostratigraphy and magnetostratigraphy (middle-upper Eocene) (Solé-Sugrañes, 1972; Puigdefábergas et al., 1992), or chron C17. Our local magnetic polarity stratigraphy begins with poorly resolved normal polarity chrons and shows a conspicuous long reverse chron (R3) in the mid-upper part. The GPTS (Gradstein et al.,2012) shows that after chron C17 (middle-late Eocene), the post quem of the Berga Conglomerate Group, the first prominent reverse chron appears to be C13r, which is followed by an even longer reverse chron (C12r). The most reasonable interpretation is that normal magnetozone N5 corresponds to Chron C13n, rendering the assignment of magnetozones R2 and R3 as Chrons C13r and C12r respectively. Continuing the one-to-one correlation downsection of magnetozones to chrons, normal magnetozones N4 and N1 would correspond to Chrons C15n and C16n respectively. The overall local magnetostratigraphy would then encompass Chrons C16n to C12n, rendering the age of the Berga Conglomerate Group Late Eocene-Early Oligocene (ca.36 to 31 Ma) in agreement with previous interpretations (Ford et al., 1997; Vergés et al., 2002). The resulting average sediment accumulation rate for the 1691 m sampled section is 27.8 cm/kyr. A robust cyclostratigraphy, with significant spectral peaks at expected Milankovitch periods, based on susceptibility variations has been developed for the Berga Conglomerates. This cyclostratigraphy spans from 31.6 Ma within the largest conglomerate in the El Castell Formation to 34.4 Ma at the contact between the El Bastets and Sobirana Formations at total stratigraphic distance of 653.4 m. Low temperature magnetic susceptibility measurements indicate that paramagnetic minerals dominate the mixed magnetic mineralogy in controlling the susceptibility variations. Because of the terrestrial nature of the Berga Conglomerate Group the paramagnetic minerals are interpreted to be clays formed by the weathering of source material during sediment transport. The Berga Conglomerate Group shows evidence of extensive weathering typical of terrestrial redbeds that would suggest paramagnetic clays as a likely source of variations. Magnetic reversal stratigraphy provided coarse sediment accumulation rates for correlation of spectral peaks to absolute time. Tuning the data series to modeled orbital obliquity for the Eocene - Oligocene allows corrections for variable sediment accumulation rates. Obliquity tuning was selected because of a strong spectral significance and high resolution. This cyclostratigraphy provides 20 kyr resolution for structural reconstruction of deformation caused by the fault propagated fold. Tuning to theoretical obliquity (Laskar et al., 2004) reduces noise caused by sediment accumulation variations. It also enhances precessional scale index by eliminating some peaks and enhances signal at 25.7 and 20 kyr frequencies. Additional tunes at short eccentricity (97-120 kyr) and long wavelength (>90 kyr) time scales were attempted for the data series. However, these did not significantly improve Milankovitch scale frequencies.

DISCUSSION AND CONCLUSION

The 20 kyr resolution obtained from our tuned cyclostratigraphy was applied to both sediment accumulation and fold growth to examine the interaction of both on growth strata formation. Cyclostratigraphy based accumulation rates vary from 0.10 - 0.37 m/kyr and average 0.24 m/kyr. Both the chron averaged and 20 kyr resolution methods predict

similar accumulation rates in sites younger than 33,250 kyr. The 100 kyr folding rates provide a more consistent measure of folding, and display two periods of slow tectonic activity from 33,400-34,400 kyr and from 32,600-33,100 punctuated by periods of more rapid folding. In both sediment accumulation and percent of total folding cyclostratigraphic histories recover a higher frequency and variability in change. Folding cyclostratigraphic histories display tectonic quiescence which is not recovered in longer time scale reconstructions. The resolution of our depositional and deformational histories is limited to 20 kyr; however, because bedding orientation variability at 100 kyr timescales provide a more reliable deformational history.

A high-resolution time scale based on Milanikovitch orbital frequencies was recovered from magnetic susceptibility in terrestrial foreland facies. Susceptibility based cyclostratigraphy is an objective and robust method of timing in terrestrial systems that have sufficient sediment accumulation and accommodation space such as foreland basins. This cyclostratigraphy of the Berga Conglomerates allows for timing of deformation and sediment accumulation at 20 kyr resolution. Our new magnetostratigraphy confirms an Eocene-Oligocene age for Berga Conglomerates, in agreement with prior interpretations. We have recovered the onset of deformation of the growth strata at 33.85 Ma and provided a range for the maximum depositional hiatus between 100-400 kyr for the principal unconformity. The age model predicts little correlation between sediment accumulation and fold deformation. This suggests that the structural basin built by deformation was not sediment limited and sediment was supplied from a large drainage area. Sediment accumulation rates are fairly constant throughout the entire rock magnetic section. Folding rates are much more variable and appear to be separated into long periods of quiescence punctuated by rapid changes. This suggests that deformation in this region is not driven by changes in sediment supply, but rather by changes in tectonic activity.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank M. Repasch and C. Álvarez for field assistance as well as the late J. Cases for his invaluable help in the field. Funding for this project was provided to J.A. from the AAPG L. Austin Weeks Memorial Grant, and the EESD Research Fund, Lehigh University, and to J.M.P. (CGL2014-62296-EXP).

REFERENCES

Costa, E., Garcés, M., López-Blanco, M., Beamud, E., Gómez-Paccard, M., and Larrasoaña, J. C. (2010): Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basins (NE Spain): magnetochronological constraints. *Basin Research*, 22:904-917.

Ford, M., Williams, E. A., Artoni, A., Vergés, J., and Hardy, S. (1997): Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 19(96): 413–441.

Ghil, M., Allen, M. R., Dettinger, M. D., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M. E., Robertson, A. W., Saunders, A., Tian, Y., Varadi, F., and Yiou, P. (2002): Advanced spectral methods for climate time series. *Reviews of Geophysics*, 40:3. 1–3.41.

Kodama, K. and Hinnov, L. (2014): *Rock magnetic cyclostratigraphy*. John Wiley & Sons.

Meyers, S. (2014): astrochron: An r package for astrochronology (version 0.3.1). 14

Riba, O. (1976): Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spainish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, 15:213–233.

Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E., L., Serra-Kiel, J., Samsó,J. M., Barnolas, A., and Pocoví, A. (2012): Lutetian magne tostratigraphy calibration of larger foraminifera zonation (SBZ) in the Southern Pyrenees: The Isuela section. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 333-334:107-120.

Solé-Sugrañes, L. (1972): Nota sobre una discordancia en el Eoceno medio del Perpirineo oriental. *Acta Geológica Hispánica*, 7:1-6.

Suppe, J., Sàbat, F., Anton Muñoz, J., Poblet, J., Roca, E., and Vergés, J. (1997): Bed-by-bed fold growth by kink-band migration: Sant llorenç de Morunys, eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 19: 443–461.

Williams, E. A., Ford, M., Vergés, J., and Artoni, A. (1998): Alluvial gravel sedimen- tation in a contractional growth fold setting, Sant Llorenc de Morunys, southestern Pyrenees. *Geological Society, London, Special Publications*, 134: 69–106.

Archaeo_dating v6.0: nueva versión del software de datación arqueomagnética

Archaeo_dating v6.0: a new release of the archeomagnetic dating tool

F.J. Pavón-Carrasco[1,2]

1 Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid, 28040, Madrid. fjpavon@ucm.es
2 Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), Facultad de CC. Físicas, Plaza de Ciencias 1. 28040 Madrid.

Resumen: En este trabajo se presenta la actualización del software de datación paleomagnética *archaeo_dating*. La nueva versión *v6.0* incluye las nuevas curvas de variación paleosecular del campo magnético de la Tierra así como los nuevos modelos globales publicados en los últimos 5 años, desde que se lanzó la primera versión de la herramienta desarrollada en lenguaje Matlab. Se detallan las características de la nueva versión y se pone de manifiesto el uso del nuevo modelo global del campo magnético de la Tierra (el modelo SHA.DIF.14k que cubre el período del Holoceno y que está basado en datos arqueomagnéticos y volcánicos) como generador de curvas de variación paleosecular usadas en la herramienta de datación.

Palabras clave: Arqueomagnetismo, herramienta de datación arqueomagnética, datación volcánica, Matlab.

Abstract: *Here we present the new release version of the software for paleomagnetic dating called archaeo_dating. This version v6.0 includes all the new paleosecular variation curves of the Earth's magnetic field as well as the global models developed during the last five years, since the publication of the first version of the software that is based on Matlab language. In this work, we detail the characteristic of this new version pointing out the use of the new Earth's magnetic field global model SHA.DIF.14k (this model covers the Holocene period and was built using only archeomagnetic and volcanic data) as a tool for archeomagnetic dating.*

Key words: *Archeomagnetism, Archeomagnetic dating tool, volcanic dating, Matlab.*

INTRODUCCIÓN

El registro del campo magnético de la Tierra (CMT) anterior al período histórico e instrumental (últimos 400 años aproximadamente) es posible gracias a la magnetización remanente característica de algunas rocas terrestres y materiales manufacturados que han sufrido un cierto calentamiento. Esta magnetización se presenta en los materiales denominados ferromagnéticos (en sensu lato) que adquieren un magnetismo remanente estable en presencia del CMT que actuó durante la formación/creación del material o durante una serie de procesos fisicoquímicos a los que fue sometido posteriormente.

En este contexto, los materiales arqueológicos que han sufrido importantes calentamientos adquieren una remanencia térmica que presenta una gran estabilidad durante los experimentos de desimanación magnética, aportando datos paleomagnéticos con un alto índice de éxito, sobre todo para los elementos direccionales del campo, i.e. declinación e inclinación magnética. Por esta razón, la información magnética proporcionada por materiales arqueológicos calentados y bien datados constituye el método más eficaz para analizar la variación del CMT de los últimos milenios, la llamada variación paleosecular.

El grupo de paleomagnetismo de la Universidad Complutense de Madrid (UCM) viene desarrollando desde hace años una labor investigadora en el ámbito del arqueomagnetismo, aportando continuamente datos al catálogo arqueomagnético de la península Ibérica (e.g. Catanzariti et al., 2012).

De forma paralela, el grupo de Paleomagnetismo UCM desarrolló un software informático en código Matlab®, llamado *archaeo_dating*, para realizar dataciones arqueomagnéticas (Pavón-Carrasco et al., 2011). Dicho software, disponible en http://earthref.org/erda/1134, está siendo muy usado por la comunidad científica internacional en el área del paleomagnetismo y la arqueología (e.g. Donadini et al., 2012) para datar estructuras arqueológicas o eventos volcánicos que no pueden ser datados por otros métodos más tradicionales, como la termoluminiscencia o el ^{14}C.

En este trabajo se presenta la actualización que se ha llevado a cabo en estos últimos 5 años del software (actualmente versión 6.0) así como algunos ejemplos de datación usando nuevos modelos globales del CMT en regiones fuera de Europa.

METODOLOGÍA

Los fundamentos de la datación arqueomagnética residen en la comparación estadística entre los valores obtenidos del CMT en una estructura arqueológica (también pueden ser consideradas lavas volcánicas) cuya edad es desconocida con curvas de referencia del CMT para la misma zona. Por tanto, es requisito imprescindible disponer de una curva de variación paleosecular (CVPS) del CMT que nos proporcione valores continuos en el tiempo del CMT en la región de estudio.

Hay que tener en cuenta que el proceso de datación arqueomagnética está afectado por varios efectos que aumentan la incertidumbre en la datación. Uno de los más importantes es la propia incertidumbre de la medida del dato arqueomagnético o volcánico que se va a datar, o también que la CVPS que estemos usando para datar no sea muy precisa. A lo anterior se suma también el comportamiento del propio CMT, pues hay períodos temporales donde el campo permanece constante en el tiempo o presenta períodos cíclicos o de repetición, proporcionando varias edades posibles y con igual probabilidad estadística. Para más detalles, ver Pavón-Carrasco et al. (2011) dónde se presenta y detalla las características del software *archaeo_dating (v1.0)* y las diferentes causas que pueden afectar al proceso de datación.

En la versión inicial del software (Archaeo_dating *v1.0*) se incluyó las CVPS y los modelos regionales y globales disponibles hasta ese momento (ver Tabla 1 en Pavón-Carrasco et al., 2011). En los últimos 5 años, el software ha sido actualizado hasta la versión actual (*v6.0*) incluyendo las nuevas CVPS publicadas recientemente y el modelo arqueomagnético global SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014) que está siendo usado actualmente para datar estructuras arqueológicas o lavas volcánicas del período del Holoceno (últimos 12000 años).

En mayor detalle, la nueva versión *v6.0* incluye las siguientes CVPS y modelos globales (alojados en la sección azul de la ventana interactiva del software):

a) CVPS: Se ha añadido la CVPS que proporcional todos los elementos del CMT, i.e. declinación, inclinación e intensidad para la región de los Balcanes (Tema y Kondopoulou, 2011), además de la CVPS direccional desarrollada para el Neolítico por Carrancho et al. (2013).

b) Modelos globales: La nueva versión del software incluye el nuevo modelo global SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014) que fue construido con todos los datos arqueomagnéticos y volcánicos bien datados de los últimos 14000 años distribuidos en toda la superficie de la Tierra. Dicho modelo presenta algunas limitaciones a la hora de datar, que son indicadas al usuario en el propio software.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

De todos los nuevos resultados obtenidos gracias a las nuevas curvas y modelos incluidos en el software, vamos a resaltar uno de los más recientes donde se ha hecho uso de la herramienta de datación en una región caracterizada por eventos volcánicos: las Islas Canarias (España). En este caso se analiza un evento volcánico en la Isla del Hierro que había sido ya estudiado con anterioridad: el flujo volcánico de Lomo Negro (Hernández-Pacheco, 1982) y que proporcionó una fecha en torno al 1793 asociada a eventos sísmicos que ocurrieron en la isla durante esos años. En el trabajo reciente de Villasante-Marcos y Pavón-Carrasco (2014) se revisitó la zona muestreando el mismo flujo volcánico para realizar un estudio paleomagnético y su posterior datación con el modelo SHA.DIF.14k usando la herramienta *archaeo_dating v6.0*.

La dirección paleomagnética obtenida por Villasante-Marcos y Pavón-Carrasco (2014) fue claramente diferente a la esperada para el año 1793 estimada por el modelo global histórico GUFM1 (Jackson et al., 2000), por lo que se procedió a la datación arqueomagnética usando el modelo SHA.DIF.14k y acotando la edad del evento en los últimos 500 años. Los resultados mostrados en la Figura 1 indican una edad que es más antigua que la asociada a Lomo Negro, concretamente entre 1504 y 1585 al 95% de probabilidad.

La datación se llevó a cabo por comparación in situ de la dirección paleomagnética con la CVPS obtenida por el modelo SHA.DIF.14k en las mismas coordenadas del lugar de muestreo. Este resultado es muy importante, ya que contradice la edad asociada a un evento volcánico que es fundamental para poder definir la línea histórica de erupciones volcánicas en El Hierro y así constreñir el riesgo y peligrosidad volcánica, sobre todo en estos últimos años, donde la isla ha sufrido un importante crisis entre 2011 y 2012 (López et al., 2012).

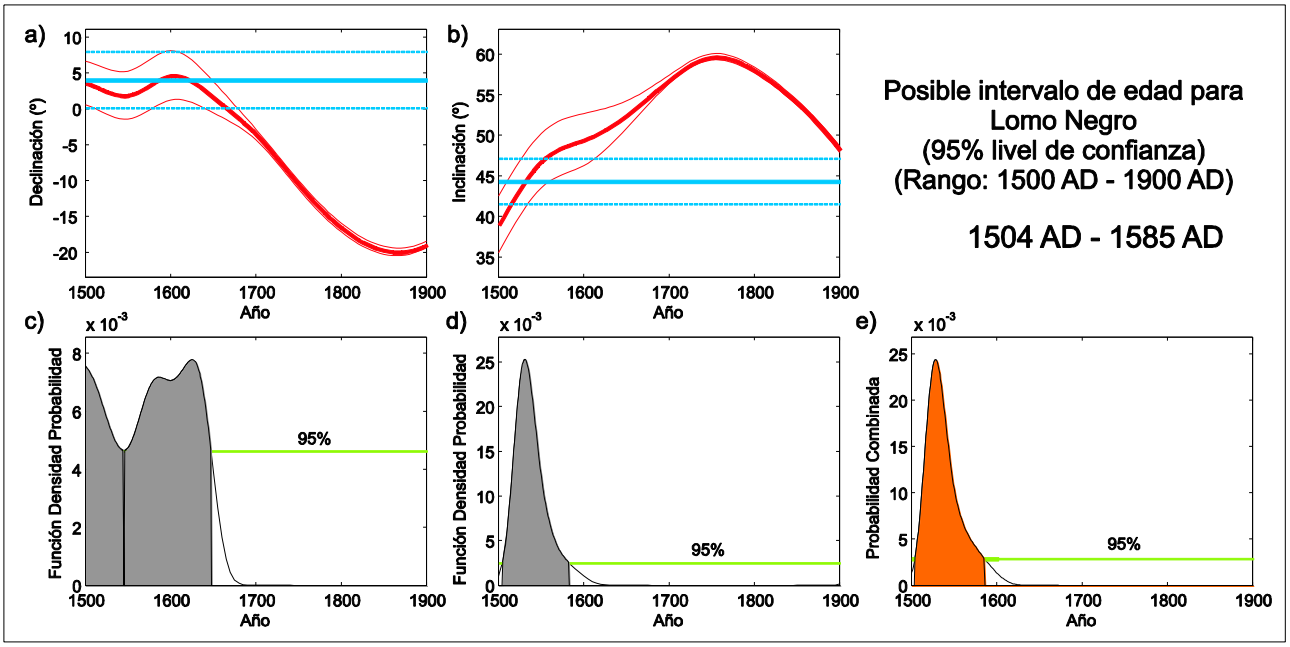


FIGURA 1. *Datación arqueomagnética usando el software archaeo_dating v6.0. a) y b) CVPS para la declinación e inclinación dadas por el modelo global SHA.DIF.14k con su error al 95% (curvas rojas) y valores del dato paleomagnético a datar con su error al 95% (curvas azules). c) y d) Funciones de probabilidad de datación para la declinación e inclinación donde se indica su probabilidad al 95% (líneas verdes). e) Función de probabilidad combinada indicando la edad del evento volcánico al 95% (curva verde y área naranja).*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca en el proyecto europeo postdoctoral 659901-CLIMAGNET del programa Europeo Marie Curie H2020 y el proyecto nacional CGL2014-54112-R del MINECO.

REFERENCIAS

Carrancho, Á., et al. (2013): First directional European palaeosecular variation curve for the Neolithic based on archaeomagnetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 380, 124-137.

Catanzariti, G., Gómez-Paccard, M., McIntosh, G., Pavón-Carrasco, F. J., Chauvin, A., & Osete, M. L. (2012): New archaeomagnetic data recovered from the study of Roman and Visigothic remains from central Spain (3rd–7th centuries). *Geophysical Journal International*, 188(3), 979-993.

Donadini, F., Motschi, A., Rösch, C., and Hajdas, I. (2012): Combining an archaeomagnetic and radiocarbon study: dating of medieval fireplaces at the Mühlegasse, Zürich. *Journal of Archaeological Science*, 39(7), 2153-2166.

Hernández-Pacheco, A. (1982): Sobre una posible erupción en 1793 en la isla de El Hierro (Canarias), *Estudios Geológicos*, 38, 15–25.

Jackson, A., A.R.T. Jonkers and M.R. Walker (2000): Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A 358, 957–990.

López, C. et al. (2012): Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011–2012 submarine eruption, *Geophys. Res. Lett.*, 39, LI3303.

Pavón-Carrasco, F.J., Rodríguez-González, J., Osete, M. L., Torta, J. M. (2011): A Matlab tool for archaeomagnetic dating. *Journal of Archaeological Science*, Volume 38, Issue 2, February 2011, pp. 408–419.

Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M. y De Santis, A. (2014): A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data, *Earth planet. Sci. Lett.*, 388, 98–109.

Tema, E., and D. Kondopoulou (2011): Secular variation of the Earth's magnetic field in the Balkan region during the last eight millennia based on archaeomagnetic data, *Geophys. J. Int.*, 186, 603 – 614.

Villasante-Marcos, V., Pavón-Carrasco, F.J. (2014): Palaeomagnetic constraints on the age of Lomo Negro volcanic eruption (El Hierro, Canary Islands). *Geophysical Journal International*, 199(3), 1497-1514.

Datación arqueomagnética de tres hornos del yacimiento arqueológico de Avenida de las Ollerías en Córdoba

Archaeomagnetic dating of three kilns from an archeological site in Avenida de las Ollerías in Córdoba

J. C. Pérez-Fuentes[1], G. McIntosh[2], E. López-Sánchez[†1,3] y M. L. Osete[1,4]

1 Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid, 28040, Madrid. josecper@ucm.es, mlosete@fis.ucm.es
2 School of Human and Life Sciences, Canterbury Christ Church University, North Holmes Road, Canterbury CT1 1QU (UK), gregg.mcintosh@canterbury.ac.uk
† 24-7-2013
3 CAI Técnicas Físicas – Unidad de Paleomagnetismo. Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense de Madrid.
4 Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), Facultad de CC. Físicas, Plaza de Ciencias 1. 28040 Madrid. mlosete@fis.ucm.es

Resumen: En este trabajo se presentan los resultados de la datación arqueomagnética llevada a cabo en tres hornos medievales en el yacimiento de la Avenida de las Ollerías, en Córdoba. Un total de 40 especímenes fueron desimanados en el laboratorio de paleomagnetismo de la UCM con técnicas de desmagnetización térmica y por campos alternos decrecientes (AF). Para la datación arqueomagnética se ha utilizado la herramienta de software *archaeo_dating,* y la curva sintética de Variación Paleosecular generada por el modelo regional (SCHA.DIF.3K). Dos de los hornos investigados presentan direcciones estadísticamente indistinguibles y una edad común para su último uso en torno a 1200 d. C. El tercer horno aporta una cronología más antigua, su último uso se sitúa en el periodo 838 – 1025 d.C. Los resultados son consistentes con las observaciones arqueológicas que los sitúan entre los siglos X y XIII d.C., siendo uno de ellos algo más antiguo que el resto.

Palabras clave: Paleomagnetismo, arqueomagnetismo, datación arqueomagnética, Córdoba.

Abstract: *In this work, archaeomagnetic dating results for three kilns found at the site in Avenida de las Ollerías in Córdoba are presented. A total of 54 specimens were demagnetized in the paleomagnetism laboratory at UCM, through thermal and alternating field demagnetization techniques. Archaeomagnetic dating was performed by using the* archaeo_dating *software tool together with the synthetic Paleosecular Variation Curve generated by a regional model (SCHA.DIF.3K). Two of the examined kilns show statistically equivalent directions and a common date for their last use of around 1200 AD. The third kiln belongs to an earlier period, with a date of last use around 838-1025 AD. Results obtained are consistent with archaeological observations, which date the kilns between the tenth and thirteenth centuries AD, one of them being older than the rest.*

Key words: *Paleomagnetism, archaeomagnetism, archaeomagnetic dating, Córdoba.*

INTRODUCCIÓN

La datación arqueomagnética es una técnica basada en la comparación de la remanencia térmica adquirida, en estructuras arqueológicas de combustión, durante su último enfriamiento en presencia del campo magnético terrestre con un patrón conocido de la evolución del campo geomagnético en dicha región. Al calentarse los minerales ferromagnéticos presentes en estos materiales por encima de cierta temperatura crítica (llamada *temperatura de bloqueo*), las fases magnéticas se encuentran en un estado denominado superparamagnético y su magnetización se alinea en promedio con la dirección del campo magnético terrestre. El enfriamiento posterior de la estructura produce un bloqueo de la magnetización. Este proceso de calentamiento y enfriamiento ocurre, por ejemplo, en hornos y hogares, los cuales retienen la dirección del campo magnético presente la última vez que se utilizó el horno (Butler, 2004).

Por otro lado, la dirección del Campo Magnético Terrestre en una ubicación dada cambia con el tiempo, de manera no uniforme, en un proceso de largo periodo conocido como *Variación Secular.* Así, es posible relacionar una dirección de magnetización dada con una ventana temporal, ubicándola en registros conocidos de la Variación Secular (*Curvas de Variación Secular o Paleosecular, PSVC)*, lo cual nos permite datar estructuras arqueológicas de combustión, como los hornos investigados en este estudio.

En este trabajo se realiza la datación arqueomagnética de tres hornos pertenecientes a distintos periodos hallados en la Avenida de las

Ollerías (Córdoba) en 2004, estudiando las muestras extraídas de éstos y comparando las direcciones obtenidas con la Curva de Variación Secular generada por el modelo regional europeo SCHA.DIF.3K (Pavón-Carrasco et al., 2009). Se ha empleado para la datación la herramienta *archaeo_dating* (Pavón-Carrasco et al., 2010).

METODOLOGÍA

Las muestras se obtuvieron mediante la técnica de muestreo con escayola, en la que se construye una superficie de escayola lisa y ajustada a inclinación cero mediante un nivel. Sobre esta superficie se marcan las direcciones de la brújula magnética y solar, y posteriormente se extrae un trozo del material que rodea a la escayola, al que nos referimos como una *muestra de mano.* Posteriormente, en el laboratorio, estas muestras de mano fueron submuestreadas, algunas mediante taladro (produciendo especímenes cilíndricos) y otras cortadas en especímenes cúbicos de 2×2×2 cm. La mayoría de ellas fueron consolidadas con una solución de silicato de sodio (también llamada *waterglass*), debido a su fragilidad. En total se estudiaron tres hornos, etiquetados como COO62, COO90 y COO94. Del horno COO62 se estudiaron 25 especímenes cúbicos correspondientes a 19 muestras de mano. En el caso del horno COO90, debido a la fragilidad de las muestras, se estudiaron 8 especímenes cúbicos de sólo 2 muestras. Del horno COO94, del cual ya se realizó un estudio preliminar (McIntosh y Catanzariti, 2006) se estudiaron 7 especímenes cilíndricos de las 7 muestras de mano recogidas.

Para hallar las direcciones de la magnetización remanente característica (ChRM), que nos indicaría la dirección del Campo Magnético Terrestre presente durante el último uso de la estructura, se emplearon las técnicas de desimanación: térmica y por campos alternos decrecientes. Para esta última se utilizó un desmagnetizador Schonstedt GSD-5, aplicando un campo magnético alterno cuya amplitud decae hasta cero, mientras el espécimen rota en las tres direcciones espaciales. Este proceso se repite múltiples veces, incrementando la amplitud máxima de este campo cada vez, y así eliminando una nueva porción de la magnetización remanente natural (NRM). La magnetización presente en el espécimen se mide después de cada paso mediante un magnetómetro MOLSPIN. Se desimanaron mediante AF 19 especímenes del horno COO62 (uno por cada muestra de mano), 8 especímenes del horno COO90 y 25 especímenes del horno COO94. En todos los casos el campo máximo aplicado fue de 100 mT.

Otros especímenes (6, correspondientes al horno COO62) fueron estudiados mediante desimanación térmica (TH), un proceso de resultados similares en el cual la imanación remanente se destruye gradualmente calentando el espécimen a temperaturas cada vez mayores. En todos los casos la estructura de la magnetización fue simple: sólo se observó la presencia de una única componente magnética. Finalmente, se obtuvo una dirección media de la ChRM de cada horno a partir de los especímenes estudiados, y se ubicó ésta en la Curva de Calibración generada por el modelo regional SCHA.DIF.3k. La comparación estadística de las direcciones se realizó mediante la herramienta de software *archaeo_dating* (Pavón-Carrasco et al., 2011), que halla, mediante métodos estadísticos, los periodos temporales en los que la dirección obtenida está correlacionada con la curva de referencia.

RESULTADOS

La desimanación de las muestras estudiadas indica, en todos los casos, que la magnetización remanente consta de una sola componente magnética, de alta intensidad, lo que permite identificar con claridad la dirección de la ChRM. En la figura 1 se muestran diagramas de Zijderveld para la desimanación de dos especímenes representativos de dos estructuras.

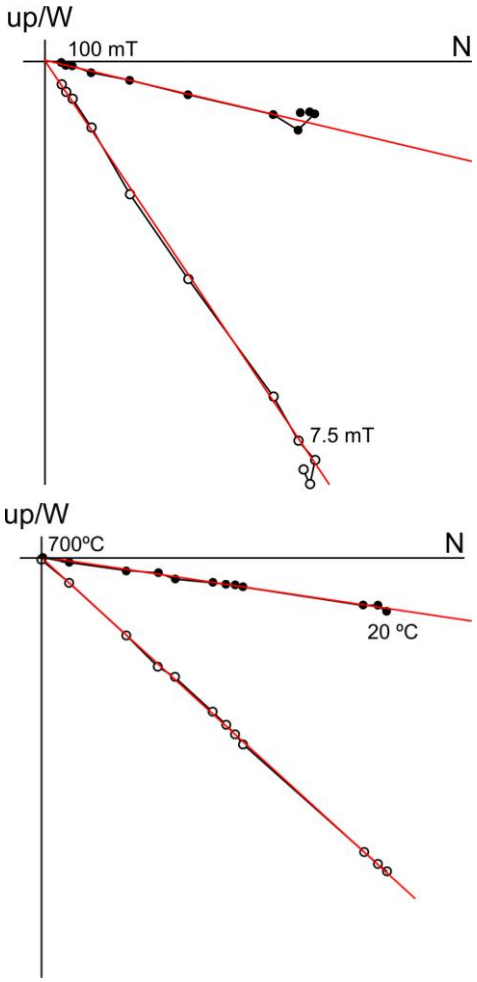


FIGURA 1. *Diagrama de Zijderveld para el especímen COO90-4.C.3.2 (arriba) desimanado mediante campos alternos decrecientes, y para el especímen COO62-19D, para el que se utilizó desimanación térmica (abajo). (● = plano horizontal; ○ = plano vertical).*

En el caso de los especímenes desimanados térmicamente, correspondientes al horno COO62, se alcanzó la desimanación completa a una temperatura de 700ºC.

Para el cálculo de las direcciones medias de cada horno se consideraron todos los especímenes estudiados, resultando direcciones bien agrupadas en todos los casos (semiángulo de confianza α_{95} entre 1.6º y 2.8º). Las direcciones, presentes en la tabla 1, tienen una fuerte componente este, característica del periodo medieval. Las direcciones individuales y medias de cada estructura se representan en la figura 2. Como se puede apreciar en la figura 2, las direcciones medias de los hornos COO62 y COO94 son estadísticamente indistinguibles, lo que sugiere que son coetáneos. Mientras que la estructura COO90 sufrió su último calentamiento-enfriamiento en otro intervalo temporal diferente a los anteriores.

	D	I	α_{95}	*k*	N	Datación
COO62	11.3º	40.5º	2.4º	193	25	1143–1248 d. C.
COO90	18.6º	53.9º	2.5º	547	8	838–1025 d. C.
COO94*	8.4º	40.8º	2.8º	453	7	1161–1342 d. C.

TABLA 1. *Direcciones promedio para cada horno, siendo α_{95} el semiángulo de confianza del 95% y N el número de especímenes estudiados. También se presentan los resultados de la datación arqueomagnética *datos publicados en McIntosh y Catanzariti, (2006).*

Finalmente, aplicando métodos de correlación estadística para la determinación de la edad de los hornos mediante el software *archaeo_dating*, y comparando con la curva de referencia que proporciona el modelo regional SCHA.DIF.3K en la localidad donde fueron investigados las estructuras, se ubicó el horno COO62 entre los años 1143 y 1248 d. C., el horno COO90 entre los años 838 y 1025 d. C., y el horno COO94 entre los años 1161 y 1342 d. C. Como se puede apreciar en la figura 3, el método arqueomagnético nos da un segundo intervalo para el horno COO90, situado en torno al año 900 a. C. Esto se debe a la similitud de los valores de la curva de referencia en estos dos intervalos, y podemos descartarlo como rango de edades para el horno por consideraciones arqueológicas.

DISCUSIÓN

La datación arqueomagnética es una técnica que depende de la calidad de los datos que conforman la Curva de Variación Secular en la región temporal y espacial de estudio. Por tanto, su aplicación está limitada a los casos en los que existe una curva de referencia bien definida. Como la Curva de Variación Secular de Iberia aún presenta importantes lagunas temporales (Gómez-Paccard et al., 2006) hemos preferido, en este trabajo utilizar, como curva de referencia la generada por el modelo SCHA.DIF.3k, que está basada en el modelado conjunto de todos los datos arqueomagnéticos de Europa, la región mejor investigada del planeta, consecuencia del gran número de medidas paleomagnéticas realizadas. Además, el modelo regional permite generar la curva de referencia en el lugar de estudio, con lo que se elimina el error de relocalización (Casas e Incoronato, 2007). La precisión de la datación arqueomagnética, además, es función de otros muchos factores, como la rapidez de la variación secular, la frecuencia de aparición de los valores de declinación e inclinación en la curva o la calidad de los datos arqueomagnéticos utilizados para la datación.

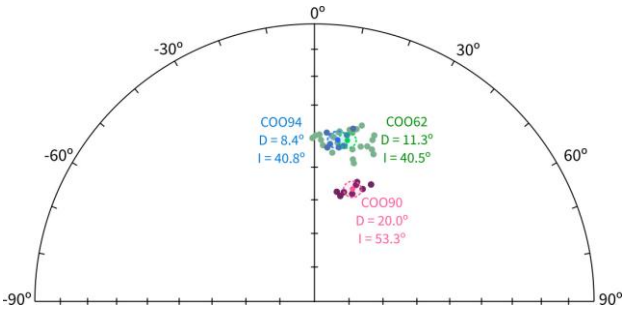


FIGURA 2. *Direcciones arqueomagnéticas de cada espécimen y promediadas para cada horno, con su círculo de 95% de confianza, representadas en proyección estereográfica.*

Los resultados obtenidos en nuestro caso concuerdan con las observaciones arqueológicas preliminares, que sitúan el horno COO90, descubierto a mayor profundidad, en torno al siglo X d. C., y los hornos COO62 y COO94 en épocas más tardías, entre los siglos XII y XIII d. C. La calidad de estos resultados abren la puerta a su posterior uso, complementado por datos de datación alternativos (por ejemplo de termoluminiscencia o carbono-14), como datos adicionales para la elaboración de la curva de referencia.

El caso del horno COO90 es particularmente interesante, puesto que pertenece a una época (siglos VIII-X d. C.) en la que los datos de intensidad (esto es, la magnitud del campo magnético) son especialmente escasos en Europa occidental (Catanzariti et al., 2012; Gómez-Paccard et al., 2012). Así, un estudio de paleointensidad de muestras de este horno aportará en un futuro próximo datos que podrían mejorar significativamente la curva y/o modelos de referencia en esta época.

AGRADECIMIENTOS

JCPF y MLO dan las gracias al proyecto de investigación CGL2014-54112-R del Ministerio Español de Economía y Competitividad y a la beca FPI BES-2015-074575 que ha permitido a JCPF elaborar este trabajo.

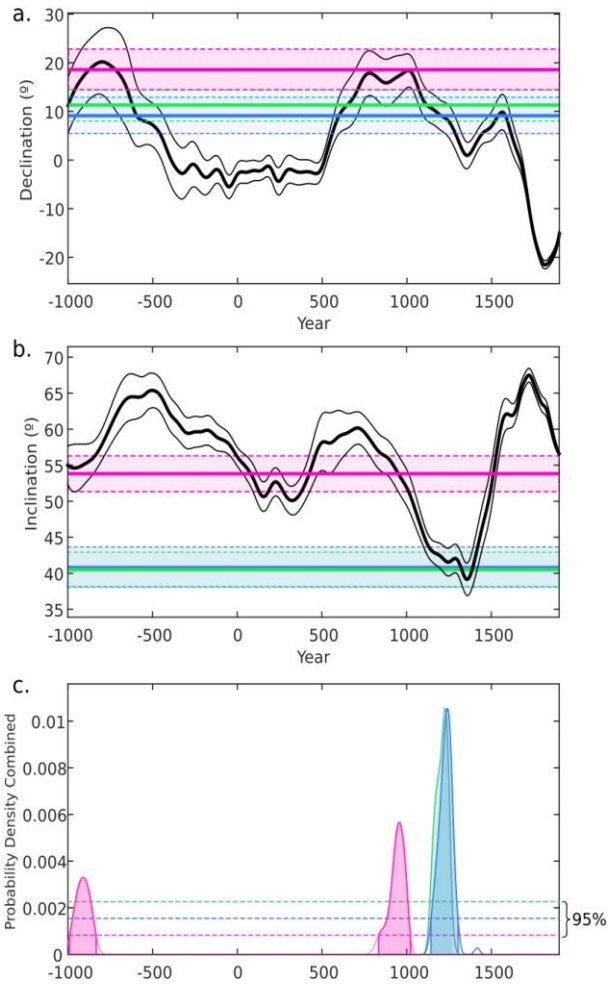


FIGURA 3. *Datación arqueomagnética de los hornos. Las gráficas a y b muestran la comparación entre la curva de referencia (en negro) y las direcciones arqueomagnéticas (● = COO62, ● = COO90, ● = COO94), junto con sus errores. En la gráfica c se muestran la densidades de probabilidad combinadas, sombreadas en la región de 95% de confianza.*

REFERENCIAS

Butler, R. F. (1992): *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications. 319 p.

Casas, L. L., Incoronato, A. (2007). Distribution analysis of errors due to relocation of geomagnetic data using the "Conversion via Pole" (CVP) method: implications on archaeomagnetic data. *Geophys. J. Int.*169 (2), 448-454.

Catanzariti, G., Gómez-Paccard, M., Gregg McIntosh, Pavón-Carrasco, F. J., Chauvin, A. y Osete, M. L. (2012): New archaeomagnetic data recovered from the study of Roman and Visigothic remains from central Spain (3rd–7th centuries). *Geophysics Journal International,* 188, 979-993.

Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, P., McIntosh, G., Osete, M. L., Catanzariti, G., Ruiz-Martínez, V. C. y Núñez, J. I. (2006): First archaeomagnetic secular variation curve for the Iberian Peninsula: Comparison with other data from western Europe and with global geomagnetic field models. *Geochem. Geophys. Geosyst.,* 7, Q12001.

Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, P., Dufresne, P., Kovacheva, M., Hill, M. J., Beamud, E., Blain, S., Bouvier, A. y Guibert, P. (2012): Improving our knowledge of rapid geomagnetic field intensity changes observed in Europe between 200 and 1400 AD. *Earth and Planetary Science Letters,* 355-356, 131-143.

McIntosh, G. y Catanzariti, G. (2006): An Introduction To Archaeomagnetic Dating. *Geochronometria,* Vol. 25, 11-18.

Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M.L, Torta, J. M. y Gaya-Pique, L. R. (2009): A regional archeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: Applications to archeomagnetic dating. *Geochemistry Geophysics Geosystems,* 10, Q03013.

Pavón-Carrasco, F. J., Rodríguez-González, J., Osete, M. L. y Torta, J. M. (2011): A Matlab tool for archaeomagnetic dating. *Journal of Archaeological Science*, Volume 38, Issue 2, 408–419.

Primeros datos magnetoestratigráficos y nuevos yacimientos del Maastrichtiense superior en Huesca (sector noroccidental de la Cuenca de Tremp)

First magnetostratigraphic data and new paleontological sites from the upper Maastrichtian of Huesca (northwestern sector of the Tremp Basin)

E. Puértolas-Pascual[1], P. Calvín-Ballester[2], J.I. Canudo[1], L. Ezquerro[3], X. Pereda-Suberbiola[4], E. Sánchez[2] y J.J. Villalaín[2]

1 Grupo Aragosaurus-IUCA, Área de Paleontología, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. puertola@unizar.es jicanudo@unizar.es
2 Dpto. de Física, Facultad de Ciencias, Universidad de Burgos, 09001 Burgos. eemsanchez@ubu.es pcalvin@ubu.es villa@ubu.es
3 Grupo GEOTRANSFER, Área de Estratigrafía, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. lope@unizar.es
4 Universidad del País Vasco/EHU, Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Apdo. 644, 48080 Bilbao, xabier.pereda@ehu.eus

Resumen: Las facies continentales de la Cuenca de Tremp contienen uno de los abundantes registros con vertebrados continentales del final del Cretácico en Europa. Esta área de los Pirineos es un lugar excepcional para estudiar la extinción de los vertebrados continentales en el límite Cretácico-Paleógeno (K-Pg) al ser uno de los pocos lugares de Europa con un registro sedimentario continuo de depósitos continentales del Campaniense superior al Daniense. En el entorno de Serraduy, localizado en el flanco noroeste del sinclinal de Tremp, se han recuperado abundantes restos de vertebrados en los últimos años, destacando la presencia de dinosaurios hadrosáuridos y crocodilomorfos eusuquios. Sin embargo, aunque provisionalmente estos yacimientos se han situado en el Maastrichtiense superior, nunca habían sido datados con métodos absolutos o relativos. En este trabajo se exponen por primera vez los resultados preliminares de datación magnetoestratigráfica en este sector, permitiendo asignar estos yacimientos a una edad Maastrichtiense superior dentro de los crones C30n y C29r. Estos resultados confirmarían que los yacimientos de vertebrados del área de Serraduy son unos de los más modernos del Cretácico Superior de Europa estando muy cercanos al límite K-Pg.

Palabras clave: Límite K-Pg, magnetoestratigrafía, vertebrados, Pirineos.

Abstract: *The continental facies of the Tremp Basin contain one of the best continental vertebrate record from the Upper Cretaceous of Europe. Therefore, this area of the Pyrenees is an exceptional place to study the extinction of continental vertebrates across the Cretaceous-Paleogene boundary (K-Pg) being one of the few places in Europe that has a continuous record of continental deposits ranging from the upper Campanian to Danian. The area of Serraduy, located on the northwest flank of the Tremp syncline, has reported abundant vertebrate remains in recent years, highlighting the presence of hadrosaurid dinosaurs and eusuchian crocodylomorphs. Nevertheless, although these deposits have been provisionally assigned as Maastrichtian, they never had been dated with absolute or relative methods. This paper presents for the first time the preliminary magnetostratigraphic dating results in this sector, allowing to assign these vertebrate sites to a late Maastrichtian age within the polarity chrons C30n and C29r. These results confirm that the vertebrate sites of the Serraduy area are among the most modern in the Upper Cretaceous of Europe, being very close to the K-Pg boundary.*

Key words: *K-Pg boundary, magnetostratigraphy, vertebrates, Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

Durante los últimos años se ha incrementado el esfuerzo de trabajo paleontológico en los yacimientos de vertebrados del Maastrichtiense superior de los Pirineos oscenses, lo que ha permitido la descripción de varias especies nuevas, entre las que destacan dinosaurios hadrosáuridos como *Arenysaurus* y *Blasisaurus* (Pereda-Suberbiola et al., 2009; Cruzado-Caballero et al., 2010) y crocodilomorfos eusuquios como *Arenysuchus* y *Allodaposuchus* (Puértolas-Pascual et al., 2016). Sin embargo, el registro de vertebrados continentales en Europa está todavía lejos de ser tan detallado y de estar tan bien datado como, por ejemplo, el de América del Norte. Esto es debido a que muchos de los yacimientos finicretácicos de Europa no están datados con precisión ya que los afloramientos son escasos, discontinuos y suelen presentar hiatos estratigráficos. El sector de los Pirineos estudiado en este trabajo es un lugar excepcional para estudiar la extinción de vertebrados continentales en el límite K-Pg ya que es uno de los pocos lugares de Europa que tiene un registro continental bastante continuo desde el Campaniense superior al Daniense (Puértolas-Pascual et al., 2016).

Probablemente, junto con algunos sectores del sur de Francia como La Provenza o El Alto Valle del Aude (noreste de los Pirineos) (Fondevilla et al., 2016), el

Cretácico Superior continental del sureste de los Pirineos (Galbrun et al., 1993; Oms et al., 2007; Vila et al., 2012) es uno de los mejores datados y con un mayor control magnetoestratigráfico de Europa. Sin embargo, la edad de los depósitos continentales del Cretácico Superior de los sectores más noroccidentales de la cuenca de Tremp, presumiblemente los más modernos, no han sido estudiados con tanto detalle salvo en la zona de Arén (Pereda-Suberbiola et al., 2009) y Campo (Canudo et al., 2016). Debido a la gran cantidad de yacimientos con restos de vertebrados descubiertos en el sector de Serraduy, se ha decidido realizar un estudio magnetoestratigráfico con el fin de aportar nuevos datos cronológicos sobre las faunas finicretácicas de Europa.

CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

Los yacimientos de vertebrados estudiados se encuentran situados al noreste de la Península Ibérica dentro de los Pirineos (Fig. 1A). Concretamente, se localizan al noroeste de la localidad ribagorzana de Serraduy (Fig. 1B), perteneciente al municipio de Isábena (Huesca). La zona de estudio puede ser dividida en dos sectores (Fig. 1B). El primer sector se encuentra al oeste de la carretera A-1605 en la margen derecha del río Isábena y se han descubierto yacimientos nuevos durante las últimas campañas de 2015. El segundo sector, donde se ha realizado la magnetoestratigrafía, se encuentra al este de la carretera A-1605 en la margen izquierda del río Isábena.

Geológicamente, los yacimientos de Serraduy están localizados en el flanco Norte del sinclinal de Tremp, que forma parte de la Cuenca de Tremp, dentro de la Unidad Surpirenaica Central (USC) (Fig. 1A). Todos los yacimientos de esta área afloran en la Fm. Arén y en la Fm. Tremp, la cual forma parte de las informalmente conocidas facies *Garum* del Cretácico Superior-Paleoceno. Estratigráficamente, la mayoría de los yacimientos y restos de vertebrados han sido recuperados en la Fm. Tremp. Esta formación ha sido dividida en unidad gris y unidad roja inferior, con edades de Campaniense superior a Daniense inferior, siendo las unidades donde se han recuperado la mayoría de los restos de vertebrados; y las calizas de Vallcebre (y equivalentes laterales) y unidad roja superior, que tienen edades de Daniense superior a Paleoceno Superior (Galbrun et al., 1993; Rosell et al., 2001).

REGISTRO PALEONTOLÓGICO

Durante los años 2014 y 2015 se han realizado varias campañas de prospección paleontológica que han aumentado la colección recuperada en campañas previas (Company et al., 2015; Puértolas-Pascual et al., 2016). En estas últimas campañas destacaron restos de quelonios, dinosaurios hadrosáuridos, terópodos indeterminados y posiblemente aves, así como restos de crocodilomorfos eusuquios. La última campaña, realizada en 2015, fue en la que más fósiles se recuperaron. Se descubrieron varios yacimientos nuevos (Larra 1, 2, 3, 4, 5 y 6) localizados en la parte media de la unidad roja inferior de la Fm. Tremp. Los restos recuperados corresponden principalmente a huesos largos (fragmentos de fémures y tibias) y abundantes vértebras de hadrosáuridos (la mayoría de pequeño tamaño). Además, también se recuperaron placas de quelonios y una vértebra dorsal de crocodilomorfo eusuquio.

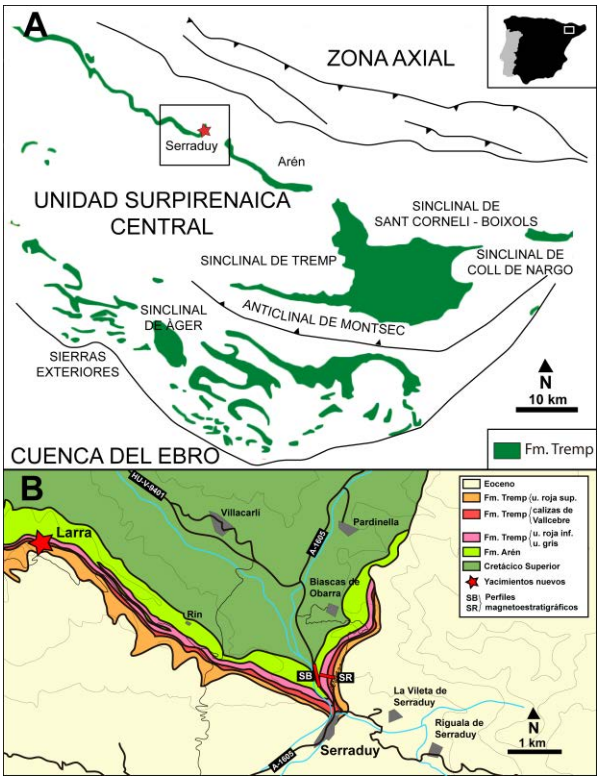


FIGURA 1 *A. Mapa de los afloramientos de la Fm. Tremp en la Unidad Surpirenaica Central. B. Localización geográfica y geológica de los perfiles magnetoestratigráficos y de los nuevos yacimientos paleontológicos en el sector de Serraduy (Huesca).*

MAGNETOESTRATIGRAFÍA

Se muestrearon dos perfiles (SB y SR), ambos localizados en el sector este del área de Serraduy (Fig. 1B). Para cada nivel considerado (cada metro aproximadamente en la Fm. Tremp) se obtuvieron un mínimo de 2 muestras abarcando un total de 115 niveles. Toda la desmagnetización y experimentos se realizaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos.

En el análisis de la NRM se observa que la mayoría de las muestras presentan dos componentes, una componente viscosa que suele llegar hasta 250 ºC, y una componente de media a alta temperatura, definiendo polaridades normales e inversas, que suele llegar hasta los 450 ºC y que se ha identificado como la

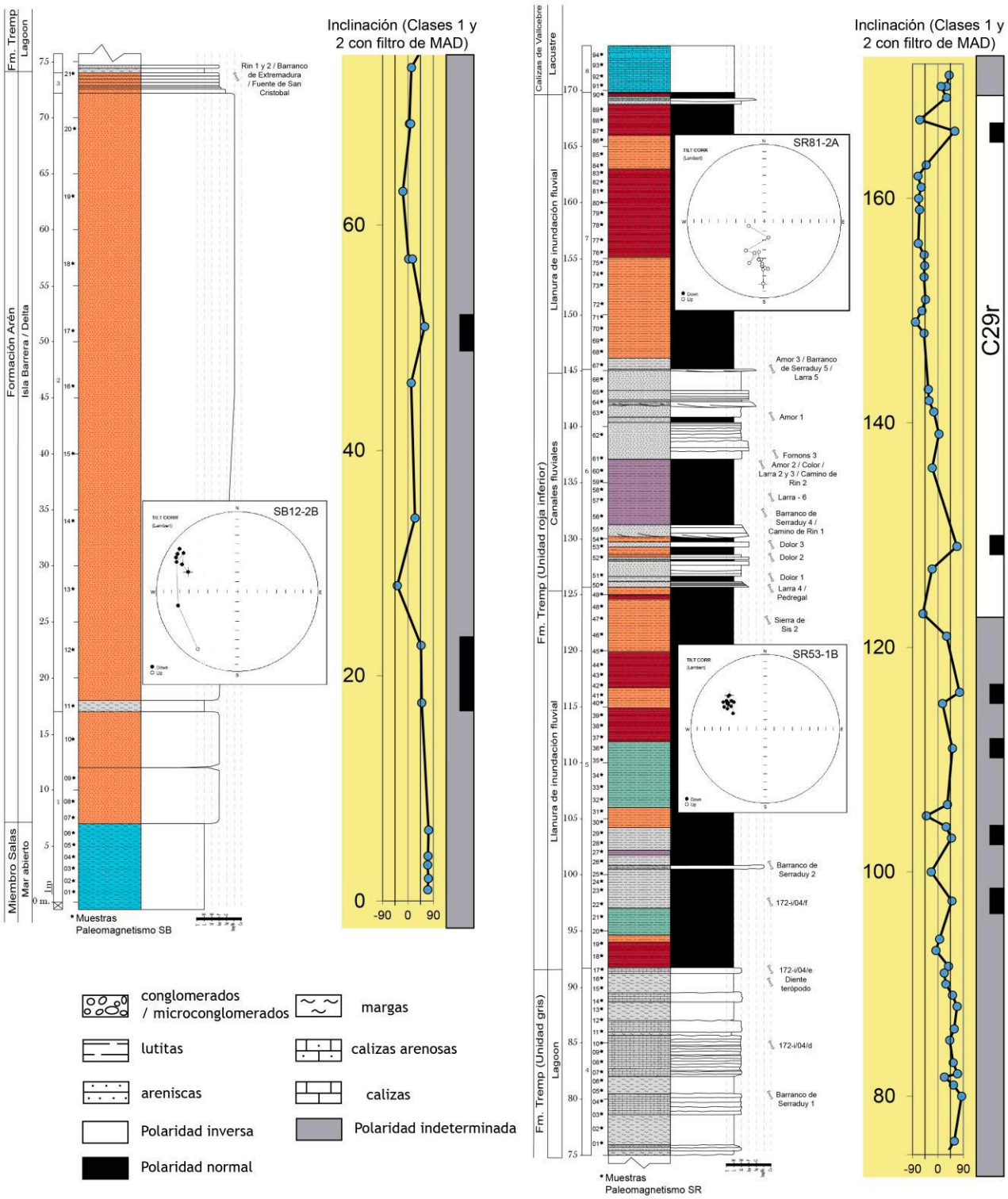


FIGURA 2 *Sección de Serraduy (Huesca) con la posición estratigráfica de los yacimientos paleontológicos y la magnetoestratigrafía propuesta.*

componente característica (ChRM). Además, en la totalidad de las muestras, el crecimiento de minerales magnéticos durante el calentamiento impide las observaciones por encima de 550-600 ºC. Sin embargo, dependiendo de la litología, el comportamiento de la NRM es variable. La litología más estable se corresponde con las lutitas, con valores de magnetización inicial de 200-600x10^{-6} A/m, y en la que ha podido aislarse una componente en el rango de temperaturas de 300-450 ºC que presenta tanto polaridades normales como inversas. Las areniscas, cuyos valores de magnetización inicial son del orden de 100-300x10^{-6} A/m, presentan un comportamiento muy heterogéneo, con numerosos solapamientos, y no

es posible definir con certeza una polaridad, si bien las areniscas de la Fm. Arén parecen presentar polaridad normal. Por último, las margas del Miembro Salás y de la base de la Fm. Tremp presentan valores elevados de magnetización inicial (~ 1.3 x10^{-3} A/m), contrastando con el resto de materiales analizados. Estas muestras presentan una componente muy bien definida en torno a 300-450 ºC, con dirección NNE e inclinación intermedia que solapa una componente de alta temperatura, con dirección NNW e inclinación negativa, que no puede ser aislada y podría corresponderse con la componente primaria.

En definitiva, se observa un cambio de polaridad de normal a inverso en la parte media de la Fm. Tremp, aproximadamente en la zona basal de los yacimientos conocidos actualmente en el sector (Fig. 2). Por otro lado, la parte basal de dicha formación (mitad inferior de la unidad gris) podría corresponderse con un tramo de polaridad inversa, pero los resultados son demasiado ambiguos como para poder definirlo claramente. En cuanto a la Fm. Arén, la mala señal de las areniscas impide nuevamente definir claramente la polaridad, si bien parece presentar polaridad normal por encima del metro 20, y polaridad inversa en la parte inferior.

CONCLUSIONES

Las prospecciones realizadas en el área de Serraduy han permitido descubrir nuevos yacimientos y recuperar una rica y diversa asociación de vertebrados fósiles del Maastrichtiense superior compuesta por quelonios, crocodilomorfos, dinosaurios saurisquios y ornitisquios.

Gracias al estudio magnetoestratigráfico de las secciones SB y SR de Serraduy se propone por primera vez una datación para estos yacimientos. Los datos paleomagnéticos han permitido identificar con seguridad un cambio de polaridad de normal a inversa dentro de la unidad roja inferior de la Fm. Tremp. Teniendo en cuenta la escala global de polaridad y otras secciones magnetoestratigráficas estudiadas en áreas cercanas (ej., Arén y Campo), se ha podido correlacionar este cambio como el paso del cron C30n al C29r, confirmando una edad Maastrichtiense superior para estos yacimientos. La posición de la mayoría de los yacimientos dentro del cron C29r sitúa a los vertebrados continentales recuperados en Serraduy como unos de los más modernos de Europa antes de la extinción del K-Pg. Debido a la baja calidad de la señal obtenida en las muestras, la polaridad de la base del perfil aparece como indeterminada; sin embargo, la posibilidad de un cambio de cron de inverso a normal (C30r a C30n) no es descartable y deberá ser comprobada en futuras investigaciones.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo realizado con los proyectos CGL2014-53548-P y CGL2013-47521-P subvencionados por el Ministerio de Economía y Competitividad, el Gobierno de Aragón y el Gobierno Vasco. Joxeba Larrañaga y Gorka Martín han sido los descubridores de los yacimientos Larra.

REFERENCIAS

Canudo, J.I. et al. (2016): The upper Maastrichtian dinosaur fossil record from the southern Pyrenees and its contribution to the topic of the Cretaceous–Palaeogene mass extinction event. Cretaceous Research, 57: 540-551.

Company, J., Cruzado-Caballero, P. y Canudo, J.I. (2015): Presence of diminutive hadrosaurids (Dinosauria: Ornithopoda) in the Maastrichtian of the south-central Pyrenees (Spain). Journal of Iberian Geology, 41(1): 71.

Cruzado-Caballero, P., Pereda-Suberbiola, X. y Ruiz-Omeñaca, J.I. (2010): *Blasisaurus canudoi* gen. et sp. nov., a new lambeosaurine dinosaur (Hadrosauridae) from the Latest Cretaceous of Arén (Huesca, Spain). Canadian Journal of Earth Sciences, 47(12): 1507-1517.

Fondevilla, V. et al. (2016): Magnetostratigraphy of the Maastrichtian continental record in the Upper Aude Valley (northern Pyrenees, France): Placing age constraints on the succession of dinosaur-bearing sites. Cretaceous Research, 57: 457-472.

Galbrun, B. et al. (1993): Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous-Tertiary continental deposits, Ager basin, province of Lerida, Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 102(1): 41-52.

Oms, O. et al. (2007): Integrated stratigraphy from the Vallcebre Basin (southeastern Pyrenees, Spain): New insights on the continental Cretaceous–Tertiary transition in southwest Europe. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 255(1): 35-47.

Pereda-Suberbiola, X. et al. (2009): The last hadrosaurid dinosaurs of Europe: a new lambeosaurine from the uppermost Cretaceous of Arén (Huesca, Spain). Comptes Rendus Palevol, 8(6): 559-572.

Puértolas-Pascual, E. et al. (2016): Review of the Late Cretaceous-early Paleogene crocodylomorphs of Europe: Extinction patterns across the K-PG boundary. Cretaceous Research, 57: 565-590.

Rosell, J., Linares, R. y Llompart, C. (2001): El "Garumniense" prepirenaico. Revista de la Sociedad Geológica de España, 14(1-2): 47-56.

Vila, B. et al. (2012): The diversity of sauropod dinosaurs and their first taxonomic succession from the latest Cretaceous of southwestern Europe: clues to demise and extinction. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 350: 19-38.

Estudio arqueomagnético del yacimiento del Cerro de los Almadenes (Otero de Herreros, Segovia)

Archaeomagnetic study of the Cerro de los Almadenes site (Otero de Herreros, Segovia)

M. Rivero[1], M.L. Osete[1,2], M. Ayarzagüena[3] y A. Molina-Cardin[1].

1Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I. Fac. de CC. Físicas. Universidad Complutense de Madrid. Avd. Complutense, s/n. 28040 Madrid. merivero@ucm.es, mlosete@fis.ucm.es, amcardin@ucm.es.
2 Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), Facultad de CC. Físicas, Plaza de Ciencias 1. 28040 Madrid. mlosete@fis.ucm.es.
3 Sociedad Española de Historia de la Arqueología. IES Juan Carlos I. Calle San Francisco 1, 28350. Ciempozuelos, Madrid. mariano.ayarzaguena@gmail.com .

Resumen: El objetivo de este trabajo es mejorar la curva patrón de variación paleosecular (PSVC) de la Península Ibérica, aportando un dato más en una época en la que apenas hay datos arqueomagnéticos en Iberia: el periodo Tardorromano-Alta Edad Media. Para ello se han estudiado las propiedades magnéticas y la estructura de la remanencia magnética de dos hornos del yacimiento del Cerro de los Almadenes, localizado en Otero de Herreros (Segovia). Se ha realizado la desimanación sistemática por campos alternos decrecientes de 16 especímenes, aislando adecuadamente la dirección característica y obteniendo una dirección media de buena precisión. Los resultados obtenidos se incorporarán al catálogo de datos arqueomagnéticos de Iberia. Por otra parte, se ha comparado la datación por termoluminiscencia realizada previamente, siendo de 498 d.C ± 95 años, con la datación arqueomagnética obtenida en este estudio: 431d.C - 517d.C., comprobando la validez de la técnica así como de la aproximación regional y el uso del modelo SCHA.DIF.3k.

Palabras clave: Arqueomagnetismo, curva de variación paleosecular.

Abstract: *The object of this paper is to improve the reference paleosecular variation curve (PSVC) for the Iberian Peninsula, with an additional data from a time period where the archaeomagnetic information is scarce: the Late Roman – Early Middle Ages period. For this purpose, the magnetic properties and the structure of magnetic remanence for two kilns from the Cerro de los Almadenes site, located in Otero de Herreros (Segovia), have been studied. Alternating field demagnetization has been performed on 16 specimens, correctly isolating the characteristic direction and precisely determining an average direction. The obtained results will be included in the archaeomagnetic data catalogue for Iberia. Previously thermoluminiscence dating (498 AD ± 95 years) have been compared to the resulting archaeomagnetic dating (431 AD – 517 AD), showing the validity of the technique, the regional approximation and the usage of the SCHA.DIF.3k model.*

Key words: *Archeomagnetism, paleosecular variation curve.*

INTRODUCCIÓN

La datación por arqueomagnetismo es una técnica relativamente nueva en España, cuya precisión va aumentando progresivamente a medida que se va completando el catálogo de datos arqueomagnéticos en Iberia. Esta datación relativa se basa en el estudio del registro magnético adquirido por los minerales ferromagnéticos contenidos en estructuras arqueológicas de combustión (hornos, cerámicas, etc,) y su comparación con una curva de calibración conocida. Esta técnica se basa principalmente en dos fenómenos físicos; el primero relacionado con la variación secular del campo magnético terrestre y el segundo con el magnetismo termorremanente adquirido por las estructuras calentadas durante su último enfriamiento. El análisis de la termorremanencia magnética permite determinar el vector del campo geomagnético en ese momento, y por comparación con la evolución conocida del campo, es posible determinar la edad de la estructura.

En la mayor parte de los países de nuestro entorno, como en el caso de Francia, los estudios arqueomagnéticos cuentan con una gran tradición (se empezaron a desarrollar en la década de los cincuenta del pasado siglo), por lo que disponen de una curva de variación paleosecular (PSVC) de buena definición. Sin embargo en el caso de la Península Ibérica se empezaron a realizar estudios sistemáticos hace unos 20 años, por lo que la PSVC aún es poco precisa.

El objetivo primero de este trabajo es aportar un dato más para mejorar la curva de variación paleosecular (PSVC) de Iberia. Para ello se ha realizado un estudio arqueomagnético de dos hornos metalúrgicos, datados con anterioridad por termoluminiscencia (498 d.C ± 95 años) del yacimiento de Otero de Herreros.

Por otra parte, el grupo de paleomagnetismo de la UCM ha diseñado una nueva herramienta de datación arqueomagnética que permite datar estructuras en zonas donde no se dispone de suficiente información previa, como es el caso de España (Pavón-Carrasco et al., 2011). Esta herramienta permite sintetizar una PSVC en el lugar de estudio a partir de un modelo europeo, el modelo SCHA.DIF.3k (Pavón-Carrasco et al, 2009). En este trabajo se utiliza también esta técnica para datar arqueomagnéticamente el yacimiento investigado y comparar la datación obtenida con la datación por termoluminiscencia.

METODOLOGÍA

En una campaña de campo llevada a cabo a finales de noviembre del 2014 se recopilaron 5 muestras de mano de dos hornos (nombrados como 1 y 4) del yacimiento arqueológico del Cerro de los Almadenes, en la localidad de Otero de Herreros, Segovia (latitud 40.815ºN, longitud 4.221ºW). Se han analizado hasta el momento 3 de las 5 muestras extraídas. Las rocas fueron orientadas in situ con brújula magnética sobre una superficie plana de escayola. El submuestreo en el laboratorio proporcionó 20 especímenes (10 de cada horno) cúbicos de 2x2x2 cm.

La medida de la remanencia magnética de los especímenes se realizó con un magnetómetro spinner (MOLSPIN). Para este estudio se escogieron 16 (8 del horno 1 y otras 8 del horno 4) especímenes para su desimanación por campo alternos decrecientes, siendo los pasos seguidos 25, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600, 800 y 999 Oe. Para la desimanación por campos alternos decrecientes se utilizó el equipo GSD-5 Schonstedt. Los resultados de la desimanación se estudiaron y procesaron con el programa RenArMag. Para la datación arqueomagnética se utilizó el software de Matlab archaeo_dating (Pavón-Carrasco et al., 2011).

Además, se ha realizado un estudio preliminar de magnetismo de rocas. Para ello se cortaron fragmentos milimétricos de las muestras y se analizaron en el Coercivity Spectrometer J-meter que se encuentra en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad Complutense de Madrid hasta un campo de 0.5 T diseñado y comercializado por la Universidad de Kazán (Jasonov et al, 1998).

Para el cálculo de los ciclos de histéresis y los parámetros derivados de éste se utilizó un software de Matlab desarrollado en el grupo de Paleomagnetismo de la UCM. También se hizo un estudio de dominios a partir del llamado diagrama de Day (Day et al., 1977).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La desimanación por campos alternos decrecientes de la magnetización remanente natural (NRM) indica una estructura de la remanencia simple. Después de eliminar componentes viscosas, se aprecia una única componente magnética que se desimana desde los 75 o 150 Oe a los 999 Oe aproximadamente. En la figura 1 se representa un diagrama de Zijderveld durante la desimanación por campos alternos decrecientes de una muestra representativa. Esta componente magnética característica (ChRM) se considera como una imanación termorremanente (TRM) adquirida durante el último uso del horno. En algunos casos, la desimanación incompleta de la magnetización indicó la probable presencia de fases de alta coercitividad, si bien la dirección de la magnetización asociada es la misma que la de la ChRM (la dirección calculada pasa por el origen). Esta información es corroborada por los estudios de magnetismo de rocas que sugieren la presencia de fases de coercitividad moderada (figura 2).

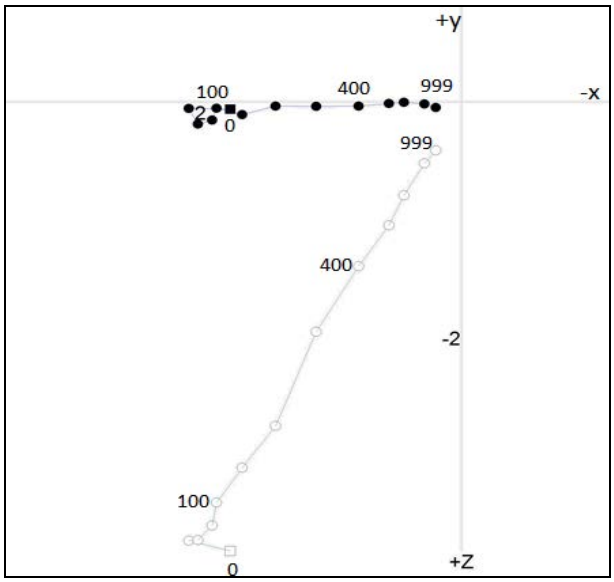


FIGURA 1. *Diagrama de Zijderveld durante la desimanación por campos alternos decrecientes de la muestra "OT.4.1.EA" (en coordenadas geográficas), representativa del comportamiento general de los especímenes analizados. Se indican los pasos de medida desimanación en Oe.*

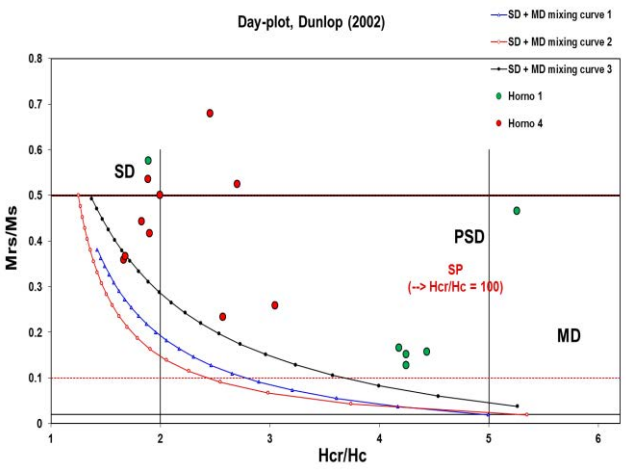


FIGURA 2. *Diagrama de Day de muestras de Otero de Herreros. Se marca con color verde las muestras correspondientes al horno 1 y en rojo las del horno 4. Las zonas rectangulares marcan el estado de dominio. Las curvas negra, azul y roja son las de mezcla teóricas para la magnetita (Dunlop, 2002).*

	N	D (º)	I (º)	K	α_{95}
Horno 1	8	-0.14	59.20	240.7	3.57
Horno 4	8	-4.26	60.60	486.3	1.52
Análisis conjunto	16	-2.28	59.96	383.7	1.78

TABLA I. *Declinación (D) e inclinación (I) de los dos hornos y del análisis conjunto. Parámetros estadísticos K (precisión) y* α_{95} *(semiángulo del círculo de confianza 95%).*

La dirección media de cada estructura, así como de los especímenes analizados y los círculos estadísticos de confianza se muestran en la figura 3. Como se puede observar las direcciones medias de los dos hornos son estadísticamente indistinguibles (figura 3A), lo que indica que los dos hornos son coetáneos. Las direcciones medias de cada horno así como del análisis conjunto de las dos estructuras se resumen en la tabla 1.

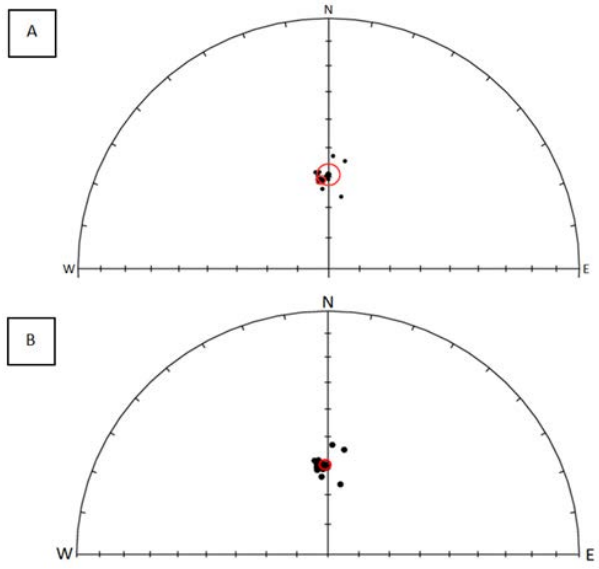


FIGURA 3 *Representación estereográfica de las direcciones obtenidas de los especímenes en coordenadas geográficas de un diagrama polar. A: estudio de los hornos 1 y 4 por separado; y B: análisis conjunto de ambos hornos. En color rojo se indica el círculo de confianza.*

Para realizar la datación del yacimiento se consideró la dirección media global y se empleó el software de Matlab archaeo_dating (Pavón-Carrasco et al., 2011). Utilizando el modelo regional europeo SCHA.DIF.3K. Se obtuvieron dos posibles intervalos de edad: 343 a.C - 63 d.C y 431d.C - 517d.C, (figura 4). Teniendo en cuenta la información arqueológica previa, es la segunda de las dataciones la que tiene sentido arqueológico.

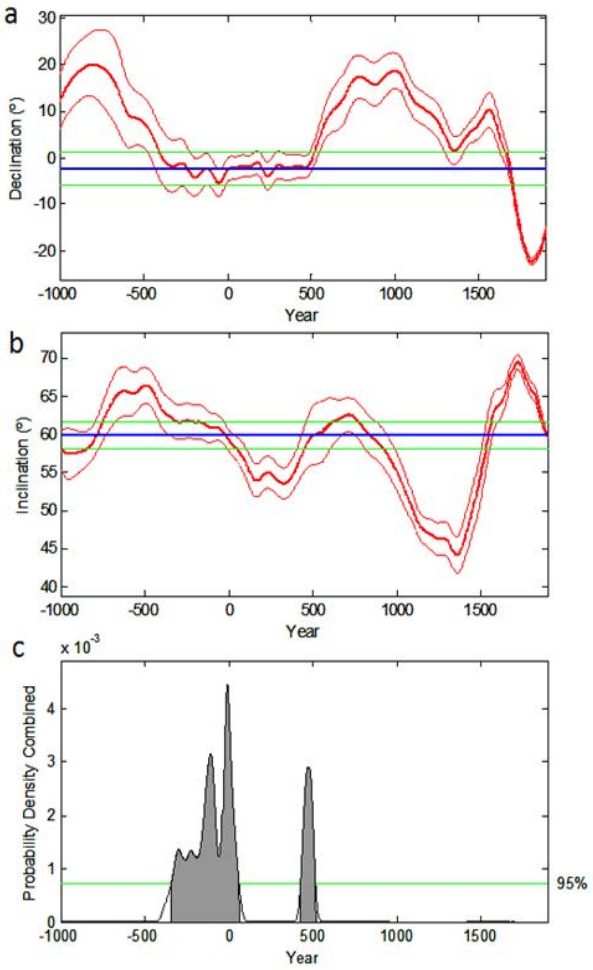


FIGURA 4. *Las imágenes a y b representan las curvas de declinación e inclinación respectivamente en la localidad de estudio, en donde la línea de color azul indica el valor que se ha obtenido y las líneas verdes el intervalo de error. La grafica c indica los posibles intervalos de edad para los especímenes estudiados. (Pavón-Carrasco et al., 2011).*

CONCLUSIONES

Los resultados de la datación arqueomagnética (431d.C - 517d.C) concuerdan con la datación por termoluminiscencia (498 d.C ± 95 años), confirmando la validez de la técnica y el análisis regional llevado a cabo. Los resultados obtenidos de declinación -2.28º e inclinación 59.96º se han considerado óptimos para incluir en el nuevo catálogo de datos arqueomagnéticos de la Península Ibérica que se está llevando a cabo (figura 5).

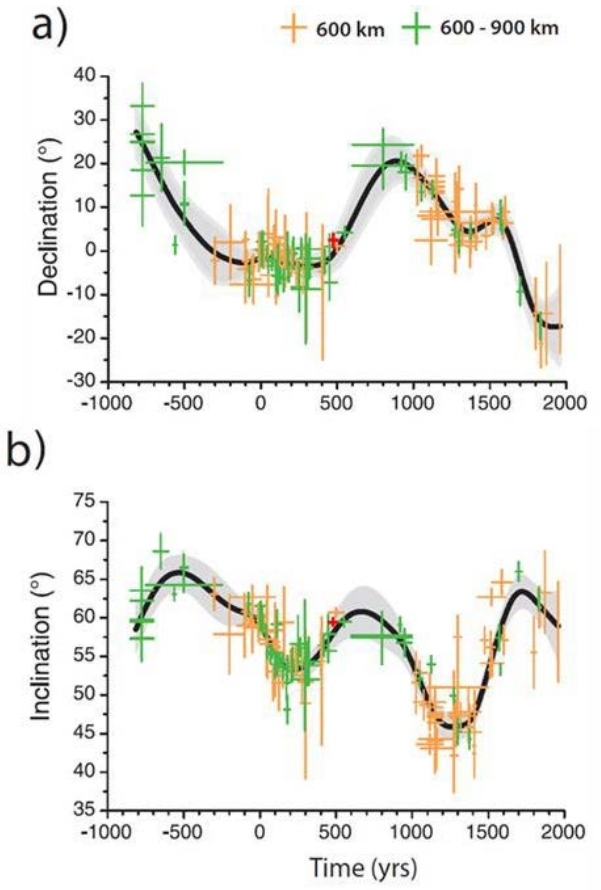


FIGURA 5. *Curvas de variación paleosecular de la Península Ibérica en la que se marca con color rojo el nuevo dato aportado en este trabajo (adaptada de Gomez-Paccard et al., 2006).*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está financiado por el proyecto CGL2014-54112-R del Grupo de Paleomagnetismo de la Universidad Complutense de Madrid junto con el sistema de ayudas para la contratación de ayudantes de investigación cofinanciadas por Fondo Social Europeo, a través del Programa Operativo de Empleo Juvenil (YEI).

REFERENCIAS

Butler, R.F. (1992): *Paleomagnetism*. Blackwell Scientific Publications. Boston. 319 p.

Day, R., Fuller, M., y Schmidt, V. A. (1977): Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13(4):260-267.

Dunlop, D.J. (2002): Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *107* (B3).

Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, P., Mclntosh, G., Osete, M.L., Catanzariti, G., Ruiz-Martinez, V.C.; Núñez, J.I., (2006): First archaeomagnetic secular variation curve for the Iberian Peninsula: comparison with other data from western Europe and with global geomagnetic field models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(12).

Jasonov, P. G., Nourgaliev, D. K., Burov, B. V., y Heller, F. (1998): A modernized coercivity spectrometer. *Geologica Carpathica*, 49(3): 224-226.

Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M.L, Torta, J. M., Gaya-Pique, L. R. (2009): A regional archeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: Applications to archeomagnetic dating. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, Volume 10.

Pavón-Carrasco, F. J., Rodríguez-González, J., Osete, M. L., y Torta, J. M. (2011). A Matlab tool for archaeomagnetic dating. *Journal of Archaeological Science*, 38(2), 408-419.

Correlaciones empíricas entre las clasificaciones geomecánicas RMR y Q en macizos rocosos volcánicos

Empirical correlations between RMR and Q geomechanical classifications in volcanic rock masses

A. Bonilla[1], D. Quintana[1] y M. J. Rodríguez-Peces[1]

1 Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense 28040 Madrid. angelfb@ucm.es, dianaqui@ucm.es, martinjr@ucm.es

Resumen: En este trabajo se correlacionan las clasificaciones geomecánicas del RMR y la Q aplicadas en un macizo rocoso volcánico. Los datos necesarios para ello fueron obtenidos a partir de mapas geológicos, ensayos geofísicos, estaciones geomecánicas, sondeos, ensayos in situ y ensayos de laboratorio en los materiales volcánicos que atravesará el túnel Transcordillerano, localizado al sureste de Quito (Ecuador). Estas clasificaciones se han aplicado a cada una de las 8 unidades geotécnicas identificadas con objeto de establecer varias correlaciones empíricas entre el índice Q y el RMR, aplicables a diferentes rocas volcánicas. También se ha obtenido una correlación general para el conjunto de los materiales volcánicos presentes en el túnel Transcordillerano. En la mayoría de los casos se ha obtenido una buena correlación entre ambos parámetros ($R^2 > 60$ %), lo que sugiere que estas expresiones se pueden utilizar aceptablemente para mejorar la caracterización de los macizos rocosos formados por este tipo de materiales volcánicos.

Palabras clave: Chacana, túnel, roca volcánica, RMR, Q.

Abstract: *In this paper we correlated the RMR and Q geomechanical classifications performed in a volcanic rock mass. The data required for this were obtained from geological maps, geophysical tests, geomechanical stations, boreholes, in situ testing and laboratory tests in the volcanic materials that will cross the Transcordillerano tunnel, located southeast of Quito (Ecuador). These classifications were applied to each of the eight geotechnical units identified in order to establish a number of empirical correlations between RMR and Q index, which will be applicable to different volcanic rocks. We have also obtained a general correlation for all of the volcanic materials in the Transcordillerano tunnel. In most cases a good correlation between both parameters ($R^2 > 60$ %) was obtained, suggesting that these expressions may be used acceptably to improve the characterization of rock masses composed by such volcanic materials.*

Key words: *Chacana, tunnel, volcanic rock, RMR, Q.*

INTRODUCCIÓN

El Distrito Metropolitano de Quito (Ecuador) con el fin de garantizar los caudales de consumo para su población mediante la Empresa Pública Metropolitana de Agua Potable y Saneamiento (EPMAPS) ejecutará el Proyecto de Ríos Orientales, el cual contempla la toma de varios ríos (Pucalpa, Semiond, Quijos Sur, Cristal, Quijos Norte, Tablón, Blanco Grande) de las vertientes orientales del Volcán Antisana (Figura 1). Para ello se prevé la construcción de captaciones desde donde sus aguas serán conducidas por tuberías superficiales y subterráneas mediante tres túneles.

Las clasificaciones geomecánicas permiten otorgar un valor de calidad geomecánica a un macizo rocoso de acuerdo a sus parámetros característicos, por lo que son frecuentemente empleadas para el diseño de obras subterráneas como los túneles. Los datos necesarios para su realización son obtenidos de manera directa de la investigación de afloramientos de macizos rocosos o a partir de sondeos con recuperación de testigos, permitiendo estos últimos investigar el macizo rocoso en profundidad. En este trabajo, se correlacionan las clasificaciones geomecánicas del RMR (Bieniawski, 1989) y la Q (Barton, 2002) en el macizo rocoso que atravesará el túnel Transcordillerano con la información generada para el Estudio de Factibilidad de la Segunda Etapa del Proyecto de Agua Potable Ríos Orientales, ramal Quijos–Papallacta–Paluguillo, realizado por la Asociación Corpconsul–Ingeconsult (EPMAPS, 2013). Este túnel tiene una longitud de 20,06 km, una cota 3125 msnm en el emboquille de entrada y 3100 msnm en el de salida. Se trata de un túnel de sección circular con un diámetro de 6,7 m que por gravedad conducirá el agua desde los poblados de Papallacta a Paluguillo con una pendiente del 0,075 %.

MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio se localiza entre las provincias de Pichincha y Napo a 40 km al Sureste de Quito

(Ecuador), emplazada en la Cordillera de los Andes en el límite del Valle Interandino y la Cordillera Real. El trazado del túnel Transcordillerano en su mayoría se proyecta en el entorno de la Caldera volcánica Chacana, que se encuentra construida sobre un basamento metamórfico de edad Paleozoico-Mesozoico constituido en su zona central y oriental por granitos gnéisicos, esquistos y gneises. El basamento de sus flancos occidentales serían secuencias volcánicas y sedimentarias de origen oceánico del terreno Pallatanga de edad Cretácico, que no se encuentran expuestas en superficie (Villares, 2010). Además, se encuentra cubierto por potentes secuencias volcánicas de piroclastos y flujos de lavas andesíticas de la (Fomación. Pisayambo) de edad de 8 a 6 Ma. Esta formación representaría las fases iniciales y poco evolucionadas de numerosas cámaras magmáticas, que posteriormente darán lugar a la Caldera Chacana.

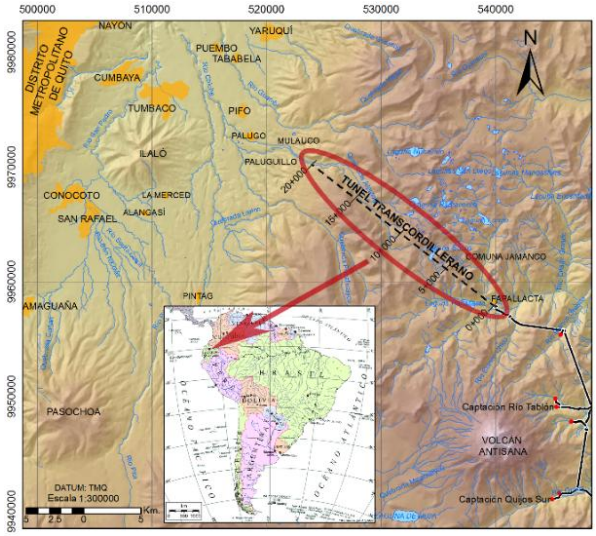


FIGURA 1. *Ubicación del túnel Transcordillerano en la zona de estudio (EPMAPS, 2013).*

La formación de la caldera se inició aproximadamente hace 2,7 Ma (Hall y Mothes, 2008) con la construcción de la serie Tablones, que consta de depósitos piroclásticos y al menos tres secuencias de andesitas, dacitas y riolitas. Su colapso fue hace unos 0,8 Ma con la formación de la caldera y emisión de grandes volúmenes de magmas riolíticos. El colapso de la caldera produjo una depresión que inicialmente fue rellenada por brechas e ignimbritas sin-colapso. Posteriormente fue rellenada por secuencias volcánicas de andesitas y dacitas, seguidas de un ambiente tranquilo con el depósito de sedimentos lacustres.

Existe un periodo de inactividad hasta los 240 ka, cuando en el interior de la caldera se produce el emplazamiento de domos, coladas de lavas de composición dacítica y riolítica ubicados a lo largo del borde estructural de la caldera (Beate et al., 2009). Esta resurgencia precedió a la actividad volcánica explosiva (riolítica) que empezó hace 210 ka y que generó flujos y caídas de pómez. En las posteriores erupciones de los 180 a 165 ka, cayó un extenso depósito de pómez en toda la región, lo que fue seguido por grandes flujos de obsidiana dentro de la caldera. Varios flujos de lava de composición andesítica y dacítica han sido depositados desde una franja de fracturas en la caldera en los últimos 40 ka (EPMAPS, 2013).

Finalmente, los depósitos superficiales de cobertera entre los que se destacan: depósitos glaciares, aluviales, coluviales, glaciares, flujos de lodo y deslizamientos.

METODOLOGÍA

Se ha considerado el modelo geológico-geotécnico realizado en el Estudio de Factibilidad de la Segunda Etapa del Proyecto de Agua Potable Ríos Orientales (EPMAPS, 2013), obtenido a partir de estudios anteriores, mapeo geológico, sondeos, investigaciones geofísicas (sísmica de refracción, magneto-telúrica y sondeos eléctricos verticales). A partir de este modelo se ha establecido una zonificación geotécnica del túnel Transcordillerano, distinguiéndose las siguientes unidades geotécnicas: UG1-Gneis Cuarzo Azul, UG2-Serie Riolítica Baños, UG3-Domos-Cuellos volcánicos, UG4-Volcánicos La Virgen, UG5-Tobas y Brechas, UG6-Secuencia Volcánica Indiferenciada, UG7-Vitrófiros El Tablón y UG8-Flujo de lava Paluguillo.

Los datos necesarios para realizar las clasificaciones geomecánicas fueron obtenidos en la traza del túnel Transcordillerano a partir de 39 estaciones geomecánicas, 10 sondeos con recuperación de testigos, ensayos de carga puntual in situ y ensayos de laboratorio (41 de resistencia a la compresión simple con medida del módulo de deformabilidad, 33 de resistencia a tracción indirecta y 3 triaxiales).

Las clasificaciones geomecánicas RMR y Q se han aplicado para cada unidad geotécnica por separado. Los resultados fueron agrupados en histogramas de frecuencias con la finalidad de obtener rangos de calidad del macizo rocoso para cada unidad geotécnica. Por último, se han establecido varias correlaciones empíricas entre los índices Q y RMR por cada unidad geotécnica y, finalmente, una correlación general para las unidades volcánicas presentes en el túnel Transcordillerano. Estas correlaciones han sido comparadas con las expresiones propuestas por los propios autores de las clasificaciones RMR y Q (Bieniawski, 1989; Barton, 1995). Las unidades geotécnicas UG3 y UG7 han sido excluidas del análisis debido a que no se realizaron sondeos en ellas y a que los datos disponibles son insuficientes para realizar las clasificaciones geomecánicas.

RESULTADOS

La distribución de datos y su correspondencia gráfica entre el RMR y Q sugiere que se puede aplicar

correlaciones con la finalidad de obtener una correspondencia entre los dos índices aplicable para las unidades volcánicas presentes en el Túnel Transcordillerano. En la Figuras 2 y 3 se puede observar la densidad de datos por cada unidad geotécnica, siendo las unidades UG4 y UG6 las que tienen menor cantidad de datos. A continuación, se resumen las diferentes ecuaciones de correlación entre el índice RMR y Q obtenidas para cada una de las unidades geotécnicas, junto con sus respectivos coeficientes de correlación (Tablas I y II). En general, los coeficientes de correlación son bastante aceptables (R^2 > 62 %), excepto para las unidades UG5 y UG8. También se muestran las relaciones obtenidas para el conjunto de todas las unidades geotécnicas (Figura 4), que podrían ser consideradas como expresiones generales para este tipo de materiales volcánicos, obteniéndose también una buena correlación entre ambos parámetros (R^2 > 70 %).

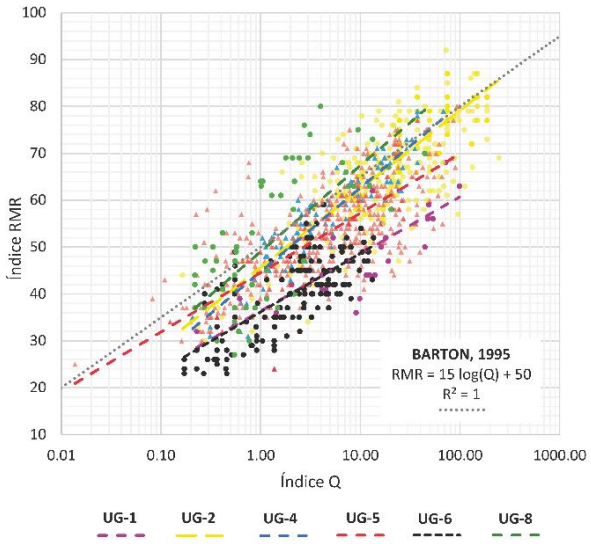


FIGURA 2. *Estimación del RMR a partir de índice Q para cada unidad geotécnica.*

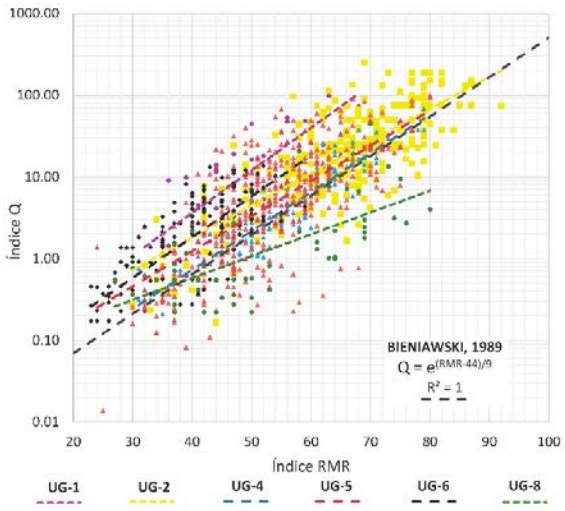


FIGURA 3. *Estimación del índice Q a partir del RMR para cada unidad geotécnica.*

Unidad geotécnica	*RMR*	R^2
UG1	5,28·ln(Q)+36,40	0,633
UG2	7,26·ln(Q)+45,67	0,658
UG4	7,75·ln(Q)+44,77	0,849
UG5	5,50·ln(Q)+44,54	0,545
UG6	5,43·ln(Q)+36,15	0,623
UG8	7,97·ln(Q)+49,02	0,490
TTC	7,33·ln(Q)+42,60	0,708

TABLA I. *Ecuaciones de correlación para el RMR en función del índice Q obtenidas para las diferentes unidades geotécnicas y para el conjunto de los materiales volcánicos del túnel Transcordillerano (TTC).*

Unidad geotécnica	*Q*	R^2
UG1	$0{,}030 \cdot e^{0{,}119 \cdot RMR}$	0,633
UG2	$0{,}047 \cdot e^{0{,}091 \cdot RMR}$	0,658
UG4	$0{,}009 \cdot e^{0{,}109 \cdot RMR}$	0,849
UG5	$0{,}023 \cdot e^{0{,}099 \cdot RMR}$	0,545
UG6	$0{,}018 \cdot e^{0{,}114 \cdot RMR}$	0,623
UG8	$0{,}049 \cdot e^{0{,}060 \cdot RMR}$	0,490
TTC*	$0{,}027 \cdot e^{0{,}096 \cdot RMR}$	0,708

TABLA II. *Ecuaciones de correlación para el índice Q en función del RMR obtenidas para las diferentes unidades geotécnicas y para el conjunto de los materiales volcánicos del túnel Transcordillerano (TTC).*

CONCLUSIONES

Se han establecido diferentes relaciones empíricas entre las clasificaciones geomecánicas RMR y Q, en particular se pudo establecer estas correlaciones por unidades geotécnicas y una global en los materiales volcánicos que atravesará el Túnel Transcordillerano. De manera general el coeficiente de correlación para el túnel se establece en un valor aceptable, permitiendo clasificar de mejor manera este macizo rocoso. No obstante, al tratarse de datos obtenidos en una fase de factibilidad, sería necesario realizar un mayor número de investigaciones con la finalidad de disminuir incertidumbres en las unidades geotécnicas que tienen los coeficientes de correlación más bajos (R^2 < 60 %), así como en las unidades donde los datos han sido insuficientes. Esto permitiría alimentar una base de datos con la finalidad de obtener una mejor aproximación del comportamiento geomecánico de macizos rocosos volcánicos.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Empresa Pública Metropolitana de Agua Potable y Saneamiento de Quito (EPMAPS) por facilitar la información concerniente al Proyecto de Ríos Orientales–Túnel Transcordillerano, a las distintas personas que han participado en este proyecto y a sus destacados ingenieros Alfredo de la Cruz y Oscar Larrea de EPMAPS.

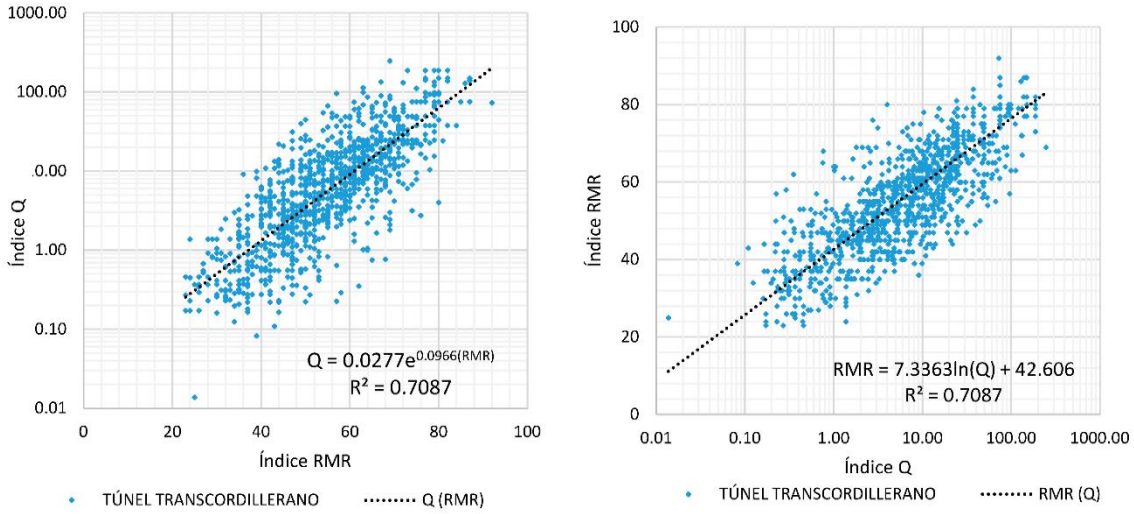


FIGURA 4. *Izquierda: Estimación del índice Q a partir del RMR para el conjunto de los materiales volcánicos del túnel Transcordillerano. Derecha: Estimación del RMR a partir de índice Q para el conjunto de los materiales volcánicos del túnel Transcordillerano.*

REFERENCIAS

Barton, N. (1995): The influence of joint properties in modelling jointed rock masses. *Keynote Lecture, 8th ISRM Congress (Tokyo)*, 3: 1023-1032.

Barton, N. (2002): Some new Q-value correlations to assist in site characterization and tunnel design. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 39, 185-216.

Beate, B., Villares, F., Inguaggiato, S., Hidalgo, S., Benitez, S. (2009): Modelo Geotérmico Preliminar de tres Áreas de Interés en la Caldera Cuaternaria resurgente de Chacana y estimación teórica de su potencial Geotermoeléctrico. *Revista Politécnica*, 70-91.

Bieniawski, Z.T. (1989): *Engineering rock mass classifications: a complete manual for engineers and geologists in mining, civil, and petroleum engineering*. John Wiley & Sons, New York. 272 p.

EPMAPS (2013): *Estudio de Factibilidad de la Segunda Etapa del Proyecto de Agua Potable Ríos Orientales, ramal Quijos - Papallacta - Paluguillo*. Empresa Pública Metropolitana de Agua Potable y Saneamiento de Quito, 79 p.

Hall, M. y Mothes, P. (2008): The Chacana Caldera Complex in Ecuador. En: *IOP Conference Series: Earth and Environment Science*, 3: 1-4.

Villares, F. (2010): *Estudio Geovulcanológico de la zona Sur de la Caldera Chacana, Provincias de Napo-Pichincha.* Tesis, Escuela Politécnica Nacional, Quito, 209 p.

Sismicidad inducida en sistemas geotérmicos estimulados: modelización numérica de la influencia del modelo de fricción

Induced seismicity in enhanced geothermal systems: a numerical modelling of the influence of the friction model

G. Piris[1], A. Griera[2], E. Gomez-Rivas[3] I. Herms[1] y X. Goula[1]

1 Institut Cartogràfic i Geologic de Catalunya (ICGC), Parc de Montjuic, s/n, 08038 Barcelona, Spain. piris_de_casau@hotmail.com; ignasi.herms@icgc.cat; xavier.Goula@icgc.cat
2 Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, E-08193 Bellaterra (Cerdanyola del Vallès), Spain. albert.griera@uab.cat
3 School of Geosciences, King's College, University of Aberdeen, AB24 3UE Aberdeen, United Kingdom. e.gomez-rivas@abdn.ac.uk

Resumen: La inyección de fluidos en sistemas geotérmicos estimulados (EGS) produce una sismicidad inducida de baja magnitud que en ocasiones puede generar daños en superficie. Para poder evaluar y pronosticar esta sismicidad inducida, es vital desarrollar modelos numéricos del reservorio, en el que se tenga en cuenta el carácter hidro-mecánico del sistema geotérmico. En este trabajo se evalúa a través del código numérico CFRAC la sismicidad de una falla aislada utilizando dos modelos friccionales diferentes: (i) *rate-and-state* y (ii) *velocity weakening*. Los resultados muestran que ambos modelos predicen una actividad de microsismos similar, con diferente número y magnitud de eventos.

Palabras clave: *Reservorios geotérmicos, sismicidad inducida, modelización, modelo friccional*.

Abstract: Hydraulic stimulation in Enhanced Geothermal Systems (EGS) produces low-magnitude induced seismicity that sometimes can result in damage at the Earth's surface. Numerical simulations taking into account the hydro-thermo-mechanic behaviour of geological reservoirs are an essential tool in order to evaluate and forecast induced seismicity in such systems. In this study, the numerical code CFRAC is used to evaluate the seismicity of an isolated fault during fluid injection using two different frictional models: (i) rate-and-state and (ii) velocity weakening. The results show that both models predict similar microseismicity, although there are differences in the number of events and their magnitudes between both models.

Key words: *Geothermal reservoirs, induced seismicity, modelling, frictional model.*

INTRODUCCIÓN

La continua demanda de energía, combinada con el incremento de emisiones de gases de efecto invernadero ha impulsado el desarrollo y la búsqueda de nuevas fuentes de energía limpias, como la geotermia. En los últimos años se ha proyectado la explotación de reservorios geotérmicos de alta profundidad. En general, éstos están constituidos por rocas cristalinas de basamento con elevados gradientes térmicos y permeabilidad controlada por el sistema de fracturas preexistente.
Estos sistemas se aprovechan mediante intercambio térmico para la producción de calor y/o electricidad. Entre estos podemos distinguir los hidrotermales (que utilizan un acuífero preexistente) y los petrotermales o estimulados (que requieren de una fase de estimulación).

Los sistemas geotérmicos estimulados (Enhanced Geothermal Systems, EGS) se caracterizan por requerir una fase de estimulación para incrementar el flujo de explotación entre los pozos. Esta fase consiste en la inyección de fluidos a alta presión (normalmente agua) que producen, en muchos casos, la apertura y/o el deslizamiento de fracturas preexistentes y la generación de nuevas fracturas. Gracias a ello, la permeabilidad del reservorio aumenta y la productividad del pozo puede incrementarse en un orden de magnitud o más (Tester, 2006).

Sin embargo, esta fase de estimulación hidráulica causa una sismicidad inducida, que en general es de baja magnitud (*i.e.*, microsismicidad), pero que a veces puede llegar a percibirse en superficie. El control de esta sismicidad inducida es crucial para la aceptación pública y la viabilidad de los EGS. En los últimos años, se han producido varios casos de sismicidad elevada durante las fases iniciales de estimulación, como por ejemplo, en el EGS de Basilea (Suiza) donde se produjo un evento de magnitud 3.4 en 2005, que causo daños ligeros en edificaciones y obligó a la clausura del proyecto (Majer et al., 2007).

El pronóstico de la sismicidad inducida y la elaboración de estrategias para su reducción requieren el desarrollo de herramientas que sean capaces de simular el comportamiento termo-hidro-mecánico de reservorios geológicos fracturados. Un factor crítico es el tratamiento realista del comportamiento friccional y los esfuerzos inducidos en fracturas durante la estimulación hidráulica. Esta comunicación tiene como objetivo presentar los resultados de simulaciones bidimensionales (2D) de sismicidad inducida durante procesos de inyección hidráulica en una única fractura aislada. Se utilizan dos modelos friccionales de fractura: (i) un modelo *rate-and-state* (modelo R-S) basado en las observaciones de experimentos de fricción en rocas y (ii) un modelo de debilitamiento friccional instantáneo (*instantaneous velocity weakening friction*, modelo V-W).

MÉTODOS

Los modelos numéricos se han realizado con el código de elementos discontinuos CFRAC (McClure, 2012). El programa está diseñado para resolver el problema termo-hidro-mecánico asociado a la inyección de fluidos en sistemas fracturados y calcular la sismicidad inducida resultante. Para condiciones isotermales, la ecuación de balance de masas del flujo transiente de un fluido en una fractura puede expresarse como:

$$\frac{\partial(\rho E)}{\partial t} = \nabla q + s \qquad (1)$$

donde q es el flujo másico, s es un término de almacenamiento, ρ corresponde a la densidad del fluido, $\boldsymbol{E}$ es la apertura mecánica de la fractura y t es el tiempo. La **ecuación (1)** se combina con la ley de Darcy suponiendo una relación cúbica para el flujo en la fractura:

$$q = \frac{\rho h e^3}{12\mu}\frac{\partial p}{\partial x_i} \qquad (2)$$

donde p es la presión de fluido, μ es la viscosidad del fluido, e la apertura hidráulica de la fractura y h la extensión del modelo en la dirección perpendicular al plano. Tanto E como e son función de la tensión normal efectiva σ'_n que actúa sobre la fractura y de la distancia de deslizamiento acumulativo D que se produce en la fractura. La apertura mecánica de la fractura puede expresarse como:

$$E = \frac{E_o}{1+9\sigma'_n/\sigma_{Enref}} + D\tan\frac{\phi_{Edil1}}{1+9\sigma'_n/\sigma_{Enref}} + E_{res} \qquad (3)$$

donde E_0, σ_{Enref}, E_{res}, y ϕ_{Edil1} son propiedades de la fractura.

La condición de equilibrio en una fractura requiere que la tracción por cizalla sea igual a la resistencia friccional al deslizamiento. Esta relación se expresa a partir de la ecuación de Coulomb:

$$|\tau - \eta v| = \mu(\sigma_n - p) + S_0 \qquad (4)$$

donde τ es la tensión tangencial, μ es el coeficiente de fricción, σ_n es la tensión normal, p es la presión de fluido y S_0 es la cohesión. El término adicional ηv, llamado de amortiguación de radiación, se incluye para aproximar el efecto inercial del deslizamiento para elevadas velocidades v (Rice, 1993; Segall, 2010). La variable η es el coeficiente de amortiguación se define como $G/2v_s$, donde G es el módulo de cizalla y v_s es la velocidad de la onda de cizalla (Rice, 1993; Segall, 2010).

El modelo de fricción conocido como *rate and state* es el más usado para describir la evolución de la fricción en una falla, y se usa de forma muy extendida en modelización de terremotos (Dieterich, 2007). En el modelo *rate and state,* el coeficiente de fricción cambia en cada incremento de tiempo en función de la velocidad de deslizamiento y de la historia de deslizamientos de la fractura. De acuerdo con esta aproximación, el coeficiente de fricción se expresa (Segall, 2010):

$$\mu(v,\theta) = f_0 + a\cdot\ln\left(\frac{v}{v_0}\right) + b\cdot\ln\left(\frac{\theta v_0}{d_c}\right) \qquad (5)$$

donde f_0 es el coeficiente de fricción para una velocidad v_0, que es una velocidad de referencia, d_c es la distancia crítica que tiene relación con la escala de rugosidad de la fractura, a y b son parámetros materiales de la fractura y, finalmente, □ es la variable de estado que evoluciona en función de:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = 1 - \frac{\theta v}{d_c}. \qquad (6)$$

Para un estado estacionario, el coeficiente de fricción se expresa como:

$$\mu_f = f_o + (a-b)\ln\frac{v}{v_0} \qquad (7)$$

Para poder entender un poco más el significado físico de los diferentes parámetros de la ecuación anterior (a, b y d_c), en la Fig. 1 se muestra la evolución del coeficiente de fricción para diferentes velocidades. Una alternativa más simple al método de *rate-and-state* es la aproximación conocida como debilitamiento friccional instantáneo (o *velocity weakening*), también denominado estático/dinámico. En esta aproximación, la evolución del coeficiente está definida a partir de un coeficiente de fricción estático (μ_s) y otro dinámico (μ_d), siendo el dinámico de menor valor que el estático (ver Fig. 1). Este método se implementa de la siguiente manera: cuando un elemento de la fractura empieza a deslizar se evalúa

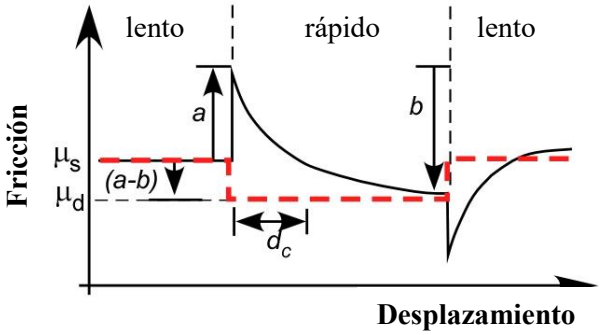


FIGURA 1. Evolución del coeficiente de fricción con la variación de la velocidad de deslizamiento. Definición de los parámetros de la ecuación de *rate-and-state* (curva negra contínua) y del *velocity weakening* (curva roja discontinua). Modificado de Scholz (2002).

la ecuación de Coulomb en él (Eq. **4**). Si el elemento evaluado excede el criterio de rotura, entonces se considera que está deslizando y su coeficiente de fricción pasa a reducirse de forma instantánea al coeficiente dinámico. La bajada brusca de fricción produce un deslizamiento rápido que puede inducir el mismo fenómeno en elementos vecinos. El resultado es un proceso que imita la nucleación y propagación de eventos sísmicos. Cuando la velocidad de deslizamiento alcanza un valor mínimo establecido, el coeficiente de fricción se restablece nuevamente al valor estático.

Finalmente, se considera que empieza un evento microsísmico cuando la velocidad de deslizamiento excede el valor crítico de 5 mm/s, y que finaliza cuando la máxima velocidad de deslizamiento en la fractura se encuentra por debajo de 2.5 mm/s (McClure y Horne, 2011). Los hipocentros se localizan en el elemento que primero excede la velocidad crítica. Se ha definido el momento símico (M_0) como la integral del desplazamiento (D) a lo largo del área de la fractura (A) multiplicada por el módulo de cizalla (G):

$$M_0 = G\int D \cdot dA \qquad (8)$$

y la magnitud momento (M_w) se ha definido a partir de Hanks and Kanamori (1979) como:

$$M_w = \frac{\log_{10} M_0}{1.5} - 6.06 \qquad (9)$$

donde M_0 se define en $N \cdot m$. Se puede encontrar una descripción más detallada del método numérico utilizado por CFRAC en Mc Clure (2012).

GEOMETRÍA Y PARÁMETROS DEL MODELO

El modelo pretende representar un reservorio geotérmico a 4.500 metros de profundidad con un gradiente inicial de presión hidrostático, con tensiones principales σ_1 y σ_3 horizontales y σ_2 vertical (es decir, un régimen tectónico de desgarre). La tensión intermedia se define a partir de la presión litoestática de una columna de material con densidad media de 2.500 Kg/m^3. Para los parámetros materiales de las ecuaciones de apertura hidráulica y *rate-and-state* friccional, se han escogido los valores utilizados por Gischig (2015) para simular las propiedades mecánicas del reservorio cristalino de Basilea (ver Tabla I). Para el modelo de debilitamiento friccional instantáneo, se han escogido como coeficientes de fricción estático 0.85 (equivalente al f_0 del caso de *rate-and-state*) y de fricción dinámico 0.7, que es el coeficiente de fricción mínimo (obtenido para v máxima) a partir de la ecuación de *rate-and-state.*

El modelo consiste en una fractura única y aislada de 600 m de longitud y orientación vertical. El pozo de inyección se sitúa en el punto central de la fractura, a partir del cual se inyecta un fluido a presión constante de 75MPa en la cabeza del pozo durante tres días.

RESULTADOS

La evolución del caudal de inyección y las distribuciones de magnitud frecuencia se muestran en la Fig. 2 para cada modelo friccional. Se puede observar como las puntas de caudal máximo de inyección se correlacionan con los eventos sísmicos. Al producirse un deslizamiento, la permeabilidad aumenta y el caudal de inyección tiende a incrementarse. Una recopilación del número total de microsismos y su momento sísmico acumulado, junto con la velocidad y magnitud máximas se muestran en la Tabla II.

E_0	Apertura mecánica	1200 μm
σ_{Enref}	Tensión normal de referencia	25 MPa
E_{res}	Apertura mecánica residual	2 μm
ϕ_{Edil}	Ángulo de dilatancia (apertura mecánica)	0°
e_0	Apertura hidráulica	120 μm
σ_{enref}	Tensión normal de referencia	25 MPa
e_{res}	Apertura hidráulica residual	0.2 μm
ϕ_{edil}	Ángulo de dilatancia (apertura hidráulica)	2.5°
ρ	Densidad del fluido	1000 kg/m3
μ	Viscosidad del fluido	0.001 Pa s
h	Anchura de la fractura	100 m
η	Coeficiente de amortiguación	3 MPa/(m⁄s)
S_0	Cohesión	0 MPa
G	Módulo de cizalla	15 GPa
ν	Coeficiente de Poisson	0.25
f_0	Coeficiente de fricción nominal	0.85
d_c	Distancia crítica	100 μm
a	Parámetro del rate-and-state	0.01
b	Parámetro del rate-and-state	0.02
v_0	Velocidad de referencia	10^{-6} m⁄s
θ	Estado	$2.6 \cdot 10^6$s
μ_s	Coeficiente de fricción estático	0.85
μ_d	Coeficiente de fricción dinámico	0.7

TABLA I. *Parámetros de modelización utilizados en CFRAC.*

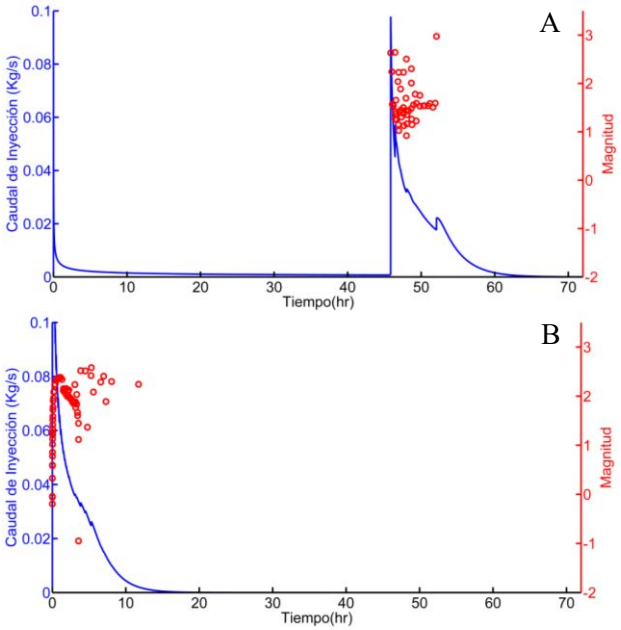


FIGURA **2**. Evolución del caudal de inyección (curva azul) y la frecuencia y magnitud de los eventos sísmicos para el modelo friccional *rate-and-state* (A) *velocity weakening* (B).

Parámetro	Modelo R-S	Modelo V-W
V_{max} (m/s)	6.72	4.15
M_{max}	2.97	2.58
Nº Eventos	48	71
M_0 Total (N·m)	$8.8 \cdot 10^7$	$1.2 \cdot 10^8$

TABLA II. Resumen de resultados característicos. V_{max} es la velocidad máxima de deslizamiento, M_{max} es la magnitud máxima y $M_{0\,Total}$ es el momento sísmico acumulado.

Para ambos modelos los resultados específicos son bastante parecidos, aunque el modelo que utiliza el método friccional de V-W presenta una mayor cantidad de eventos sísmicos y magnitud acumulada que el R-S.

DISCUSIÓN/CONCLUSIONES

El análisis de los resultados muestra que, en general, ambos modelos friccionales generan respuestas parecidas, aunque la escala temporal en el que se producen los deslizamientos y la cantidad de eventos son diferentes en ambos modelos. Para el método V-W, la generación de microsismicidad se produce en los estadios iniciales, ya que el debilitamiento instantáneo del modelo facilita la propagación de la fractura y el aumento total del deslizamiento. Ambos factores favorecen una mayor producción de eventos sísmicos que en el observado en el método R-S. Esto se debe a que este último método tiene un coeficiente de endurecimiento con el incremento de la velocidad (*i.e.*, termino *a* de la ecuación **5**), un parámetro que tiene en cuenta el tiempo que la fractura lleva inactiva (θ) y que la disminución del coeficiente de fricción se produce de forma gradual. Por otro lado en el método V-W el cambio de coeficiente de fricción se produce de forma brusca favoreciendo la inestabilidad dinámica y la producción de eventos.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece especialmente a Mark W. McClure por facilitarnos el software CFRAC utilizado en las simulaciones y al revisor anónimo por sus comentarios para mejorar el trabajo. También al ICGC por su apoyo y contribución a la difusión y investigación de los recursos geotérmicos.

REFERENCIAS

Dieterich, J. (2007): Applications of rate- and state-dependent friction to models of fault slip and earthquake occurrence. En: *Treatise on Geophysics* (H. Kanamori, ed.), vol. 4, Elsevier, 107–129.

Gischig, V. S. (2015): Rupture propagation behavior and the largest possible earthquake induced by fluid injection into deep reservoirs. *Geophysics Research Letters*, 42, 7420–7428..

Hanks, T. y Kanamori, H. (1979): A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348–2350.

Majer, E., Baria, R., Stark, M., Oates, S., Bommer, J., Smith, B. y Asanuma, H. (2007): Induced seismicity associated with enhanced geothermal systems. *Geothermics*, 36 , 185–222.

McClure, M. W. (2012): *Modeling and Characterization of Hydraulic Stimulation and Induced Seismicity in Geothermal and Shale Gas Reservoirs*, PhD dissertation, Stanford University, Stanford, California, 349 p.

McClure, M. W. y Horne, R.N. (2011): Investigation of injection-induced seismicity using a coupled fluid flow and rate/state friction model. *Geophysics*, 76, WC181-WC198.

Rice, J. (1993): Spatio-temporal complexity of slip on a fault: *Journal of Geophysical Research*, 98, 9885–9907.

Scholz, C. H. (2002): *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, Cambridge University Press, Cambridge, 471p.

Segall, P. (2010): *Earthquake and Volcano Deformation*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 456p.

Tester, J., ed. (2006): *The Future of Geothermal Energy: Impact of Enhanced Geothermal Systems (EGS) on the United States in the 21st Century*. Report, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge (Massachusetts), 372 p. http://geothermal.inel.gov/publications/future_of_geothermal_energy.pdf, accedido el 17 Marzo 2016.

Caracterización estadística de la Unidad de Almarchal en el contexto del Túnel del estrecho de Gibraltar

Statistical characterization of Almarchal Unit in the context of the Tunnel under the Strait of Gibraltar

M. Muñiz Menéndez[1], M.J. Rodríguez Peces[2], A. Perucho Martínez[1] y H. Cano Linares[1].

1 Laboratorio de Geotecnia, CEDEX. Alfonso XII, 3 - 28024, Madrid. mauro.muniz@outlook.com, aperucho@cedex.es; hcano@cedex.es.
2 Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid. Jose Antonio Novais 12 - 28040 Madrid. martinjr@geo.ucm.es

Resumen: El proyecto de un túnel que una Europa y África bajo el estrecho de Gibraltar lleva en desarrollo desde hace más de treinta años, a lo largo de los cuales se ha generado una gran cantidad de datos geológicos y geotécnicos. La compleja geología de la zona, unida a lo poco accesible del fondo del Estrecho, hacen que la caracterización geotécnica de los materiales involucrados sea compleja y económicamente muy costosa. Los resultados de ensayos geotécnicos realizados en muestras provenientes de la Unidad de Almarchal han sido analizados mediante técnicas estadísticas lo que ha permitido obtener parámetros geotécnicos de suficiente calidad como para ser empleados en las futuras fases del proyecto.

Palabras clave: Geotecnia, Caracterización, Unidad de Almarchal, Estadística, Túnel del Estrecho.

Abstract: *The Project of a tunnel between Europe and Africa under the Strait of Gibraltar has been developing for more than thirty years. During this time, a great amount of geological and geotechnical data has been generated. The complex geology of the area, together with the difficult accessibility to the bottom of the Strait, make the characterization of the involved materials very complex and expensive. The results of geotechnical tests executed on samples from Almarchal Unit have been analyzed by means of statistical methods allowing to obtain geotechnical parameters useful in future steps of the project.*

Key words: *Geotechnics, Characterization, Almarchal Unit, Statistics, Gibraltar Tunnel.*

INTRODUCCIÓN

El proyecto de enlace fijo entre Europa y África a través del estrecho de Gibraltar ha sido, durante más de un siglo, uno de los proyectos más ambiciosos de la ingeniería civil española e internacional. En la actualidad el proyecto prevé un doble túnel excavadoentre las regiones de Algeciras (España) y Tánger (Marruecos), bajo el "Umbral del Estrecho" (Fig. 1), atravesando una compleja geología. Este trazado presenta una longitud de unos 28 km bajo el mar y una profundidad bajo el nivel del mar de hasta 300 m.

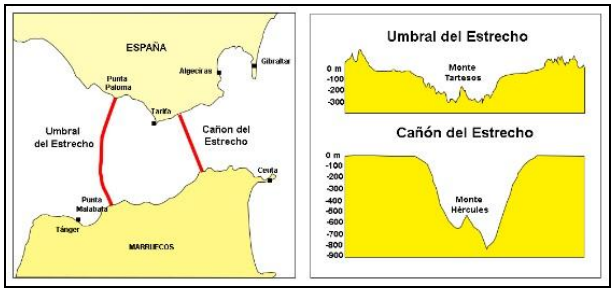


FIGURA1. Diferentes alternativas de trazado contempladas en los primeros estudios del proyecto.

Este proyecto lleva más de 35 años de desarrollo liderado por la empresa pública española SECEGSA y por la marroquí SNED. En este tiempo, los diferentes trabajos han originado una gran cantidad de datos geológicos y geotécnicos que, hasta recientes fechas, no habían sido analizado en conjunto, desaprovechándose gran parte de su valor (Muñiz Menéndez, 2015).

Siguiendo las tendencias actuales en el ámbito geotécnico del uso creciente de técnicas estadísticas para la estimación de parámetros (véanse por ejemplo los Eurocódigos), se analizarán los datos geotécnicos provenientes de la Unidad de Almarchal con el fin de obtener parámetros aprovechables en las siguientes fases del proyecto.

MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio se localiza en el área del estrecho de Gibraltar; entre los municipios de Tarifa y Algeciras (orilla Norte), y las regiones de Tánger, Ceuta y Tetuán (orilla Sur), y en el territorio entre ambas orillas. Geológicamente se encuadra enlosflyschs del Campo de Gibraltar que, junto con sus

equivalentes en el Norte de África, conforman el Complejo del Surco de los Flyschs.

Dentro de esta zona, el trabajo se centra en el estudio de la Unidad de Almarchal (U. de Tangere en Marruecos). Esta unidad representa las zonas externas magrebíes (las sudibéricas no afloran en el área) y es el para-autóctono relativo para el resto de las unidades de flyschs del Complejo del Campo de Gibraltar, que se instalaron durante su desplazamiento en sucesivos mantos de cabalgamiento. Las dataciones indican que el depósito de esta unidad se realiza en el límite Campaniense-Maastrichtiense(SECEG, 2003).

La unidad de Almarchal está formada, principalmente, por arcillas y margas esquistosas grisáceas con intercalación de pequeños niveles turbíditicos (calcarenitas). La alteración de la Unidad en superficie es notable, siendo muy escasos los afloramientos rocosos de calidad. Principalmente los correspondientes a los niveles más competentes.

Esta unidad supone, según datos aportados por SECEG, un 14% de la traza proyectada para el túnel.

DATOS

Los datos estudiados provienen del análisis de más de 600 documentos de índole geológico-geotécnico. De estos documentos se han recogido, homogeneizado y ordenado más de 420 resultados de ensayos *in situ*, más de 4.700ensayos de laboratorio e información proveniente de los más de 7.000 m de sondeos que se han perforado tanto en el fondo del Estrecho como en sus dos orillas.

Para la Unidad de Almarchal se han recopilado 1.235 datos de laboratorio, provenientes del ensayo de 298 muestras, y 110 datos provenientes de ensayos de campo.

METODOLOGÍA

Dado el gran volumen de datos a analizar, se ha decidido aplicar un enfoque estadístico a la caracterización de los materiales estudiados, utilizándose las recomendaciones indicadas por el Eurocódigo 7.

Una vez estudiados los datos geotécnicos con que se cuenta en el proyecto del túnel bajo el estrecho de Gibraltar, se ha realizado el análisis estadístico de cada parámetro empleando el siguiente método: Filtrado, corrección y procesado de los datos; Determinación de los parámetros estadísticos; Ajuste a una distribución estadística; Determinación de los rangos de confianza para la población;Obtención de los valores característicos.

Ajuste a una distribución estadística

Se determinó el tipo distribución estadística que mejor representaba cada conjunto de datos a analizar. Se utilizaron las distribuciones que suelen describir el comportamiento de materiales geotécnicos (distribución Normal, Log-Normal, Gamma y Uniforme) eligiendo la que minimizara el error cuadrático.

Obtención de los valores característicos

Según el Eurocódigo 7 (AENOR, 2010), párrafo 2.4.5.2(11): "*Si se emplean métodos estadísticos [en la obtención de parámetros geotécnicos], el valor característico se debería determinar de modo que la probabilidad obtenida del valor pésimo que conlleva que se produzca el estado límite considerado no sea mayor del 5 %. NOTA: Con este punto de vista, una estimación prudente del valor medio es una selección de los valores medios de un conjunto limitado de valores de los parámetros geotécnicos, con un nivel de confianza del 95 %; respecto al fallo local, una estimación prudente del valor inferior es el percentil del 5 %.*"

Según este apartado del EC-7 debería tenerse en cuenta como valor característico el percentil 5 (ó 95) para el estudio de fallo local o una estimación prudente del valor medio con una confianza del 90% para el caso de fallo global. En el caso de un túnel, y más en fases preliminares del proyecto, el estudio del fallo global resulta suficientemente adecuada.

En cada caso y para cada parámetro se escoge como valor característico aquél de entre los dos que quede del lado de la seguridad. Esto es, el menor de ellos si se trata de un parámetro favorable y el más alto en caso de tratarse de un parámetro desfavorable: valor característico inferior ($X_{k,inf}$) o valor característico superior ($X_{k,sup}$).

Para ello, a partir de los estadísticos de la población y su función de densidad $f(x_i)$ se calcula, basándose en la Teoría Central del Límite , la función de densidad de la media $f(\bar{x})$. A partir de esta función pueden obtenerse los rangos de confianza de la variable □ .

Según la nomenclatura del Eurocódigo 0 (AENOR, 2003), el valor característico se encuentra desplazado de la media un cierto valor que dependerá de las características de la muestra estadística analizada. En el caso de una función normal toma las siguientes expresiones:

$$X_k = \mu \pm e \; ; \; e = k_n \frac{\sigma}{\sqrt{n}} = k_n \cdot \sigma_{\bar{x}}$$

siendoX_k: valor característico; □ : valor medio de la población; e: error de estimación de la media para un nivel de confianza (1-□); k_n: cuantil (1-□ /2) de la distribución Normal estándar N(0,1); □ : desviación estándar de la población; $\sigma_{\bar{x}}$: desviación estándar de la función de densidad de la media; n: número de datos de la muestra. En caso de una distribución Log-normal debe tenerse en cuenta la realización de un cambio de variable.

Cuando la variable estudiada no sigue una distribución normal o el número de datos de la muestra es pequeño (n < 30), la utilización de la función normal puede restar fiabilidad al valor dado. Por tanto, en este caso es preferible la utilización de una distribución tipo t de Student, tomando las expresiones la siguiente forma:

$$X_k = \mu \pm e \; ; \; e = t(n-1,1-\alpha/2)\frac{\sigma}{\sqrt{n}}$$

siendot(n-1,1-□ /2): el cuantil (1-□ /2) de la distribución t con n-1 grados de libertad.

En caso de muestras muy pequeñas (n ≤ 10) la utilización de métodos puramente estadísticos, si bien pueden ser utilizados desde el punto de vista teórico, producirá valores del coeficiente de variación más altos que los que realmente presentaría el material (Schneider, 1999). Bond y Harris (2008) sugieren en estos casos, la determinación de Xk a partir de la siguiente expresión:

$$X_k = \mu \pm e; \; e = \frac{\sigma}{2}$$

Un ejemplo del análisis realizado puede observarse en la figura 2. En esta figura se representa el ajuste de la distribución estadística los datos de peso específico seco analizados para esta unidad.

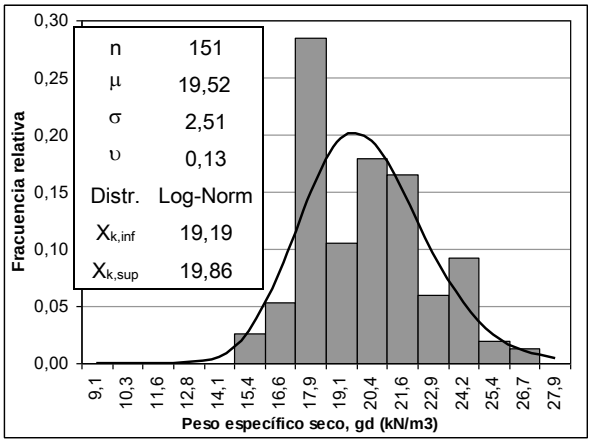


FIGURA 2. Ajuste de los datos de pesos específico seco analizados a una distribución Log-Normal.

RESULTADOS

Los parámetros que se han analizado en la Unidad de Almarchal han sido peso específico seco (□$_d$), peso específico saturado (□$_{sat}$), peso específico de las partículas sólidas (□$_s$), índice de huecos (e), densidad seca in situ (□$_d$), contenido en finos, índice de plasticidad (IP), resistencia a compresión simple (RCS), índice de carga puntual (I_{S50}), módulo de Young (E_i), resistencia al corte sin drenaje (C_u), resistencia al corte sin drenaje *in situ* (C_u*), módulo presiométrico (Ep), módulo de deformación con carga en placa (E_{pc}), índice de Lambe (I_L), presión de hinchamiento (P_{hinch}), hinchamiento libre (H) y permeabilidad *in situ* (k).

Los datos obtenidos con el análisis estadístico se recogen en la Tabla I.

Densidad y Peso específico

Teniendo en cuenta que la mayor parte del proyecto discurre bajo el nivel del mar se puede suponer que el peso específico aparente coincidirá con el saturado. El valor de la densidad *in situ* media de 1650 kg/m^3 es más bajo que el correspondiente a la roca matriz (□$_d$=19,5 kN/m^3) pudiendo deberse a la alteración y descompresión de los materiales en cotas someras (<5 m).

Granulometría y Plasticidad

La mayor parte de los componentes pertenecen a la fracción fina (<0,08 mm). Las muestras analizadas se pueden clasificar como CH o CL.

Resistencia a compresión simple y carga puntual

Los valores de RCS siguen una distribución Gamma, estando el valor medio representativo entre 0,27 y 0,43 MPa. Los materiales de esta unidad se encuentran, a lo sumo, en el límite entre suelo duro y roca blanda marcado en 1 MPa(ISRM, 1981).Los valores medios de resistencia a la carga puntual (I_{s50}) son altos en comparación con los ensayos de resistencia a compresión uniaxial si se utiliza la correlación habitual de RCS = 25 I_{s50}.

Resistencia al corte sin drenaje

La resistencia al corte sin drenaje en laboratorio es de unos 150 kPa que estaría en consonancia con los valores dados para la RCS.

Ensayos de resistencia al corte directo in situ

La resistencia de esta unidad se midió in situ por medio de ensayos de corte directo a gran escala. Los valores característicos (<50 kPa) son bajos para el tipo de material ensayado y en comparación con los de laboratorio. Esto puede explicarse por la escasa profundidad a la que se realizaron los ensayos (~ 5 m).

Ensayos de deformabilidad

El módulo presiométrico es claramente mayor (E_{Pmedio}=423 MPa) que el medido mediante placa de carga ($E_{PCmedio}$=0,51 MPa). Esto, al igual que en el apartado anterior, puede deberse a alteración superficial de los materiales.

Hinchamiento

Los resultados de los ensayos de presión de hinchamiento (sobre muestras inalteradas) y Lambe (con muestra remoldeada) muestran mucha similitud, tanto en dispersión como en valores medios, siendo algo menor en el ensayo Lambe. En función de los

Parámetro	γ_d (kN/m^3)	γ_s (kN/m^3)	γ_{sat} (kN/m^3)	e	ρ (kg/m^3)	Finos (%)	IP (%)	RCS (MPa)	E_i (MPa)
n	151	34	34	34	22	18	85	25	22
μ	19,52	27,75	22,72	0,40	1648,2	84,69	40,67	0,35	28,28
σ	2,51	0,51	0,76	0,09	125,4	9,09	19,61	0,21	33,81
υ	0,13	0,02	0,03	0,22	0,08	0,11	0,49	0,62	1,22
Distrib	Log-N	Log-N	Normal	Log-N	Log-N	Normal	Log-N	Gamma	Log-N
$X_{k,inf}$	19,19	27,61	22,51	0,38	1601	80,96	37,44	0,28	19,17
$X_{k,sup}$	19,86	27,90	22,93	0,43	1696	88,42	44,18	0,42	41,73
Parámetro	**I_{s50} (MPa)**	**Cu (kPa)**	**Cu* (kPa)**	**E_p (MPa)**	**E_{pc} (MPa)**	**Lambe (kPa)**	**P_{Hinch} (kPa)**	**Hinch. (%)**	**k log(m/s)**
n	67	11	3	23	9	36	19	15	26
μ	0,53	193,6	66	422,9	0,51	149,11	129,89	5,29	-10,01
σ	0,92	86,9	36,3	563,3	0,27	76,74	80,64	4,67	0,31
υ	1,75	0,47	0,55	1,4	0,54	0,52	0,64	0,91	0,03
Distrib.	Log-N	Log-N	-	Log-N	-	Log-N	Normal	Gamma	Normal
$X_{k,inf}$	0,39	146,2	84,15	299	0,38	129,32	97,81	3,17	-9,90
$X_{k,sup}$	0,71	256,4	47,85	597	0,65	171,92	161,97	7,41	-10,12

TABLA I.Tabla resumen de los parámetros geotécnicos de la Unidad de Almarchal. Todos los materiales

Tabla I. Tabla resumen de los parámetros geotécnicos de la Unidad de Almarchal. Todos los materiales.

datos recopilados, el Almarchal arcilloso puede clasificarse como de expansividad media a muy alta, mientras que el Almarchal margoso se clasificaría como de expansividad baja (González de Vallejo et al., 2002).

Permeabilidad

La permeabilidad de esta unidad se ha medido mediante 26 ensayos Lefranc. La permeabilidad media es inferior a 10^{-10} m/s, lo cual indica que la unidad es "prácticamente impermeable".

DISCUSIÓN

Se ha observado que, para un mismo parámetro, la función de distribución que mejor se ajusta a la población varía entre unas unidades y otras. Este fenómeno no se ha podido estudiar en profundidad, pero puede deberse, por un lado, al diferente comportamiento geotécnico y, por otro lado, al pequeño tamaño que presenta alguna población.

De manera general no se han tenido en cuenta las propiedades de las discontinuidades. En el caso de las unidades flyschoides, donde la presencia de planos de estratificación paralelos determina en gran medida el comportamiento de los macizos rocosos, la caracterización de estos planos es determinante a la hora de estimar las propiedades globales de los mismos.

CONCLUSIONES

El uso de métodos estadísticos sencillos, en consonancia con lo propuesto por el Eurocódigo 7, ha posibilitado el aprovechamiento de los datos generados por los estudios realizados en el proyecto de enlace fijo a lo largo de más de 30 años.

Los valores característicos estimados para cada parámetro podrán ser empleados en las posteriores fases del proyecto dotando de mayor certidumbre a los cálculos que se realicen y permitiendo una mejor estimación de las soluciones constructivas y de los presupuestos necesarios para su desarrollo.

La unidad de Almarchal, principalmente arcillosa, presenta unos parámetros resistentes y deformacionales bajos, con valores de resistencia a compresión simple por debajo de 1 MPa y módulos de deformación inferiores a 20 MPa. La unidad es "prácticamente impermeable" y presenta una expansividad baja.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer a SECEG, S.A. el acceso a su base de datos y su colaboración en este trabajo.

REFERENCIAS

AENOR (2003). *UNE-EN 1990-0: Eurocódigo 0: Bases de cálculo de estructura.* Madrid

AENOR (2010). *UNE-EN 1997-1: Eurocódigo 7: Proyecto geotécnico. Parte 1: Reglas generales.* Madrid

Bond, A. y Harris, A. (2008). *Decoding Eurocode 7*. London: Taylor & Francis.

González de Vallejo, L.; Ferrer, M.; Ortuno, L. y Oteo, C. (2002). *Ingeniería Geológica*. Madrid: Prentice Hall.

ISRM (1981). Basic geotechnical description of rock masses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 18*(1), 85-110.

Muñiz Menéndez, M. (2015). *Unidades geotécnicas del futuro enlace fijo a través del estrecho de Gibraltar.* Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid. 477 pp.

Schneider, H. R. (1999). *Definition and determination of characteristics soil properties.*Fourteenth International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering. Proceedings.

SECEG (2003). *Memoria del mapa geológico del estrecho de Gibraltar Escala 1:25.000. Orilla Norte*. Madrid.

Compresibilidad de arcillas sobreconsolidadas de origen continental: estado reconstituido, sedimentado y natural

On the compressibility of overconsolidated clays from continental origin: reconstituted, sedimented and natural state

J. Nespereira[1], M. Suárez[2], S. Monterrubio[1], M. Yenes[1] y D. Herrera[3]

1 Departamento de Geología, Escuela Politécnica Superior de Zamora, Campus Viriato. Universidad de Salamanca. Avenida Cardenal Cisneros 34 49029 Zamora. jnj@usal.es
2 Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca.
3 Calle Corregidor Caballero Lláñez 1, 1ºF. 37005. Salamanca.

Resumen: Con el objetivo de estudiar cómo influyen los procesos geológicos en el comportamiento mecánico de las arcillas sobreconsolidadas de origen continental, se han realizado varios ensayos de consolidación unidimensional sobre muestras reconstituidas, sedimentadas y naturales de las Arcillas del Viso. Cuando las muestras son sedimentadas artificialmente en el laboratorio, las arcillas adoptan una estructura que rigidiza su comportamiento mecánico y que desaparece al verse sometidas a presiones mayores a la de preconsolidación. Como consecuencia de los procesos postsedimentarios que han sufrido estos materiales, se observan importantes diferencias entre las curvas de consolidación de las muestras sedimentadas y las de las muestras naturales. Finalmente, la inflexión en las curvas de consolidación de las muestras naturales se produce a presiones que difícilmente pueden ser explicadas a partir de la máxima presión litostática actuante históricamente sobre las Arcillas del Viso (presión de preconsolidación).

Palabras clave: arcillas continentales sobreconsolidadas, compresibilidad, sedimentación, propiedades intrínsecas.

Abstract: *With the purpose of determining how geological processes affect the mechanical behavior of overconsolidated clays of continental origin, reconstituted, sedimented and natural samples of the Viso Clay have been studied under unidimensional compression. When sedimented, the clays adopt an structure which strength the soil, but its effect disappears with pressures higher than the preconsolidation pressure. Important differences are observed when comparing the sedimented consolidation line (SCL) obtained in laboratory with the SCL plotted with data from the natural samples, being interpreted as a consequence of the postsedimentary processes. Finally, yielding in the natural consolidation lines (NCL) occurs at pressures which cannot be related with the maximum lithostatic pressure over the Viso Clays.*

Key words: *overconsolidated clays, continental clays, compressibility, sedimentation, intrinsic properties.*

INTRODUCCIÓN

La Mecánica de Suelos ha demostrado a lo largo de las últimas décadas que el comportamiento mecánico de una arcilla se puede explicar a partir de su configuración microestructural, entendiendo ésta como el resultado de la reordenación de sus partículas y de las fuerzas de unión entre ellas que no sean friccionales (Burland et al., 1996; Chandler, 2000; Gasparre, 2005;…). Chandler y Cotecchia (2000) dividieron las microestructuras en dos grandes tipos: las sedimentarias y las postsedimentarias; las primeras son las que se forman durante o a continuación del depósito de la arcilla y se deben únicamente a procesos de consolidación unidimensional; cuando otros procesos posteriores modifican la estructura original se habla de microestructuras postsedimentarias. Dentro de estas últimas se incluyen los procesos de descarga, creep, …y todos los procesos diagenéticos en general.

Si los procesos postsedimentarios no son importantes y únicamente se ciñen a procesos de descarga, la arcilla graba en su respuesta mecánica ante procesos de compresión unidimensional lo que se denomina presión de preconsolidación (σ'_{vc}), que es la máxima presión efectiva que ha actuado a lo largo de la historia geológica y que se determina fácilmente en una curva edométrica aplicando el método de Casagrande; cuando son más relevantes los procesos post-sedimentarios, la σ'_{vc} estimada a partir de la historia geológica supuesta no coincide con la que resulta de aplicar el mencionado método, sino que resulta ser mayor. En estos casos es adecuado hablar de presión de fluencia (*Yield Stress*, σ'_{vy})(Burland, 1990), con un significado más mecánico que geológico y aplicable a la presión a partir de la cual la arcilla, debido a la compresión a la que se ve sometida, modifica su configuración microestructural y pasa a comportarse de manera plástica.

Gran parte de los estudios que comparan comportamiento mecánico e implicaciones microestructurales han tomado como punto de partida el trabajo de Burland (1990), donde se propone una metodología basada en comparar las propiedades de la

arcilla en su estado natural con las de su estado reconstituido; este último es resultado de la mezcla de arcilla con agua en una proporción entre una y dos veces su límite líquido. Los parámetros de una arcilla reconstituida se denominan intrínsecos, y se denotan con un asterisco acompañando a la simbología habitual. Son considerados parámetros inherentes a la propia naturaleza de la arcilla, ya que en ese estado la estructura interna es estable y no cambia pese a que se altere o modifique la muestra (Fearon y Coop, 2000).

Para poder comparar diferentes tipos de arcillas entre sí y también sus diferentes estados Burland (1990) introdujo el índice Iv (*void index*)(Ec. 1) para normalizar las curvas de consolidación. Si este índice se representa frente a la presión vertical efectiva (σ'_v) aplicada a lo largo de un ensayo de consolidación unidimensional se obtiene la línea de compresión intrínseca (*intrinsic compression line*, ICL); haciendo lo mismo con ensayos de muestras naturales, se obtiene la línea de compresión natural (*natural compression line*, NCL). Comparando ambas se puede explicar e incluso cuantificar las propiedades que la muestra natural presenta.

$$I_v = \frac{e - e^*_{100}}{e^*_{100} - e^*_{1000}} = \frac{e - e^*_{100}}{Cc^*}$$

ECUACIÓN 1. Parámetro *Iv: (e), índice de poros de una muestra bajo una determinada presión vertical efectiva; (e^*_{100}), índice de poros de la muestra reconstituida sometida a una presión vertical efectiva de 100 kPa; (e^*_{1000}), índice de poros de la muestra reconstituida sometida a una presión vertical efectiva de 1000 kPa; (Cc), índice de compresión.*

Aunque muchos autores han tomado como referencia las muestras reconstituidas y las naturales (Chandler y Cotecchia, 2000; Gasparre, 2005;…), otros han contemplado también un estado adicional, el de la muestra sedimentada en laboratorio (Stallebrass et al. 2007), de modo que es posible valorar también los efectos del proceso de sedimentación en la arcilla. En este caso, la línea que define la relación Iv con σ'_v se denomina línea de compresión sedimentada (*Sedimented Compression Line*, SCL).

La mayor parte de las arcillas que han sido estudiadas con la metodología presentada se formaron en ambiente marino, y son más escasas la referencias de arcillas de origen continental. Este trabajo pretende aportar nuevos datos sobre estas últimas, habiendo elegido como material de referencia las Arcillas del Viso (AV), pertenecientes a la Unidad de Arenas y Conglomerados del Viso (Nespereira, 2007; Yenes *et al.* 2012). Con ellas se han realizado ensayos de consolidación unidimensional en su estado natural, reconstituido y sedimentado en laboratorio, diseñando y construyendo para esto último una columna de sedimentación.

LAS ARCILLAS DEL VISO

Las AV afloran en la zona norte del entorno urbano de la ciudad de Salamanca, dentro del borde suroeste de la Cuenca del Duero, una cuenca terciaria de origen continental sometida a condiciones endorreicas hasta el Mioceo Medio. Las AV están incluidas dentro de la Unidad del Viso (Nespereira, 2007; Yenes et al., 2012), que marca el techo de la sucesión terciaria (Nespereira, 2007; Blanco y Nespereira, 2007), y que ha sido interpretada como la superficie de colmatación de la cuenca en esta zona, con una cota de 870 m. Mineralógicamente las AV están formadas por esmectitas e illitas principalmente, cuarzo, y en mucha menor proporción, caolinita, calcita y feldespato. Granulométricamente tienen contenidos en finos por encima del 55 %, y plasticidad variable: límite líquido entre 28 y 99 e índice de plasticidad entre 17 y 47.

METODOLOGÍA

En este trabajo se compara el comportamiento ante consolidación unidimensional de las AV en tres estados, reconstituido, sedimentado y natural, y se valora con la ayuda de las respectivas curvas edométricas - CEI, CES y CEN-, y líneas de compresión -ICL, SCL y NCL- el efecto de los procesos geológicos a los que han estado sometidas las AV.

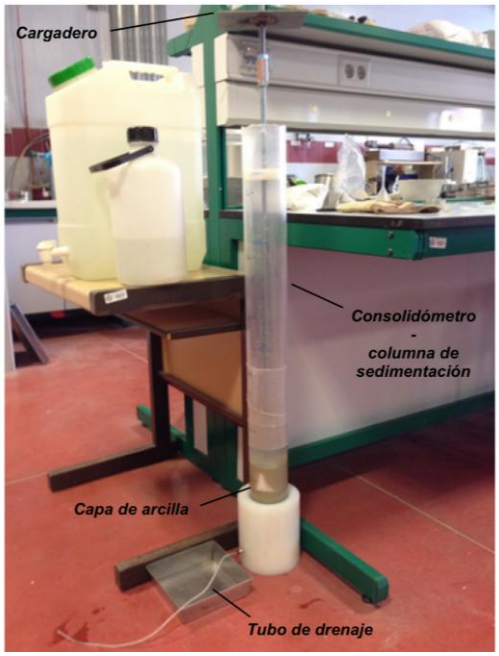


FIGURA 1. *Columna de sedimentación/consolidómetro constituida por un tubo de metacrilato de 94 mm de diámetro interno y una base maciza de teflón..*

Para el muestreo de las AV en su estado natural, en varios afloramientos del entorno de la ciudad de Salamanca se hincaron anillos de acero de cinco centímetros de diámetro y de al menos 4 centímetros de altura, envolviéndolos posteriormente en film transparente y trasladándolos a una cámara húmeda hasta el momento de su ensayo. Además se recogieron muestras alteradas para llevar a cabo ensayos de identificación y fabricar muestras reconstituidas y sedimentadas. Las primeras se prepararon de acuerdo a Burland (1990), mezclándolas con agua destilada en

una proporción de 1,5 el valor del límite líquido. Por otro lado, para las muestras sedimentadas se siguió la metodología desarrollada por Stallebrass et al. (2007), preparándose primero una mezcla de AV con agua destilada en una proporción del 1250 %, que se vertió a en la columna de sedimentación (Fig. 1). Tras tres días de reposo se preparó una nueva mezcla y se repitió el proceso. Más tarde, la arcilla fue sometida a cuatro escalones de consolidación (secuencia: 4, 11, 25 y 47 kPa), hincando finalmente en ella el anillo edométrico.

COMPRESIBILIDAD UNIDIMENSIONAL

En la representación convencional de las curvas de consolidación (Fig. 2) lo primero a señalar es su localización relativa entre ellas, de modo que las CES´s están a la derecha de las CEI´s – como resultado de la estructura generada por la reordenación de las partículas al sedimentarse- y las CEN´s cruzan a las demás, denotando ya su menor compresibilidad. Se observa también que las CEI´s siguen una trayectoria prácticamente lineal en toda su extensión, salvo en los primeros 50 kPa, mientras que en las CES´s y en las CEN´s hay dos tramos de distinta pendiente separados ambos por una zona de inflexión, algo menos definida en estas últimas. Los valores asociados a cada una de las curvas son Cc*=0,4 para las reconstituidas, Cc=0,62 para las sedimentadas, y Cc=0,29 para las naturales. El mayor Cc para las sedimentadas está asociado al proceso de convergencia que sufren las CES´s cuando se supera el punto de inflexión, y denota que la estructura que había adquirido por sedimentación la arcilla se destruye, haciendo que ésta tienda a comportarse como la reconstituida. Y lógicamente, son los procesos postsedimentarios los que deben explicar el reducido Cc para las muestras naturales. Éstas además, al pasar el punto de inflexión, no convergen hacia las CEI´s, lo cual también ha sido observado en otra arcillas como la London Clay (Gasparre, 2005).

En el caso de las CES´s, la presión de preconsolidación que se obtiene coincide, como *a priori* se espera, con la máxima aplicada durante el proceso de sedimentación en la columna. Aplicando también el método de Casagrande a las CEN´s, las presiones de preconsolidación están entre 250 y 780 kPa; si comparamos estos valores con los que a tenor de la historia geológica de la zona se podrían esperar (Tabla I), resultan ser superiores, de modo que para estas arcillas y en su estado natural, es más adecuado hablar de presión de fluencia más que de presión de preconsolidación.

En la Fig. 3 están representadas las ICL´s, SCL´s y las NCL´s. Al representar todos los ensayos realizados, los dos primeros tipos de líneas se superponen, existiendo en cambio algunas diferencias en el caso de las muestras naturales (NCL´s), y que podrían explicarse por heterogeneidades dentro de la unidad probablemente debidas a procesos geológicos sobreimpuestos distribuidos irregularmente. La posición relativa entre ICL´s y SCL´s se explica por la estructura más estable adquirida durante la sedimentación, que provoca que para un mismo índice de poros las muestras sedimentadas puedan soportar mayores presiones (Stallebrass et al. 2007). También en la misma figura (Fig. 3) se han representado los datos de σ'_{vo}- Iv para las muestras naturales; la localización de todos ellos a la izquierda de la ICL indica el carácter sobreconsolidado de las AV dado que según Chandler, (2000) esta es la ubicación típica para arcillas de este tipo. Sin embargo, y en contra de lo habitual en otras arcillas sobreconsolidadas (Chandler & Cotecchia 2000), Iv no muestra una tendencia decreciente al ir aumentando la presión vertical efectiva, lo que puede interpretarse también como consecuencia de procesos postsedimentarios irregulares.

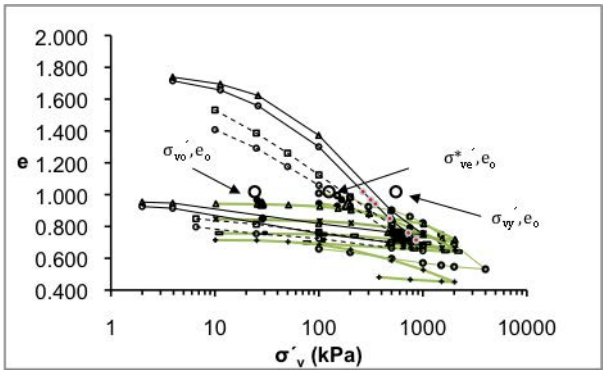


FIGURA 2. *Curvas edométricas para las AV. En trazo discontinuo, las intrínsecas (CEI´s); en trazo continuo las sedimentadas (CES´s); y en color verde las del estado natural (CEN´s). Los círculos señalados por flechas marcan la presión vertical efectiva in situ de una de las muestras (σ_{vo}´), su presión vertical equivalente en la ICL para un índice de poros e_o (σ_{ve}´), y su presión de fluencia (σ_{vy}´).*

Los grados de sobreconsolidación (OCR) obtenidos para las AV (Tabla I) son superiores a 9 excepto en un caso. Del mismo modo, el parámetro YSR (*Yield Stress ratio*) (Burland, 1990) es también elevado: por encima de 12 en la mayoría de muestras, y superior a lo que otras arcillas sobreconsolidadas muestran (Toddi Clay, en Burland, 1990; Pietraffita Clay en Burland et al., 1996).

Finalmente, para cuantificar mecánicamente el papel de la historia geológica se ha elegido el parámetro Sσ (sensibilidad tensional, *stress sensitivity*, $\sigma'_{vy}/\sigma^*_{ve}$´)(Chandler & Cotecchia, 2000), aplicándose a las muestras naturales. Descartando uno de los datos obtenidos por ser aparentemente anómalo, Sσ varía entre 1,6 y 4,4 para las muestras naturales, un rango mucho más amplio y con máximos mucho más elevados que los de otras arcillas sobreconsolidadas tanto de origen marino -como la London Clay (Gasparre, 2005), como continental - Toddi Clay (Burland, 1990) o Pietrafitta Clay (Burland et al., 1996)- y que podrían ser debidos a cementaciones presentes en las muestras naturales, pero eliminadas por el proceso de preparación de las muestras reconstituidas.

	VISO_NAT_1	VISO_NAT_2	VISO_NAT_24	VISO_NAT_47I	VISO_NAT_47II	VISO_NAT_222
z_{abs} (m) - z_{rel} (m)	845-1,5	845-1,5	830-1,5	845-1,5	845-1,5	850-5,7
σ'_{vo}(kPa) *in situ*	27	27	27	27	27	102,6
$\approx \sigma'_{vc}$ (kPa)	250	250	400	250	250	196,75
σ'_{vy} (*Yield stress*) (kPa)	325	550	400	775	780	250
σ'_{ve}*(kPa)	165	125	190	500	300	650
YSR / OCR = $(\sigma'_{vy}/\sigma_{vo})/(\sigma'_{vc}/\sigma_{vo})$	12,0/9,3=1,3	20,4/9,3=2,2	14,8/14,8=1	28,7/9,3=3,1	28,9/9,3=3,1	2,4/1,9=1,3
$S\sigma=\sigma'_{vy}/\sigma_{ve}$*	2,0	4,4	2,1	1,6	2,6	0,4

TABLA I. *Algunos datos medidos en las AV. (z_{abs}) Cota absoluta del punto de muestreo; (z_{rel}), profundidad de la muestra respecto a la superficie topográfica; (σ'_{vo}), presión vertical efectiva; (σ'_{vc}), máxima presión vertical efectiva estimada en base a la historia geológica de la zona, asumiendo para ello que este valor se obtiene al multiplicar la profundidad de la muestra por un peso específico sumergido de 10 kN/m^3; (σ'_{ve}), presión de fluencia que delimita el cambio de gradiente en la variación del índice de poros con la presión vertical efectiva; (YSR), Yield Stress Ratio, relación entre la presión de fluencia medida en la curva edométrica (σ'_{vy}) y la presión vertical efectiva in situ (σ'_{vo}); (OCR), grado de sobreconsolidación de una muestra; (Sσ), sensibilidad tensional, stress sensitivity. Para calcular σ'_{vo} se ha considerado un γ=18kN/m^3 y una presión de poros nula. La estimación de σ'_{vy} se ha hecho aplicando el método de Casagrande.*

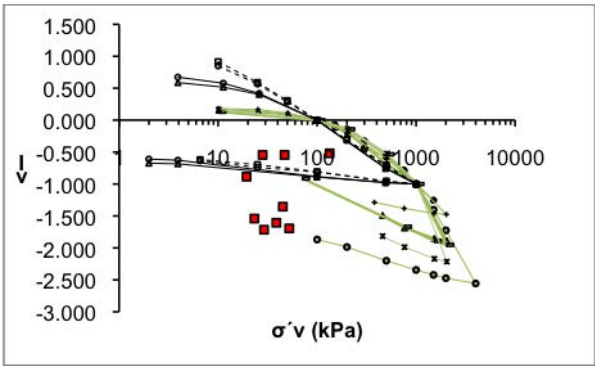


FIGURA 3. *Líneas de compresión de las AV. En trazo discontinuo, intrinsic compression lines (ICL´s); en trazo continuo, sedimented compression lines (SCL´s); en color verde, natural compression lines (NCL´s). Los puntos rojos representan la relación Iv -calculado a con el valor de índice de poros de la muestra in situ - frente a σ'_{vo}.*

CONCLUSIONES

El estudio comparativo de CEI, CES y CEN evidencia la importancia de los procesos de sedimentación y postsedimentarios en el comportamiento mecánico de las arcillas sobreconsolidadas de origen continental, que han impuesto para las AV un manifiesto aunque irregular refuerzo de su estructura, por encima de lo que supondría únicamente la acción de la presión litostática soportada, y más intenso que lo que es habitual en otras arcillas sobreconsolidadas.

En este tipo de materiales las inflexiones en las CEN´s no se producen a las presiones estimadas a partir de la historia geológica, de modo que resulta más adecuado hablar de presión de fluencia para definir el cambio de gradiente en la deformación asociada a los procesos de consolidación unidimensional.

REFERENCIAS

Blanco, J.A. y Nespereira, J. (2007): Cartografía del entorno urbano de la ciudad de Salamanca. En: *Contribuciones al Estudio del Periodo Cuaternario (J. Lario y P.G. Silva, eds.)*, pp. 17-18. Aequa, Ávila.

Burland, J.B. (1990): On the compressibility and shear strength of natural clays. *Géotechnique*, 40(3): 329–378.

Burland, J.B., Rampello, S., Georgiannou, V.N. y Calabresi, G. (1996): A laboratory study of the strength of four stiff clays. *Géotechnique*, 46(3): 491–514.

Chandler, R.J. (2000): The Third Glossop Lecture Clay Sediments in Depositional Basins: the Geotechnical Cycle. *Quarterly Journal of Engineering Geology & Hydrogeology*, 33(1): 7–39.

Chandler, R.J. y Cotecchia, F. (2000): A general framework for the mechanical behavior of clays. *Géotechnique*, 50 (4): 431–447.

Fearon, R.E. y Coop, M.R. (2000): Reconstitution: what makes an appropriate reference material? *Geotechnique*, 50 (4): 471-478.

Gasparre, A. (2005): Advanced laboratory characterization of London Clay. Tesis Doctoral. Imperial College de Londres. 523 pp.

Nespereira, J. (2007). Estudio, definición y cartografía de unidades geotécnicas en un entorno urbano: Salamanca y su zona de expansión. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. 518 pp.

Stallebrass, S., Atkinson, J. & Masin, D. (2007): Manufacture of samples of overconsolidated clay by laboratory sedimentation. *Géotechnique*, 57 (2): 249–253.

Yenes, M., Nespereira, J., Blanco, J.A., Suárez, M., Monterrubio, S., Iglesias, C. (2012): Shallow foundations on expansive soils: a case study of the El Viso Geotechnical Unit, Salamanca, Spain. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 71: 51–59.

Modelando el comportamiento de macizos rocosos ante efectos antrópicos. Colapso de cavidades en el área periurbana de Málaga

Modelling the anthropogenic effect on rock massif behavior. Cave Collapsing processes in the neighborhood of the Málaga town

J.M. Azañón[1,2], E. Puertas[3], F. J. Martínez-Moreno[4], J. Galindo-Zaldivar[1,2], L. González-Castillo[1], C. Ureña[5] y R. Gallego[3]

1 Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada, jazanon@ugr.es, jgalindo@ugr.es, cgunieto@ugr.es, lgcastillo@ugr.es
2 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Granada. fjmoreno@fc.ul.pt
3 Departamento de Mecánica de Estructuras e Ingeniería Hidráulica, E.T.S. Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad de Granada, 18071 Granada, epuertas@ugr.es, gallego@ugr.es
4 IDL-Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Campo Grande, Ed. C8, Lisboa, Portugal, fjmoreno@fc.ul.pt
5 Ingeniero Senior. Dpto. de Geotecnia, AECOM, Reino Unido, cgunieto@gmail.com

Resumen: Este trabajo presenta un ejemplo en el cual un análisis 3D mediante elementos finitos es esencial para entender los procesos superficiales ocurridos en un macizo rocoso urbanizado (Cerro del Candado, Málaga). El área de estudio es una pequeña colina de forma elíptica en planta (700x400 m) situada al E de Málaga. La principal peculiaridad de esta colina es que estuvo sometida a diversas actividades extractivas de origen antrópico en los últimos años. El 11 de Septiembre del año 2000, una cavidad colapsó (aprox. 100 m^3de volumen). La aplicación de un modelo de elementos finitos en 3D muestra que el talud excavado en la cara E del Cerro para hacer la Ronda Este de Málaga produce un cambio en el estado tensional de la colina. Las tensiones verticales cambian de compresión a tensión produciendo la eliminación del efecto bóveda. Las deformaciones obtenidas por el modelo de elementos finitos se correlacionan perfectamente con las deformaciones superficiales, constatables en las grietas, desplazamientos de los hitos topográficos y el análisis fotográfico antes y después del colapso. Por tanto, se confirma que el deslizamiento superficial que afectó al residencial Montegolf fue causado por el colapso de la cavidad.

Palabras clave: Modelado 3D, efectos antrópicos, control de deformación

Abstract: *This work presents an example in which 3D analysis carried out by finite elements methods becomes essential to understand the surface processes occurred in an urbanized rock massif (Cerro del Candado, Malaga). The studied area is a small hill of elliptical shaped plan (700x400m) located to the East of Malaga Town. As a main peculiarity of this hill, it was intensively undergone human activity in recent years. On September 11th, 2000, the collapse of a cavity (100m^3 in volume) took place. The application of a 3D finite elements model showed that the highway slope digged in the Eastern face of the mount produced a change in the tensional state inside the hill. Vertical stresses shifted from compression to tension eliminating the vault effect. The ground strains due to collapse of the cavity and obtained by the finite elements model were accurately related to the mapping of cracks on the surface, the sinking of topographical landmarks (located on the top of the mountain) and the photographic analysis (captures before and after the collapse). Thus it is confirmed that the surface sliding which affected the residential house Montegolf was caused by the collapse of a cavity inside the mount.*

Key words: *3D modelling, Anthropic effects, Deformation control*

INTRODUCCIÓN

El efecto antrópico en los procesos geológicos superficiales se hace especialmente patente en las inestabilidades de ladera. La realización o modificación de laderas y taludes es la causa de numerosas patologías en infraestructuras lineales. Por otra parte, también es frecuente que la explotación minera produzca modificaciones relevantes, tanto por excavación como por sobrecarga, en la distribución de tensiones en el terreno, induciendo procesos o estructuras superficiales que tienen incidencia en el medio. En este trabajo se presentan datos y se realiza una modelización que demuestran que el efecto antrópico puede desencadenar colapsos del terreno, flujos de derrubios y otros procesos superficiales de consideración. Para lo cual, se presenta un modelo de elementos finitos del Cerro del Candado (Málaga) cuyo objeto es evaluar la incidencia, en el comportamiento de un macizo rocoso, que puede tener la realización de un desmonte. Se analizará el efecto que tendría en la distribución de tensiones del monte y en que medida

afectó esa variación tensional en el colpaso del Cerro del Candado.

LA HISTORIA DEL CERRO DEL CANDADO

El Cerro del Candado es un pequeño monte de planta elíptica (700 x 400 m) situado en la provincia de Málaga, 8 kilómetros al E del centro de la ciudad. La base del monte está a 65 m por encima del nivel del mar y su cota máxima está a 125 m. La principal peculiaridad de este monte es la intensa actividad antrópica que ha padecido en los últimos años. El 11 de septiembre de 2000 se produjo un colapso en el interior del Cerro que provocó la destrucción de dos viviendas y el desalojo, por patologías severas, de toda una urbanización construida en su cara oeste (Fig.1).

FIGURA 1. *Mapa geológico y foto aérea en la que se localiza la Urbanización Montegolf del Cerro del Candado.*

Las intervenciones desarrolladas en el medio físico que habrían influido en los fenómenos ocurridos son una explotación minera de yeso que estuvo activa hasta la década de los años 60, la urbanización de 30 viviendas en su cara oeste durante el año 1988 y la construcción de la ronda Este de Málaga entre los años 1990 y 1992. El desmonte para la construcción del talud de la autovía desencadenó diferentes inestabilidades de ladera entre los años 1993 y 2000. La Figura 2 muestra el área que ocupa la cavidad minera, detectada a partir de un análisis microgravimétrico de alta precisión (Martínez-Moreno et al., 2016).

MODELIZACIÓN DEL CERRO DEL CANDADO

En el Cerro del Candado afloran materiales jurásicos y triásicos del Complejo Maláguide (Dominio de Alborán). La secuencia estratigráfica que puede reconocerse en un corte N-S del monte está constituida por unas calizas y dolomías que descansan sobre arcillas rojas, limolitas y margas con intercalaciones de conglomerados, areniscas y yesos. Esta secuencia está afectada por pliegues de gran radio y por fallas extensionales de alto ángulo de dirección N70ºE. En el interior de cerro también existen cavidades de pequeño tamaño producidas probablemente por karstificación y disolución de yeso.

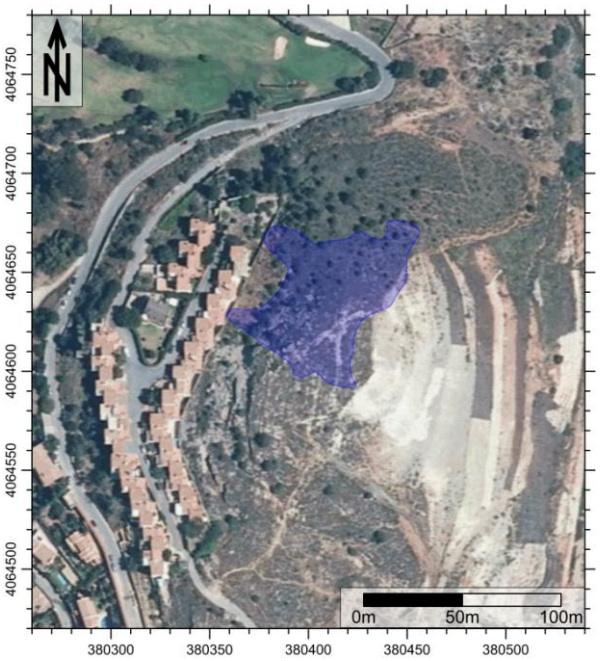


FIGURA 2. *Imagen del Cerro del Candado en la que se puede apreciar la superficie de la principal cavidad minera y el aspecto actual del talud de la autovía tras las intensas modificaciones de su perfil realizadas en los últimos 10 años.*

Para la definición de la geometría se realizó un levantamiento de las curvas de nivel existentes en la cartografía de la zona, transformándolo convenientemente en formato ACIS para su integración en el programa de elementos finitos ABAQUS. Se consideró la existencia de la explotación minera en el modelo ubicando una cavidad de forma esférica de 10 m de diámetro que representa la sala final.

El comportamiento de los materiales se supone elástico, requiriendo los parámetros un módulo de deformación y coeficiente de Poisson para su definición (Tabla I).

MATERIAL	E (kp/cm2)	□
1. Calizas y dolomías	30000	0.20
2. Limos y margas	1000	0.35
3. Areniscas y arcillas	15000	0.25
4. Yesos	2500	0.30
5. Pizarras	40000	0.25

TABLA I. *Módulo de deformación y coeficiente de Poisson de los materiales introducidos en el modelo.*

Las condiciones de contorno empleadas han consistidio en considerar nulos los desplazamientos horizontales de los bordes laterales. Por otra parte, los movimientos horizontales y verticales también son considerados nulos en el límite inferior.

El modelo empleado utiliza una ley constitutiva simplificada (elástica-lineal) que le resta predicción en cuanto a las magnitudes absolutas se refiere. Sin embargo, la modelización geométrica y la distribución de los materiales es fidedigna por lo que los cambios tensionales son representativos de lo que puede ocurrir en la realidad.

El proceso de cálculo consistió en tres fases distintas:

Fase 1: Peso Propio

Se realiza para obtener las tensiones iniciales existentes en el macizo rocoso suponiendo un peso específico único para todos los materiales de valor 2.3T/m3.

Fase 2: Desmonte

Se analiza el cambio de tensiones en el macizo producido por la realización del desmonte de la carretera.

Fase 3: Colapso

Se analiza el cambio de tensiones producido al suponer el colapso de una cavidad existente. Para ello se supone una reducción del 5% en el diámetro de la cavidad.

RESULTADOS

La malla de elementos finitos resultante para el estudio tridimensional la componen 290183 elementos tetraédricos de cuatro nodos (Fig. 3). Está formada por 58746 nodos.

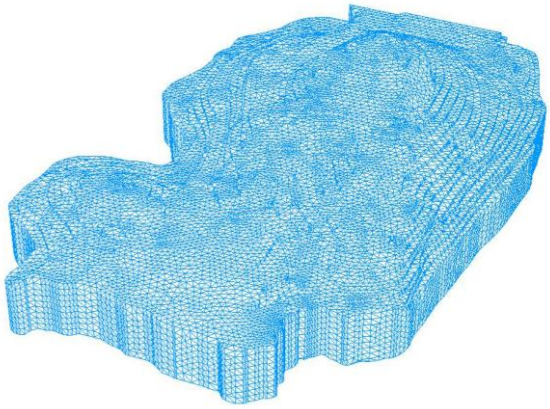


FIGURA 3. *Malla 3D realizada en Abacus para el cálculo mediante elementos finitos del comportamiento del Cerro del Candado.*

Se obtuvieron las tensiones horizontales en la dirección de la sección, las tensiones tangenciales y la tensión de Tresca. Ésta última se define como la máxima diferencia entre las tensiones principales. También se midieron los desplazamientos horizontales en la dirección de las secciones y el desplazamiento vertical. Todo ello para cuatro secciones (E-W) en las proximidades de las viviendas y en cada una de las fases de estudio consideradas (Figs. 4, 5 y 6), siendo el corte 2 aquel que recoge las tres acciones consideradas (urbanización, cavidad y desmonte).

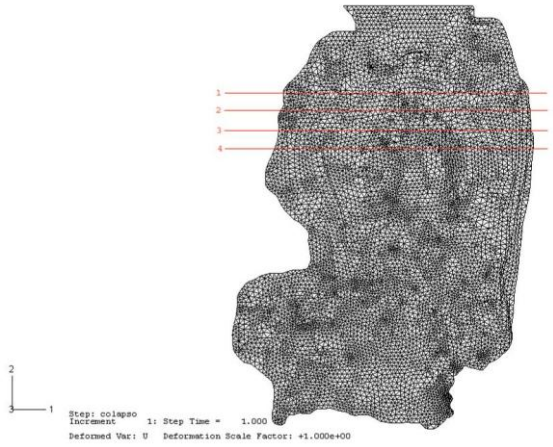


FIGURA 4. *Malla 3D y secciones para el análisis del comportamiento tensional del Cerro del Candado.*

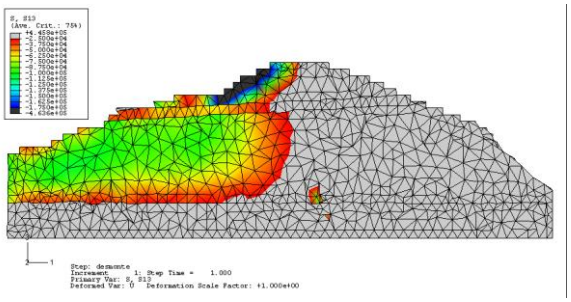


FIGURA 5. *Distribución de la tensión de tresca en el corte 2 únicamente con el peso propio.*

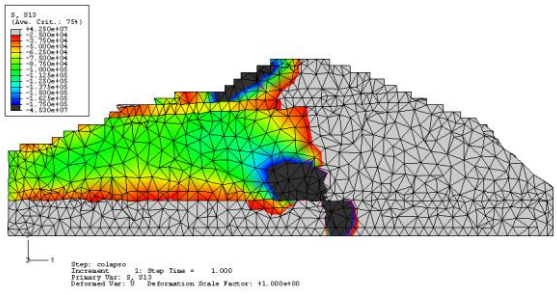


FIGURA 6. *Distribución de la tensión de tresca en el corte 2 únicamente con el peso propio.*

Posteriormente se representaron gráficamente esos resultados en la vertical de la urbanización (Fig.7).

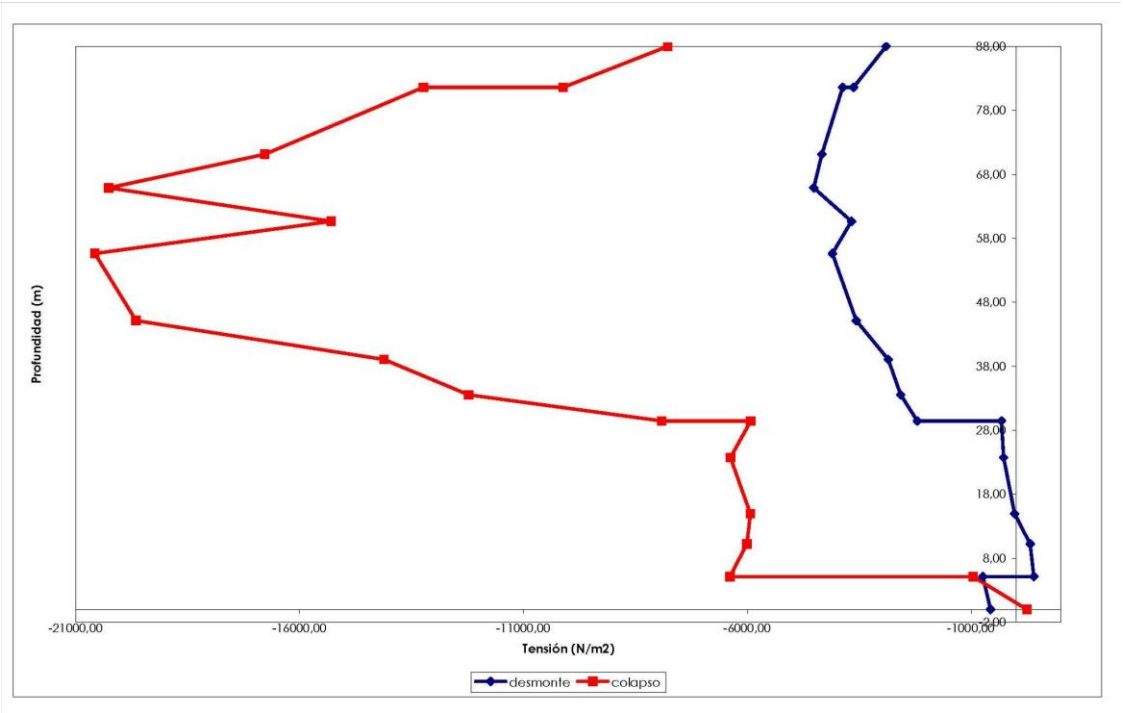


FIGURA 7. *Evolución de la tensión de tresca (componente vertical) en la vertical de la urbanización Montegolf.*

CONCLUSIONES

Teniendo en consideración la estratificación del Cerro del Candado y las propiedades asignadas a dichos materiales y considerando las fases de análisis presentadas, se puede concluir que:

- El análisis 3D refleja una redistribución de tensiones debidas a efectos tridimensionales que no quedan reflejadas en los modelos 2D realizados con software comercial (Plaxis, Phase, etc.).
- El estudio tridimensional del problema permite discernir que el desmonte provocó cambios tensionales en todo el macizo y en particular, bajo la urbanización.
- Además, el desmonte provoca notables cambios tensionales en la cavidad pre-existente. Es significativo que para cotas cercanas y por encima de la cavidad, estas tensiones pasan de compresión a tracción.
- Al producirse el colapso de la cavidad, los cambios tensionales son mucho más acusados en todo el modelo, incluyendo la zona bajo la urbanización.

Las deformaciones obtenidas por el modelo de elementos finitos se correlacionan perfectamente con las deformaciones superficiales, constatables en las grietas, desplazamientos de los hitos topográficos y el análisis fotográfico antes y después del colapso. Por tanto, se confirma que el deslizamiento superficial que afectó al residencial Montegolf fue causado por el colapso de la cavidad. Los modelos 3D de elementos finitos confirman que el la excavación realizada para ejecutar el talud de la autovía y las subsecuentes inestabilidades de dicho talud fueron el principal factor condicionante del colapso.

Lo anteriormente expuesto implica que la pérdida de confinamiento lateral, inducida por la excavación del talud, puede considerarse el factor desencadenante de la alteración del estado tensional de esta colina. Cavidades, similares a las del Cerro del Candado, producidas por la explotación de yeso son comunes en la periferia oriental de la ciudad de Málaga. El crecimiento urbano de la última década ha forzado a ocupar estas áreas que podrían tener un riesgo inherente de colapso.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer a Felipe Romero toda la información facilitada sobre el Cerro del Candado. También desear agradecer al Ministerio de Economia y Competitividad la financiación a través del proyecto I+D Topobética CGL2011-29920.

REFERENCIAS

ABAQUS/Standard User's Manual, Hibbit, Karlsson & Sorensen, Inc. Ver. 6.4.

ABAQUS/CAE User's Manual, Hibbit, Karlsson & Sorensen, Inc. Ver. 6.4.

Martínez-Moreno, F.J., Galindo-Zaldívar, J., González-Castillo, L. y Azañón, J.M. (2016): Collapse susceptibility map in abandoned mining areas by microgravity survey: A case study in Candado hill (Málaga, southern Spain), *Journal of Applied Geophysics*, 130, 101-10.

Parámetros de resistencia al corte de las formaciones limo-arenosas de los Cabezos de Huelva

The shear strength parameters of sandy-silty formations in the "Cabezos" of Huelva

M. De la Concepción[1], E. García-Navarro[1] y M.A. Camacho[1]

1 Dpto. Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva 21007.
huelva.manu.05.10@hotmail.com navarro@uhu.es; manuel.camacho@dgeo.uhu.es

Resumen: *En este trabajo se presentan los resultados de la resistencia al corte de muestras de suelos pertenecientes a las Formaciones "Arenas Huelva-Bonares", constituidas por materiales areno-limosos. Estos materiales afloran en las zonas topográficamente más elevadas de la ciudad de Huelva, denominándose "cabezos de Huelva". Se realizaron ensayos de identificación y estado de las muestras, así como se determinó la resistencia de pico en ensayos de Corte directo drenados. Al ser suelos sobreconsolidados, para el cálculo de los valores efectivos de Cohesión (C') y Ángulo de fricción interna (Ø'), en los ensayos de corte directo se han usado esfuerzos normales por debajo y por encima de la Presión de Preconsolidación (Pc'). Se ha observado un comportamiento mecánico diferente para esfuerzos normales por debajo y por encima de valores próximos a esta Pc', lo que se recomienda tener en cuenta en los análisis de estudios de estabilidad para potenciales deslizamientos en los cabezos onubenses. Esta Pc' ha sido calculada a partir de ensayos edométricos de consolidación en laboratorio y a partir de la carga litostática aportada por los materiales geológicos suprayacentes.*

Palabras clave: *Formaciónes "Arenas de Huelva-Bonares", Ensayo de corte directo drenado, Presión de Preconsolidación, Cohesión, Ángulo de fricción interna.*

Abstract: *This project presents the results of the shear strength in soil samples belonging to the "Huelva-Bonares sands" Formations, which are made of sandy-silty materials. These materials cause the largest topographical slopes of the city, known as "Cabezos de Huelva". Some identification and sample status tests have been carried out, and the fracture resistance has been calculated by drained Direct Shear tests. Since the soils are overconsolidated, normal stresses above and below the Preconsolidated Pressure (Pc') have been used in the Direct Shear tests to determine the Cohesion (C') and the Angle of internal friction (Ø'). This is a mechanical behaviour limit of the soils that must be considered in the sliding stability researches in the "cabezos" of the city. This Pc' has been determined by laboratory consolidation tests and the lithostatic pressure that the overlying geological materials produce.*

Key words: *"Huelva-Bonares sands" Formations, drained direct shear test, Preconsolidation Pressure, cohesion, internal friction angle.*

INTRODUCCIÓN

En Ingeniería Geológica, para determinar la estabilidad de un talud en suelos, se realiza un análisis matemático en el que se tienen en cuenta la mayoría de los factores que le afectan: geometría del talud, geología, flujo de agua, parámetros mecánicos de los suelos, etc. Con ello, se determina el Factor de Seguridad del talud considerando superficies probables de falla. En el caso del análisis de estabilidad de laderas naturales se realizan análisis similares.

Para modelizar matemáticamente la rotura se asume que los suelos se comportan de acuerdo con la teoría clásica de Fracturación de Coulomb, a partir de la cual se definen los parámetros intrínsecos del suelo de Cohesión (C) y Ángulo de Fricción (Ø). Estos parámetros según el citado criterio obedecen a la ecuación de una línea recta representada en el espacio de Mohr ($\tau = \sigma \tan Ø + C$), donde τ es el esfuerzo de cizalla o resistencia al corte de un plano de rotura y σ es el esfuerzo normal sobre dicho plano. Para obtener la línea de fracturación pueden realizarse ensayos de Corte Directo.

Cuando se realizan estudios sobre la estabilidad de laderas naturales es frecuente considerar que las condiciones de rotura se producirán a bajas presiones litostáticas y por tanto la resistencia a la cizalla deberá de calcularse en ensayos en los que las muestras se sometan a un rango de esfuerzos normales bajos (σ<100kPa) (Selby, 1993; Suárez Díaz, 1998). Por otro lado, otros autores (por ejemplo Duncan, 2014), describen que la resistencia al corte de los suelos en función de su grado de consolidación. Para los suelos normalmente consolidados la resistencia al corte en un

ensayo de Corte directo (resistencia crítica), quedaría definida por una línea recta en el espacio de Mohr que pasa por el punto de cohesión igual a cero. Para los ensayos realizados en suelos sobreconsolidados, se obtienen dos valores de resistencia, una para esfuerzos bajos (valores de esfuerzo normal por debajo de la presión de preconsolidación) donde los puntos obtenidos pueden ajustarse a una recta con diferente pendiente que para valores de esfuerzos normales altos (valores de esfuerzos efectivos normales por debajo de la Presión de Preconsolidación), que se ajustan a la línea de resistencia crítica.

En este trabajo se presentan los resultados de resistencia al corte de pico obtenidos en ensayos de Corte Directo drenados de los suelos sobreconsolidados de las formaciones geológicas de las "Arenas de Huelva-Bonares" (Civis et al., 1987) que afloran en el "Cabezo del Conquero" de la ciudad de Huelva. Estos suelos, constituyen en algunas zonas, laderas que quedan afectadas con frecuencia por deslizamientos en épocas lluviosas (García-Navarro et al, 2011).

MARCO GEOLÓGICO

En la Figura 1, se muestra el mapa geológico de la zona urbana de Huelva. En ella se observan los diferentes materiales que afloran.

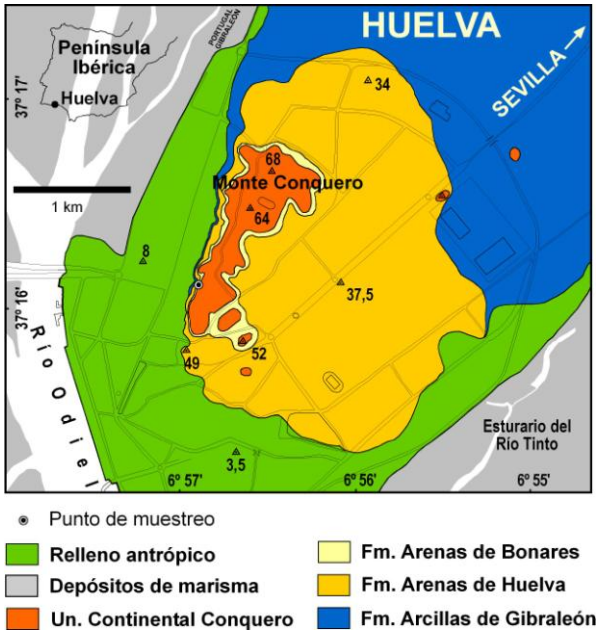


FIGURA 1. *Mapa geológico de la ciudad de Huelva con la localización de la zona de muestreo.*

En la ciudad de Huelva afloran diferentes formaciones sedimentarias neógenas relacionadas con la evolución tectono-sedimentaria del margen septentrional de la Cuenca del Guadalquivir (Fig. 1). De muro a techo son: Formación "Arcillas de Gibraleón" (Civis et al., 1987) constituida por arcillas y margas masivas; Formaciones "Arenas de Huelva-Bonares" (Civis et al., 1987) consistentes en una secuencia limo-arenosa granocreciente hacia techo y con alta concentración de niveles de conchas de moluscos y, por último, la Unidad Continental Conquero (Bosch-Montoro et al., 2006) formada por gravas interdigitadas con arenas de tamaño de grano medio-muy grueso y arcilla. Sobre dichos materiales se han depositado recientemente los sedimentos holocenos del relleno estuarino de la desembocadura de los ríos Tinto y Odiel.

Así pues, los "cabezos" onubenses forman desniveles topográficos coronados en la parte alta por los conglomerados de la Unidad Continental Conquero, e inmediatamente por debajo de ellos, sen encuentran los materiales arenosos y limo-arenosos de las formaciones "Arenas de Huelva-Bonares". En la base de los taludes que configuran las laderas de los "cabezos" se encuentra un importante nivel de arcillas, correspondiente a la Formación "Arcillas de Gibraleón"

METODOLOGÍA

Para determinar las propiedades mecánicas de los materiales analizados en este trabajo se han realizado ensayos de laboratorio sobre muestras alteradas e inalteradas de las formaciones areno-limosas. Por un lado se han obtenido los parámetros geotécnicos de identificación y estado de los materiales usando los criterios establecidos en las normas UNE (AENOR, 1999). Y por otro lado, se han calculado las propiedades resistentes a partir de ensayos de laboratorio de corte directo drenados en muestras inalteradas de 6x6 cm (UNE: 103401:98 en AENOR, 1999). Con estos ensayos se han obtenido los parámetros efectivos de resistencia de pico, para poder determinar, a través de su representación en el Espacio de Mohr, los valores de Cohesión (C‟) y Ángulo de rozamiento interno (Ø‟). Se han realizado ensayos de Corte Directo utilizando esfuerzos normales superiores e inferiores a la Presión de Preconsolidación (Pc‟) del material. Para el cálculo de la Pc‟ se han realizado ensayos edométricos de consolidación de las muestras.

Aunque el método habitual en el cálculo de la Pc‟ a partir de curvas edométricas es el método de Casagrande (1936), se han contrastado los resultados con los métodos expuestos en Grozic et al. (2003): Pacheco Silva (1970), Butterfield (1979), Oikawa (1987) y Onitsuka et al. (1995). Se ha tomado como valor de Pc‟ para cada curva de consolidación, la media de los datos obtenidos por los diferentes métodos mencionados, siendo el error considerado la desviación estándar de los mismos.

PROPIEDADES GEOTÉCNICAS DE LOS MATERIALES

Las formaciones limo-arenosas de los cabezos de la ciudad de Huelva presentan un incremento progresivo de finos de techo a muro, variando el porcentaje de finos desde un 36.3% en la parte superior, hasta un 87.6% en la parte baja. El límite líquido (WL) oscila entre un 24.57 y 29.86%, variando el IP entre 4 - 10. En general, se trata de arenas finas limosas o mezcla de arcillas y limos de baja plasticidad cuya clasificación según USCS, corresponde a suelos del tipo CL, CL-ML o CL-ML. El peso específico seco (γ_d) de las muestras oscila entre 14.3 kN/m^3 y 16 kN/m^3, el índice de poros (e_0) entre 0.77 y 0.58 y el peso específico de las partículas sólidas (G) entre 2.54 y 2.66. El valor medio del peso específico aparente (γ_{ap}) es de 18.93 kN/m^3 (García-Navarro et al., 2011).

En la Tabla I se muestran los datos representativos medios de las muestras que se han ensayado en para la realización de este trabajo.

% Finos	Clasificación U.S.C.S.	γ_d (kN/m^3)	γ_{ap} (kN/m^3)	G	e_0
64	CL-ML	15,50	18,9	2,62	0,56

TABLA I. *Propiedades Geotécnicas medias de las muestras ensayadas en este trabajo*.

CÁLCULO DE LA PRESIÓN DE PRECONSOLIDACIÓN

Desde un punto de vista geológico y atendiendo a la secuencia estratigráfica en el punto de muestreo (Fig. 1) se ha estimado que la potencia de materiales suprayacentes llegaron a alcanzar 12 metros, de los cuales los 2 metros superiores están constituidos por gravas de la Unidad Continental Conquero y por debajo se encuentran 10 metros de la formación limo-arenosa. Teniendo en cuenta los γ_{ap} de los materiales se ha estimado una Pc‟ aproximada de 230 kPa

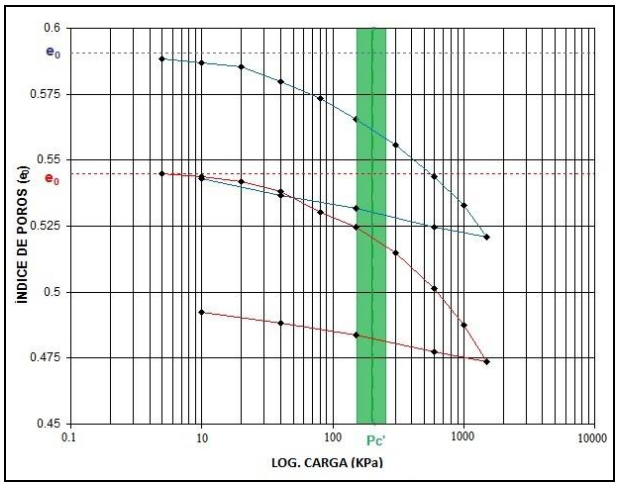


FIGURA 2. *Ensayo edométrico para dos muestras inalteradas de las formaciones "Arenas de Huelva-Bonares", con su respectivo valor de Pc'. La zona verde representa el valor de Presión de preconsolidación - Pc' calculada y así como el rango de desviación estándar.*

Para obtener otros datos de la Pc‟, se han realizado también dos ensayos edométricos de dos muestras diferentes (Fig. 2). A partir de estas curvas edométricas y usando los métodos descritos anteriormente, se obtuvo una Pc'= 200 ± 50 kPa (Fig. 2).

RESULTADOS DE ENSAYOS DE CORTE DIRECTO DRENADOS

Cuando se intenta hacer el ajuste de la línea de fracturación en el Espacio de Mohr con los datos obtenidos de las muestras ensayadas en los ensayos de Corte Directo drenados (Fig. 3), se obtienen dos líneas con pendientes diferentes. Para esfuerzos normales menores a 100-150 kPa los puntos representados se ajustan a una recta con una C‟= 18 kPa y un Ø‟ = 15.2º, mientras que para esfuerzos normales mayores, el ajuste de los puntos se obtiene para una C‟= 0 y un Ø‟ = 27.6º.

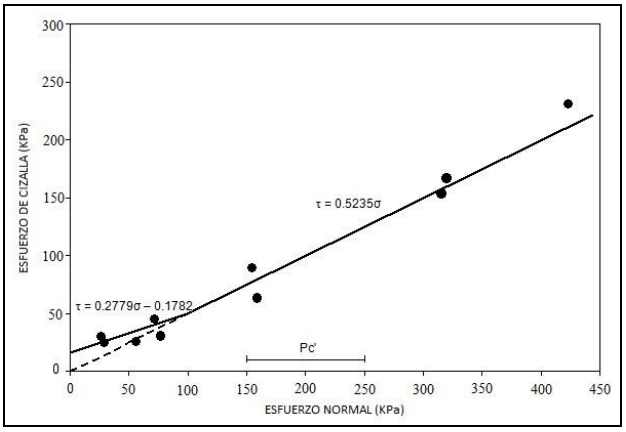


FIGURA 3. *Representación en el Espacio de Mohr de los resultados obtenidos en los ensayos de Corte Directo.*

El cambio de pendiente de la línea de fracturación es atribuido a que las muestras por debajo de la Pc‟ se comportan como suelos sobreconsolidados con una cohesión determinada, mientras que las muestras por encima de tal presión se comportan como suelos normalmente consolidados y sin cohesión (Duncan et al., 2014).

Varios deslizamientos ocurridos en los cabezos onubenses, permitieron llevar a cabo un análisis retrospectivo de estabilidad (García-Navarro et al., 2011), en el que se obtuvieron cohesiones efectivas próximas a 20 kPa y un ángulo de fricción interna próximo a 17º. Estos datos son bastante coherentes con

los obtenidos en este trabajo para el tramo de la línea de fracturación en el que se han aplicado esfuerzos normales bajos por debajo de 100-150 kPa (inferiores a la Pc‟)

CONCLUSIONES

En este trabajo se presentan datos de resistencia al corte de muestras de las formaciones geológicas "Arenas de Huelva-Bonares" que afloran en las laderas onubenses de los "Cabezos de El Conquero". Estos suelos se pueden clasificar como sobreconsolidados, estimándose, mediante ensayos edométricos, en el punto de muestreo de este trabajo una Pc‟ de 200 ± 50 kPa, dato que es coincidente con el obtenidos según la secuencia geológica.

La resistencia al corte de pico, calculada en ensayos de corte directo drenados, arroja resultados distintos al utilizar esfuerzos normales por debajo y por encima de 100-150 kPa (inferiores y superiores a la Pc‟).

Para esfuerzos normales superiores a 100-150 kPa los datos obtenidos en los ensayos de corte directo, se ajustan a valores de C‟=0 kPa y un Ø‟ = 27.6º.

Para esfuerzos normales inferiores, el comportamiento mecánico se ajusta a un suelo sobreconsolidado, al no haberse superado la Pc‟ (200 ± 50 kPa), siendo los valores de ajuste para C‟=18 kPa y un Ø‟ = 15.2º. Estos últimos resultados son coherentes con los valores de C‟ y Ø‟ obtenidos en el análisis retrospectivo de varios deslizamientos ocurridos en esta zona, por lo que se propone tener en cuenta este tipo de análisis al realizar estudios de estabilidad de deslizamientos en los cabezos onubenses.

REFERENCIAS

AENOR (1999): *Geotecnia. Ensayos de campo y laboratorio*. AENOR, N.A. 71.970, 385 p.

Bochs-Montoro, A., Camacho, M.A., García-Navarro, E. y Alonso-Chaves, F.M. (2006): Características geotécnicas de los suelos de la ciudad de Huelva: parámetros de identificación y ensayos de consolidación. *Geogaceta*, 39: 79-82.

Civis, J., Sierro, F., González, J., Flores, J., Andrés, I., Porta, J. y Valle, M. (1987): El Neógeno marino de la provincia de Huelva: Antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. *En: Paleontología del Neógeno de Huelva,* (J. Civis, Ed), Unv. Salamanca, 9-21.

Duncan J. M., Wright S.G. y Brandon T.L. (2014): *Soil Strength and Slope Stability.* Ed. Wiley. 336 p.

García-Navarro, E., Camacho, M.A., Morales, J.A. y Alonso-Chaves, F.M. (2011): Análisis de estabilidad en taludes arenosos: deslizamientos en los "cabezos" de Huelva. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 24 (1-2): 101-115.

Grozic, J.L.H., Lunne, T. y Pande, S. (2003): An oedometer test study on the preconsolidation stress of glaciomarine clay. *Canadian Geotechnical. Journal,* 40: 857-872.

Selby, M. J. (1993): *Hillslope materials and processes.* Oxford University Press. 466 p.

Suárez Díaz, J. (1998): *Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales. Instituto de Investigaciones sobre Erosión y Deslizamientos,* Ingeniería de Suelos Ltda. 541p.

Auscultación geotécnica de un deslizamiento: el caso de Pandenes (Asturias, España)

Geotechnical monitoring of a landslide: a case study of Pandenes (Asturias, Spain)

L.M. Díaz-Díaz[1], C. López-Fernández[1]y L. Pando[1]

1 Dpto. Geología, Universidad de Oviedo33005Oviedo. lmdiaz@geol.uniovi.es

Resumen: Este trabajo analiza las causas de las patologías que presentan varias viviendas de la localidad de Pandenes (oriente de Asturias), principalmente consistentes en el desarrollo de fisuras y rotaciones en los cerramientos. Estasedificacionesse asientan en una ladera con 20-25º de pendiente en la que afloran margas y arcillas permotriásicas, a las que habitualmente se asocian problemas geotécnicos relativos a la estabilidad de taludes, fallos en las cimentaciones, etc. Para caracterizar geológica y geotécnicamente la ladera se efectuaron seis sondeos y seis pruebas penetrométricas, en las cuales se efectuó un control del nivel freático; cuatro de los sondeos se adaptaron para efectuar medidas inclinométricas encaminadas a detectar un potencial deslizamiento. Asimismo, para determinar posibles rotaciones en los muros de las edificaciones con daños, se instalaron ocho clinómetros de superficie. Toda la información fue integrada en una base de datos SIG, en la que se desarrollaron además los oportunos modelos digitales del terreno. Los datos aportados por los equipos de auscultación revelan la existencia de una superficie de deslizamiento situada a una profundidad aproximadade entre 6 y8 m, que afecta principalmente al nivel de alteración del sustrato. Dicho movimiento, que presenta una velocidad media de 0,3mm/mes, sería el responsable de los asientos diferenciales que, a su vez,ocasionan las patologías observadas en las edificaciones.

Palabras clave: auscultación, deslizamiento,Permotrías, Pandenes, Asturias.

Abstract: *This work analyzes the main cause of the pathologies that several private houses in Pandenes (eastern Asturias) has. Enclosure rotations and fissures were mainly developed. These buildings are located on a hillside with a 20º-25º slope that is primarily occupied of permotriassic marls and clays. These materials frequently special engineering issues related to stability slopes, foundations failures, etc. Geological and geotechnical characterization of the subsoil was carried out taking into account the interpretation of six rotary bored holes and six dynamic penetration tests in which the water table level was controlled. Four boreholes were adjusted to make inclinometric measurements intended to detect a potential landslide. Furthermore, eight clinometers were installed to identifying possible wall rotations in damaged buildings. All these information was combined in a dynamic data base implemented through a Geographic Information System (GIS) where several adequate digital terrain models was elaborated. Monitoring data reveals a slide surface at 6-8 m average depth that is affecting the weathered bedrock. This landslide, which has a speed of 0.3 mm per month, may cause differential settlements that trigger the observed pathologies.*

Key words: *monitoring, landslide, Permian-Triassic, Pandenes,Asturias.*

INTRODUCCIÓN

Seis edificaciones de la localidad de Pandenes (Cabranes, Asturias) (Fig. 1) han sufrido diversos daños en sus cerramientos, principalmente consistentes en fisuras milimétricas a centimétricas, pérdida de verticalidad, etc. (Fig. 2), presumiblemente como consecuencia de estar cimentadas sobre un deslizamiento activo.Asimismo, se observan grietas de apertura centimétrica en los pavimentos exteriores y viales del entorno, e indicios diversos de movimiento superficial de la ladera (pequeños escarpes, morfologías lobuladas, etc.). Topográficamente, esta población se asienta sobre una pequeña divisoriaque separa dos suaves vaguadas (Fig. 3), presentando daños las edificaciones situadas en el extremo más oriental de la localidad.

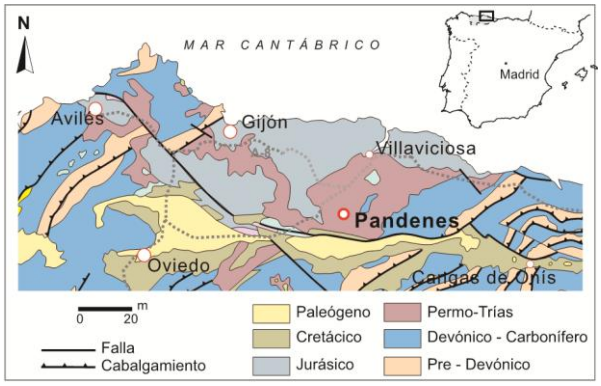


FIGURA 1. *Situación geológica de la localidad de Pandenes (Cabranes, Asturias).*

FIGURA 2. *Ejemplos de daños en las edificaciones: fisuras de apertura milimétrica en cerramientos (a, c, d); rotación de un muro de carga (b).*

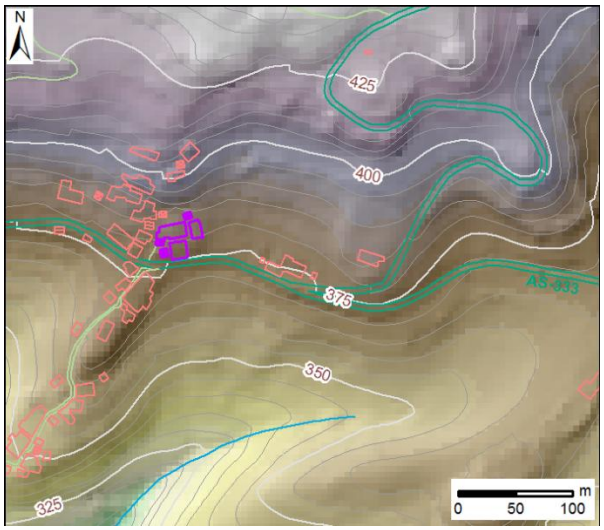


FIGURA 3. *Localización de las edificaciones con daños (en tono morado) en la localidad Pandenes.*

CONTEXTO GEOLÓGICO

Esta localidad se sitúa, geológicamente, en la denominada Unidad Gijón-Villaviciosa de la Cuenca Meso-Terciaria de Asturias (Fig. 1; Ramírez del Pozo, 1972). En su entorno aflora la Fm. Fuentes, de edad Permotriasica, compuesta por arcillas, areniscas rocas y evaporitas. Al sur de la población se pasa a las calizas y dolomías de la Fm. Gijón (Jurásico).

Los niveles permotriasicos margo-arcillosos constituyen la unidad litoestratigráfica más problemática de buena parte del sector central de Asturias, con especial incidencia en la estabilidad de taludes de diferentes vías de comunicación y en la aparición de asientos diferenciales en cimentaciones. En este ámbito, estos materiales han sido estudiados por Torres Alonso (1985), Gutiérrez Claverol et al. (2002) Torres Alonso y Gutiérrez Claverol (2005), Pando et al., 2005.

La ladera, sobre en cuyo límite occidental se asientan las edificaciones dañadas, presenta una pendiente continua de 15-20º orientada al sur, intersectada en su zona intermedia por la carretera autonómica AS-333 (Fig. 4).

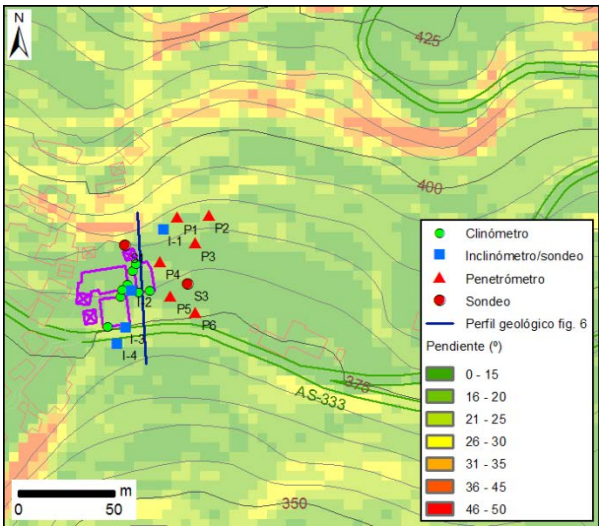


FIGURA 4. *Localización de los estudios de prospección y equipos de auscultación geotécnicarepresentados sobre el modelo de pendientes.*

METODOLOGÍA

La caracterización geológica y geotécnica de la ladera incluyó la elaboración de una cartografía geológica–geotécnica a escala 1: 500 y la ejecución de 6 sondeos y 6 pruebas penetrométricas, cuya localización se muestra en la figura 4. Asimismo, se tomaron 11 muestras para su ensayo en laboratorio.

Lacuantificación de la dirección, magnitud y velocidad del deslizamiento, se realizó a partir de una campaña de auscultación geotécnica consistente en la realización de medidas inclinométricasen cuatro de los sondeos preparados al efecto, la colocación de ocho células clinométricas y el equipamiento con tubería piezométrica de ocho perforaciones (Fig. 4)

Los inclinómetros, orientados de acuerdo a la dirección prevista del deslizamiento alcanzaron una profundidad de 8,5 (I-1), 9 (I-2), 14 (I-3) y 14,5 m (I-4). Las medidasse realizaron, de acuerdo a la norma ASTM (D 6230-98), con un equipo SLOPE INDICATOR, de acuerdo a los dos ejes de la tubería inclinométrica. La frecuencia de medida fue mensual

entre el 06/03/09 y el 29/10/09 efectuándose un total de nueve medidas por inclinómetro.

Cuatro de los clinómetrosse instalaron en paredes cuyo trazado era paralelo a la línea de máxima pendiente de la ladera, situando las otras cuatro de forma perpendicular. Estos instrumentos proporcionan una medida directa en grados sexagesimales alcanzando una precisión de ± 0.001ºLas medidas se realizaron con un sensor monoaxial y una central SISGEO TORRECELLI.

El control del nivel freático se realizó mediante una sonda eléctrica, de forma simultánea a la toma de los datos inclinométricos.

RESULTADOS

A partir de los datos de los sondeos se establecieron dos unidades geotécnicas principales (Figs. 5, 6):
- sustrato rocoso inalterado: margas y areniscas de tonalidades rojizas.
- depósito residual: arenas, limos y arcillas de tonos rojizos, clasificados como SM, CH y ML; su potencia es muy variable, llegando a alcanzar los 10 m.

En la figura 6 se muestra la disposición de estas unidades en un perfil geológico siguiendo la línea de máxima pendientede la ladera, en el que se puede apreciar un aumento del espesor del nivel de alteración hacia la parte inferior de la misma. Asimismo, ha sido representada la superficie de deslizamiento,que afecta principalmente al depósito de alteración.

Los parámetros obtenidos en los ensayos de identificación y mecánicos (Tabla I) indican que se trata de materiales con deficientes características geotécnicas, destacando los reducidos valores de resistencia a compresión simple.

FIGURA 5. *Aspecto en sondeo del nivel de alteración (arriba) y del sustrato rocoso (abajo).*

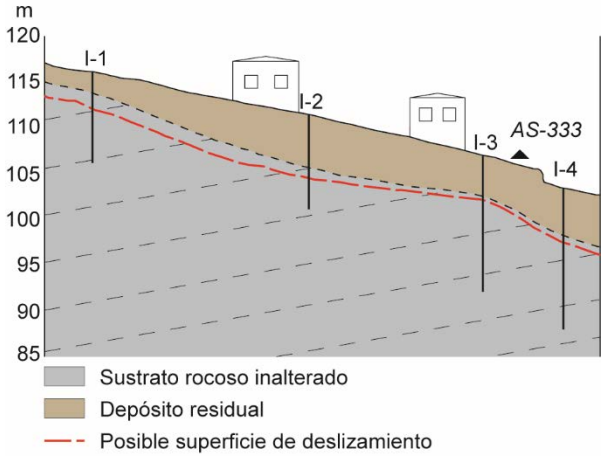


FIGURA 6. *Perfil geológico de la ladera. Situación en Fig. 4.*

	Sustrato	Nivelalteración
γ_{sat}(kN/m^3)	20,36	20,5
γ_{seca}(kN/m^3)		17,5
c (kPa)		52,95
Áng. roz. (º)		26,0
RCS (MPa)	0,24	0,20
Clasificación SUCS		CH-ML

TABLA I. *Parámetros geotécnicos representativos de ambas unidades geotécnicas.*

Los datos inclinométricos indican la existencia de una superficie de deslizamiento a 6,5 m de profundidad en el I-1, a 7 m en el I-2 y a 11 m en el I-4; el máximo desplazamiento observado en la cota superior de cada inclinómetro ha sido representado mediante vectores en la figura 7. La velocidad media de movimiento es 0,3 mm/mes en el periodo registrado. En la figura 8 se presenta a modo de ejemplo la evolución en las medidas efectuadas en el inclinómetro I-1; se puede observar cómo la superficie de deslizamiento se sitúa entre los 6 y los 7 m de profundidad.

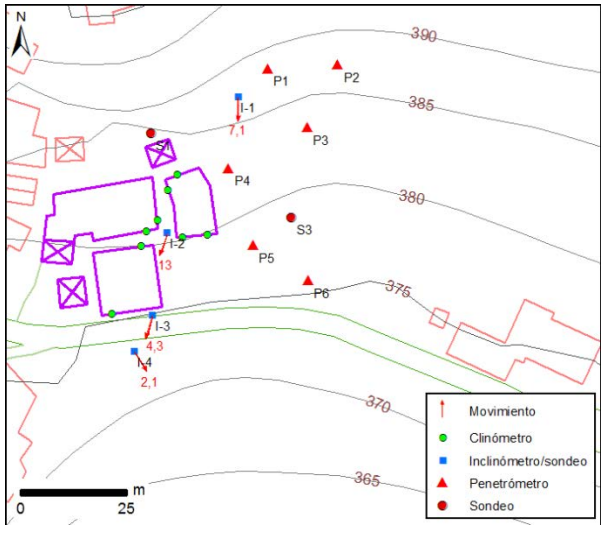


FIGURA 7. *Dirección y magnitud del desplazamiento medido en el emboquille de cada tubería inclinométrica, indicado con valores en rojo.*

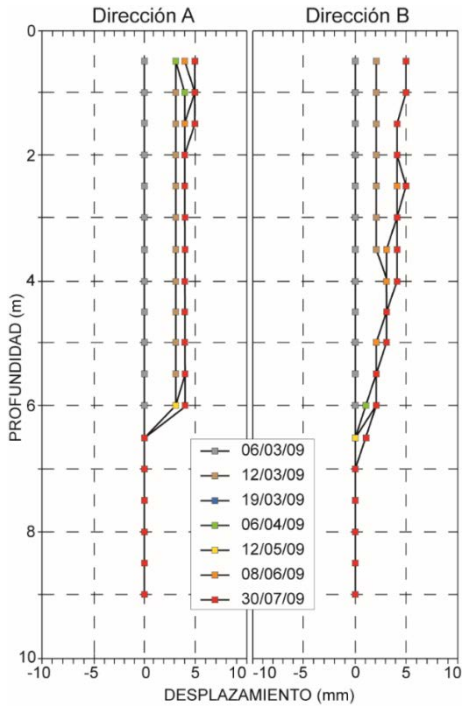


FIGURA 8. *Evolución del inclinómetroI-1. La dirección A se encuentra orientada según la línea de máxima pendiente (N136E), mientras que la dirección B es su perpendicular (N134W).*

Los resultados clinométricos son significativos en las células CT-2, CT-3 y CT-7, mientras que en el resto no se observan tendencias claras. En los dos primeros casos se constatan rotaciones negativas, contrarias a la dirección de movimiento, mientras que en el CT-7 la rotación es positiva,en el sentido de movimiento de la ladera. Los cambios en la verticalidad de los cerramientos de las edificaciones auscultadas recogidos por los clinómetros evidencian un movimiento diferencial de las mismas, coherente con el deslizamiento identificado.

El nivel freático se situó en los ocho puntos de observación a una profundidad de 2-4 m en invierno y 3-5 m en verano, no siendo posible identificar una correlación clara entre aumento del mismo y un incremento en la velocidad del deslizamiento.

CONCLUSIONES

A partir de todos estos datos, así como del reconocimiento de campo, se puede deducir la existencia de un deslizamiento activo, cuya superficie de rotura se sitúa a una profundidad media de 6-8 m y que avanza a una velocidad promedio de 3,5 mm/mes.

Las viviendas que presentan daños se ubican sobre el límite occidental de este deslizamiento (Fig. 9), que en su movimiento provoca la aparición de asientos diferenciales, que a su vez propician el desarrollo de las patologías observadas en viales y construcciones.

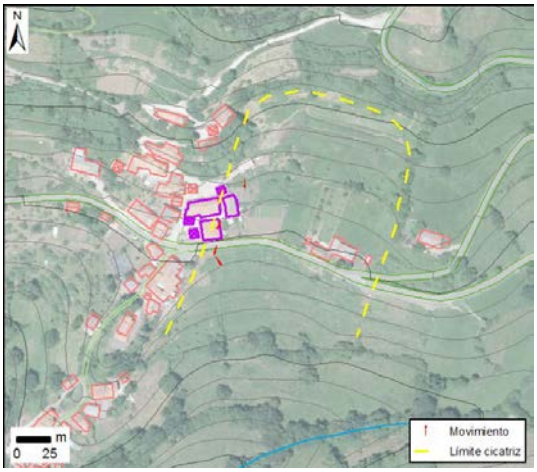


FIGURA 9. *Límite de la zona superior del deslizamiento.*

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Instrumentación Geotécnica (INGE) la cesión de parte de la información y Andrea Escandón Martínez su ayuda en la realización de este trabajo.

REFERENCIAS

Gutierrez Claverol, M., Vargas Alonso, I. y TorresAonso, M. (1998): Interés industrial de las rocas arcillosas permo-mesozoicas del norte de Asturias (España). *X Congreso Latinoamericano de Geología (Argentina, 1998)*. Actas Congreso, 3: 291-296, Buenos Aires.

Gutiérrez Claverol, Torres Alonso, M. y Luque Cabal, C. (2002): *El subsuelo de Gijón. Aspectos geológicos*. CQ Licer, S. L., Librería Cervantes, Oviedo, 462 p.

Pando, L., López-Fernández, C., Torres Alonso, M. y Gutiérrez Claverol (2005): Comportamiento geotécnico de los materiales lutíticos del Permotrías en Asturias. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 25: 69-83

Ramírez del Pozo, J. (1972): Algunas precisiones sobre la bioestratigrafía, paleogeografía y micropaleontología del Cretácico asturiano (zona de Oviedo-Infiesto-Villivaciosa-Gijón). *Boletín Geológico y Minero*, 83-2: 122-166.

Torres Alonso, M. (1985): Características geológico-geotécnicas de los materiales margo-arcillosos de las facies Keuper en Asturias. *Boletín Ciencias Naturaleza (IDEA)*, 35: 129-153.

Torres Alonso, M. y Gutiérrez Claverol, M. (2005): Influencia de la geología en el diseño de infraestructuras de saneamiento. El plan integral de Avilés y su entorno industrial. *Ingeniería y Territorio*, 71: 76-83.

Base de datos geotécnicos de Gijón: desarrollo y aplicaciones

Geotechnical database of Gijón: development and applications

L. Pando[1], J.A. Martínez-Largo[2], G. Flor-Blanco[1] y L.M. Díaz-Díaz[1]

1 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo. lpando@geol.uniovi.es
2 Consorcio SAM SpA. Yeso area, km 20-5 Ruta G-455 (Chile). jmartinez@amberg.es

Resumen: Se presenta la metodología seguida en la elaboración de un banco de datos geológicos y geotécnicos para el núcleo urbano Gijón, así como las líneas de investigación que se están siguiendo empleando la información almacenada. Para ello ha sido necesario acometer una fase previa de recopilación de datos, mayoritariamente extraídos de investigaciones vinculadas a estudios geotécnicos para construcción residencial e ingeniería civil. Posteriormente, y tras un proceso de georreferenciado, se han integrado en una base de datos relacional implementada en un Sistema de Información Geográfica, complementada por otras capas temáticas. Entre otros datos, actualmente consta de más de un millar de prospecciones, principalmente sondeos mecánicos, unos 1.200 ensayos in situ, y en torno a 1.500 parámetros geotécnicos. El repositorio creado, de sencillo mantenimiento y actualizable, demuestra constituir una herramienta eficiente para la conservación y gestión de datos sobre el terreno. Está permitiendo mejorar el estado de conocimiento sobre las particularidades del subsuelo urbano a escala local, abordado asimismo desde diferentes enfoques: configuración geológica, caracterización geotécnica y evaluación del contexto hidrogeológico.

Palabras clave: base de datos, Gijón, propiedades geotécnicas, Sistema de Información Geográfica, subsuelo urbano.

Abstract: *It is presented the methodology followed to develop a database for geological and geotechnical data for the urban environment of Gijon, and the lines of research that are being conducted using the stored information. It has been necessary to undertake a previous phase of data collection, mostly extracted from site investigations related to geotechnical studies for residential construction and civil engineering. Subsequently, after a process of georeferencing, they have been integrated into a relational database implemented in a Geographic Information System, complemented by other thematic layers. Among other data, currently it includes more than a thousand site explorations, mainly boreholes, approximately 1,200 field tests, and around 1,500 geotechnical parameters. The repository created, of simple maintenance and upgradeable, demonstrates to constitute an efficient tool for the conservation and management of field data. It is allowing improving the state of knowledge about the peculiarities of the urban subsoil locally, approached from different points of view: geological setting, geotechnical characterization and evaluation of the hydrogeological context.*

Key words: *database, Gijón, geotechnical properties, Geographic Information System, urban subsoil.*

INTRODUCCIÓN

La necesidad de suelo para construcción así como la cada vez mayor demanda de espacio subterráneo en zonas urbanas (transporte, sótanos, conducciones, etc.), implica una labor continuada de investigación del subsuelo en las ciudades a fin de asegurar unas condiciones óptimas de excavación y cimentación. En la última década en España la exploración geológico-geotécnica en estos entornos se ha desarrollado en el marco normativo que establece el Código Técnico de Edificación, el cual ha contribuido en buena medida a facilitar la obtención de más, y en muchos casos mejores, datos sobre el terreno respecto a épocas precedentes.

La información adquirida en las campañas de reconocimiento cumple por lo general su función primordial, sirviendo como ayuda para la intervención en el terreno que ha sido proyectada. Sin embargo esta función puede no ser única, si los informes se conservan y reutilizan. Cada vez es mayor la concienciación social sobre la necesidad de que esta información, valiosa en lo científico-técnico pero también económico, debería ser almacenada en forma de repositorios digitales. Estas bases de datos, sujetas como es evidente a compromisos de confidencialidad y a intereses investigadores, permiten a organismos como las universidades abordar estudios específicos sobre las condiciones del terreno urbano desde diferentes puntos de vista (Culshaw et al., 2005). Así, los productos generados desde el ámbito investigador (p.ej., mapas geológicos) quedan a disposición de las consultoras, ingenierías y profesionales, quienes pueden aprovecharlos como referencia para las labores de exploración del subsuelo que llevan a cabo en su actividad laboral. Revierte así en el sistema el trabajo desarrollado en pro de un beneficio común que debe ser advertido por todas las partes.

Al hilo de lo expuesto, en este trabajo se presenta la metodología empleada para construir la base de datos geológicos y geotécnicos del subsuelo de Gijón, así como diversas líneas de investigación en curso. Con este propósito los datos recopilados han sido integrados en un Sistema de Información Geográfica; esta tecnología de gestión de datos goza de amplia aceptación hoy día en diferentes campos de conocimiento, entre los que se incluyen las ciencias de la Tierra. Esta investigación pasa así a sumarse a un objetivo de mayor envergadura que es la creación de repositorios digitales para las principales ciudades asturianas, habiendo sido ya elaborada una base de datos para Oviedo (Pando et al., 2014), y encontrándose en desarrollo la de Avilés.

MARCO GEOLÓGICO

Gijón, cuya superficie abarca unos 17 km^2, se sitúa en una cuenca configurada por materiales permotriásicos y jurásicos (Fig. 1), discordantes sobre un basamento paleozoico muy tectonizado. El sustrato rocoso inmediatamente subyacente a la zona urbana está representado por rocas carbonatadas pertenecientes a la Fm. Gijón (Triásico Superior-Jurásico Inferior), diferenciándose tres miembros (González Fernández et al., 2004). Esta unidad, afectada por karstificación y que conforma un marcado paleorrelieve, muestra buzamiento generalizado hacia el E y está fracturada por fallas subverticales de orientaciones NO-SE y SO-NE (Gutiérrez Claverol et al., 2002). Por encima se dispone una amplia cobertera cuaternaria (en torno al 80% de la superficie) que comprende dos dominios bien diferenciados (Torres Alonso et al., 2003):

- *Litoral*. Constituido por sedimentos de origen fluvio-marino que ocupan el sector septentrional, distribuyéndose en dos subcuencas preferentes: El Humedal y La Arena. Cabe destacar por su entidad los depósitos de zona de playa y campo dunar anexo, cuya potencia llega a superar los 20 m. Asimismo se conocen importantes depósitos de marisma con hasta 13 metros de espesor, los cuales incluyen niveles de turbas intercalados; estos marcan períodos con distinta sedimentación, e incluso achacables a ascensos y descensos del nivel del mar. Pueden reconocerse en El Humedal.
- *Continental*. Formado por la alterita que recubre buena parte del sustrato jurásico, con predominio de fracción arcillosa, y cuyo espesor fluctúa ampliamente alcanzando valores superiores a los 14 m en algunos barrios (López-Fernández et al., 2006). En menor medida contiene también depósitos coluvionares.

En términos de incidencia de este subsuelo en construcción, la significativa extensión que ocupan los depósitos cuaternarios, su comprometida calidad geotécnica, y la frecuente presencia de agua, precisan en muchos casos medidas especiales de contención en excavaciones y soluciones de cimentación profunda. En este contexto resulta esencial una caracterización geológico-geotécnica adecuada ante una obra, tanto de edificación como de ingeniería civil; cabe no olvidar al respecto que existentes precedentes de afecciones al ámbito periférico (López-Gayarre et al., 2010).

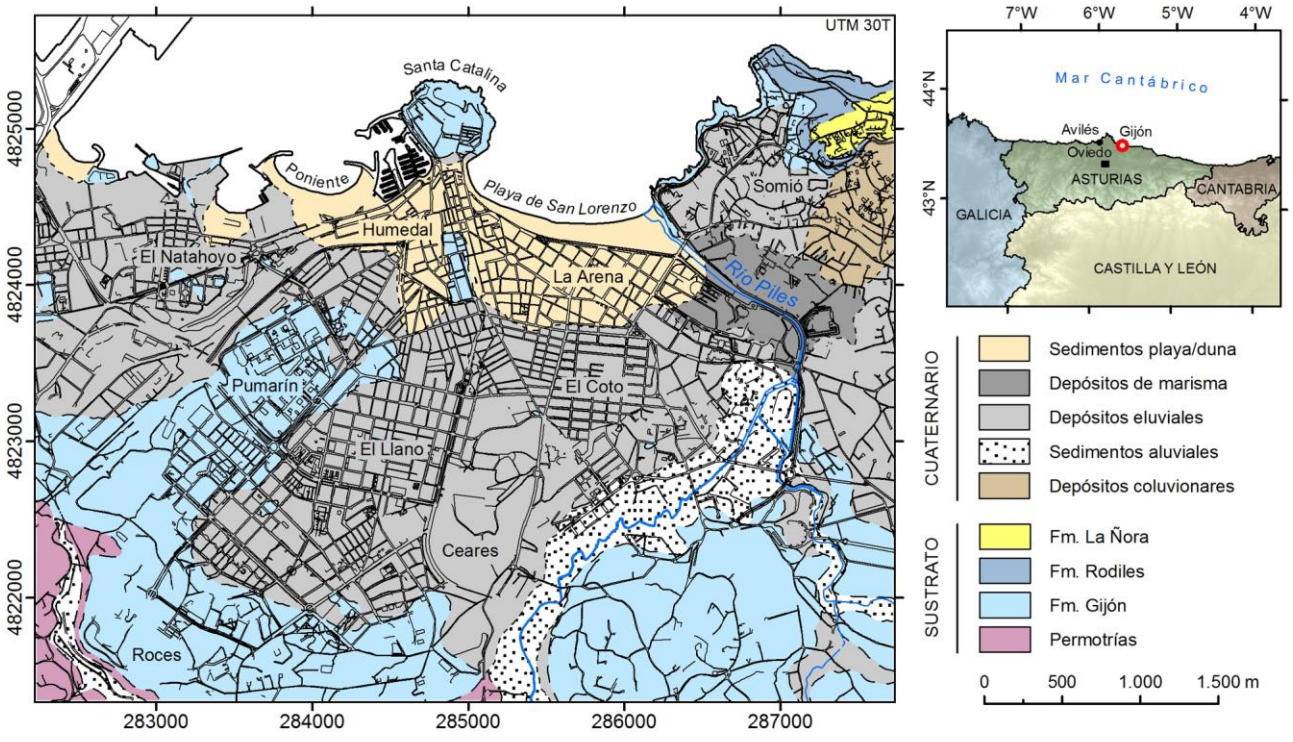


FIGURA 1. *Mapa geológico del área urbana de Gijón e inmediaciones.*

METODOLOGÍA

Como primer paso se efectuó un acopio de información documental sobre el subsuelo local, parte conservada en los fondos del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, y la restante facilitada desinteresadamente por empresas, organismos públicos y profesionales. Aparte de la bibliografía científica disponible, permitió aglutinar más de 400 documentos relacionados mayoritariamente con edificación residencial, en particular estudios geotécnicos elaborados durante los últimos 40 años. Asimismo fue incorporada información procedente de obras de ingeniería civil; cabe destacar al respecto el túnel –de 3,9 km– que atraviesa la urbe (aproximadamente E-O), y que fue perforado mediante tuneladora EPB para un proyecto ferroviario inconcluso. También se utilizó documentación manejada por Flor y Lharti (2008) para estudiar la estratigrafía y sedimentología del recubrimiento. Como datos adicionales se dispuso de unas 60 observaciones in situ que incluyen obras en ejecución.

El almacenamiento y gestión centralizada de información –desde la propia fase de entrada de datos, lenta pero de notable importancia– se llevó a cabo mediante software SIG (ArcGIS de Esri), organizando una base de datos relacional. Está integrada por capas geográficas con tablas de atributos asociadas y tablas no espaciales, asignando una codificación alfanumérica específica a cada registro. Esto refuerza la integridad de la base de datos evitando duplicidades e inconsistencias; permite además enlazar las tablas a través de campos comunes posibilitando búsquedas y consultas, así como selección de datos para operaciones de análisis espacial. Se ha prestado especial atención al georreferenciado de los puntos investigados (X, Y, Z), consistente con un marco de referencia común (datum y proyección). Supuso digitalizar más de 250 planos de prospecciones, usando información vectorial como referencia para el rectificado de las imágenes.

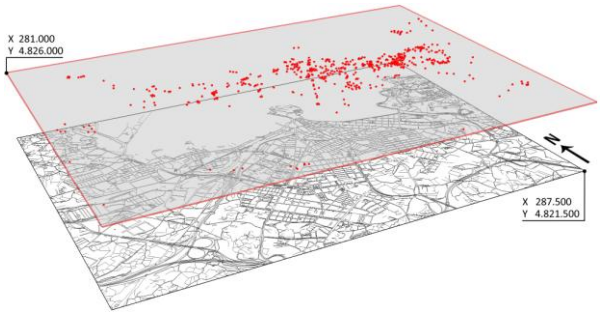


FIGURA 2. *Distribución de puntos de reconocimiento.*

En la actualidad, encontrándose no obstante en progresivo crecimiento, la base de datos cuenta con información proveniente de un millar de puntos de prospección ubicados en el núcleo urbano (Fig. 2); comprenden 523 sondeos ya georreferenciados, más de 400 pruebas de penetración dinámica y 142 calicatas. Las pruebas in situ recopiladas aglutinan, entre otros, casi 1.200 ensayos de penetración estándar (SPT) y una treintena de ensayos de permeabilidad. Completan el repositorio en torno a 1.500 parámetros geotécnicos, determinados en 250 muestras de laboratorio de suelos y rocas, ensayadas bajo normativas UNE y NLT.

Para dotar de soporte geográfico al banco de datos se complementó con otros documentos georreferenciados, ráster y vectoriales; comprenden cartografías topográficas, cartografías temáticas (p.ej., mapas geológicos) y ortofotografías (1:5.000), así como modelos digitales del terreno (elevaciones, pendiente, etc.).

APLICACIONES: RESULTADOS Y POTENCIAL

Aparte de asegurar una preservación digital eficiente de datos recabados, la información almacenada está siendo procesada para diferentes aplicaciones, con distinto grado de avance en estos momentos. Las líneas de trabajo que se han definido son las siguientes:

- *Configuración geológica*. Implica la tarea prioritaria de actualizar constantemente la cartografía geológica. Los primeros resultados entrañan modificaciones de algunos contactos. Respecto a mapas previos, se propone una mayor extensión de sedimentos playa/duna y depósitos aluviales, extendiéndose los primeros hacia el margen urbano meridional. También varían ciertos límites vinculados a eluviales y coluvionares, perdiendo extensión los primeros a favor de los dos descritos anteriormente, y ganándolo respecto a la Formación Gijón; esto último se debe al elevado grado de alteración identificado en algunas zonas. En el caso concreto de la cobertera cuaternaria se está investigando en detalle, y representando mediante mapas de isopacas (López-Fernández et al., 2016), la geometría –potencia y variaciones– de las unidades (Fig. 3). Paralelamente junto con el estudio de determinadas propiedades, está permitiendo ahondar en el análisis del entorno deposicional de los sedimentos fluvio-marinos durante el Holoceno. En relación al sustrato rocoso, los objetivos son el análisis espacial del grado de karstificación y la morfología del paleorrelieve.
- *Caracterización geotécnica*. Para cada unidad del subsuelo se están preparando síntesis estadísticas de resultados de ensayos de laboratorio; la obtención de parámetros dotados de cierta representatividad permite su utilización como referencia numérica preliminar para otros estudios que se desarrollen (Pando et al., 2012). Por otro lado, la disponibilidad de parámetros posibilita el estudio detallado de propiedades relacionadas y/o que condicionan el comportamiento de las formaciones superficiales caso de: granulometría, plasticidad, resistencia mecánica, compacidad de suelos friccionales, consistencia de materiales cohesivos, compresibilidad, expansividad y colapsabilidad. En algunos casos se investiga también la variación en profundidad de la propiedad. En último término, se cruzará esta información geotécnica

con la valoración sobre las soluciones técnicas más idóneas para la realización de excavaciones y cimentaciones, basada en la experiencia de obras ejecutadas y cálculos geotécnicos propios; permitirá la elaboración de un mapa geotécnico de zonificación del territorio a efectos constructivos.

- *Contexto hidrogeológico*. Comprende tres objetivos prioritarios: a) determinación de un rango representativo de permeabilidades para cada unidad –tanto formaciones superficiales como macizos rocosos–, obtenidas en ensayos de campo así como deducidas a partir de la distribución granulométrica en materiales de la cobertera cuaternaria; b) análisis espacio-temporal de las medidas piezométricas para investigar el comportamiento del flujo subterráneo en unidades porosas del dominio litoral; c) valoración del quimismo de las aguas, en particular su agresividad frente al hormigón.

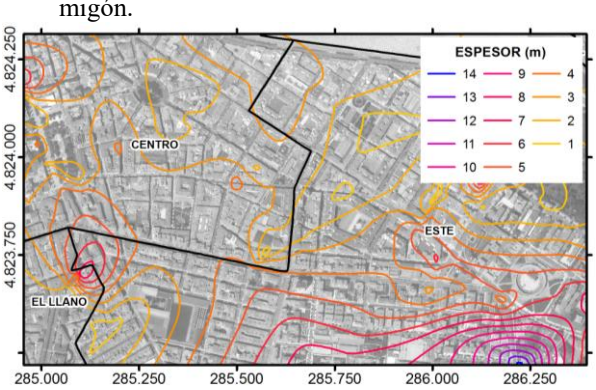


FIGURA 3. *Extracto de mapa de isopacas (depósitos de alteración).*

CONCLUSIONES

Esta contribución reafirma el interés para investigación que deriva del reaprovechamiento sin coste añadido de la información geológica y geotécnica que está generándose de forma continuada en entornos urbanos, siempre que medie un almacenamiento y gestión digital eficiente. Para ello, la utilización de SIG supone una opción idónea ante las posibilidades que ofrecen para el tratamiento de datos espaciales georreferenciados.

Aparte de las limitaciones relacionadas con la disponibilidad de nuevos datos, impredecible por el momento, las principales dificultades metodológicas surgen durante la fase de entrada de datos. La integración conjunta de información heterogénea en procedencia y contenidos, exige una labor continua de control de calidad; supone filtrar los datos relevantes y homogeneizar formatos previamente a su incorporación a la base de datos. Esto requiere tiempo y un operador suficientemente capacitado como para discriminar la información de mayor relevancia. En cualquier caso son limitaciones perfectamente salvables, como aquí ha ocurrido. En el caso de Gijón la base de datos relacional creada, dotada de millares de datos bajo una estructura sólida y actualizable, ya está permitiendo nuevas aportaciones en el reconocimiento del subsuelo en diferentes líneas de trabajo: configuración geológica, caracterización geotécnica y contexto hidrogeológico.

AGRADECIMIENTOS

A Ana Roza Llera, por su contribución en esta investigación como beneficiaria de una beca de colaboración de estudiantes durante el curso 2012/13.

REFERENCIAS

Culshaw, M.G., Jackson, I. y Giles, J.R.A. (2005): The provision of digital spatial data for engineering geologists. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 65 (2): 185-194.

González Fernández, B., Menéndez Casares, E., Gutiérrez Claverol, M. y García-Ramos, J.C. (2004): Subunidades litoestratigráficas de la Formación Gijón (Triásico Superior-Jurásico Inferior) en Asturias. En: *VI Congreso Geológico de España*. Geo-Temas, 6 (2): 71-74.

Gutiérrez Claverol, M., Torres Alonso, M. y Luque Cabal, C. (2002): *El subsuelo de Gijón: aspectos geológicos*. CQ Licer, S.L., Librería Cervantes, Oviedo, 462 p.

Flor, G. y Lharti, S. (2008): Estratigrafía y sedimentología del recubrimiento costero de la ciudad de Gijón (Asturias). *Trabajos de Geología*, 28: 137-157.

López-Fernández, C., Pando, L., Gutiérrez Claverol, M. y Torres Alonso, M. (2006): Propiedades geotécnicas de las arcillas de descalcificación de Gijón y áreas limítrofes (Asturias). *Ingeniería Civil*, 141: 49-61, Madrid.

López-Fernández, C., Pando, L., Díaz-Díaz, L.M., Arias, D. y Flor-Blanco, G. (2016): Distribution of surface deposits in the Gijón urban subsurface (NW Spain). En: *European Geosciences Union General Assembly*. Geophysical Research Abstracts, 18: EGU2016-12355.

López-Gayarre, F., González-Nicieza, C. Álvarez-Fernández, M.I. y Álvarez-Vigil, A.E. (2010): Forensic analysis of a pile foundation failure (Gijón). *Engineering Failure Analysis*, 17: 486-497.

Pando, L., Flor-Blanco, G., Flor, G. y López-Fernández, C. (2012): Propiedades geotécnicas del recubrimiento cuaternario costero en el área urbana de Gijón (NO de España). En: *7º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico*. Actas, 205-210.

Pando, L., Díaz-Díaz, L.M., Arias, D. y Flor-Blanco, G. (2014): A case study of GIS-based geotechnical database in urban environment (Oviedo, NW Spain). En: *European Geosciences Union General Assembly*. Geophysical Research Abstracts, 16: EGU2014-7518-1.

Torres Alonso, M., Gutiérrez Claverol, M., Flor, G., Jiménez-Sánchez, M. y Rodríguez Terente, L.M. (2003): Los depósitos del Cuaternario reciente de Gijón (Asturias). En: *XI Reunión Nacional de Cuaternario*. Actas, 39-44.

NORMAS DE PUBLICACIÓN EN GEO-TEMAS

1. Los trabajos, redactados en el idioma o idiomas aceptados oficialmente en la reunión científica de que se trate, tendrán una extensión máxima de 4 páginas y mínima de 2 páginas impresas, incluyéndose en el cómputo figuras, tablas y referencias bibliográficas. Una página impresa de GEO-TEMAS viene a contener unos 4.500 caracteres (letras y espacios entre palabras).

2. Los autores suministrarán los manuscritos mecanografiados a doble espacio y en tamaño 10 puntos, utilizando el tipo de letra Times, de acuerdo con lo expresado en la plantilla creada al efecto, que puede encontrarse en la página web de la Sociedad Geológica de España. Las figuras (incluyendo en ellas posibles fotografías) irán numeradas correlativamente y serán diseñadas de acuerdo con el tamaño de caja máximo (240 x 175 mm) de las páginas de GEO-TEMAS, que a su vez se subdivide en dos columnas. Los autores deben tener en cuenta las posibles reducciones de las figuras para adecuarse a dicho tamaño a la hora de elegir grosores de trazo de líneas, tamaño de rótulos y tramados. Si las figuras se suministran en color, los autores deben haber comprobado que la reproducción en gris de las mismas permite la distinción de los diferentes tonos. Las tablas se ordenarán también de forma correlativa y, de igual modo, los autores deberán cerciorarse de su legibilidad tras su reducción para la impresión final. Las figuras se numerarán con números arábigos, mientras que la numeración de las tablas se realizará en números romanos.

3. Los artículos se estructurarán según el siguiente orden de apartados:

a) Título en Español, si éste es el idioma correspondiente al texto del trabajo. Titulo en inglés (o en Español si el texto del trabajo va en inglés).

b) Autores: Nombre (iniciales), apellidos y dirección postal completa, incluyendo e-mail.

c) Resumen en Español (si éste es el idioma del texto principal). Dicho resumen deberá tener una extensión comprendida entre 150 y 200 palabras.

d) Palabras clave: máximo de 5 palabras clave en Español.

e) Resumen en inglés (Abstract). Con la misma extensión que el resumen en Español. Si el texto principal va en inglés, el orden de los Títulos, Resumen/Abstract y Palabras clave/Keywords, será inverso, de tal forma que se coloque en primer lugar la información que va en el idioma del texto principal.

f) Key words: máximo de 5 palabras clave en inglés.

g) Texto principal: En Español o en inglés, o excepcionalmente en otros idiomas relacionados con la temática del congreso. Debe incluir, como referencia general, un apartado de introducción / antecedentes, presentación resumida de datos y resultados, discusión de estos y conclusiones. La extensión dada a este texto principal es crítica en cuanto debe conformarse al espacio máximo permitido para la totalidad del artículo. Los títulos de apartados irán en letras mayúsculas negrita. Los títulos de subapartados irán en letras tipo oración negrita. Los títulos de apartados de tercer orden irán en letras tipo oración cursiva.

h) Agradecimientos: con extensión máxima de 3 líneas mecanografiadas.

i) Referencias: no deberán 'incluirse más de 10 referencias en cada artículo. Las referencias deberán ser listadas de acuerdo con el orden alfabético de los autores y contendrán toda la información editorial necesaria para su localización, incluyendo el título completo de cada trabajo referenciado (ver normas utilizadas en la Revista de la Sociedad Geológica de España).

4. Los trabajos aceptados serán entregados por los autores en formato electrónico. Se recomienda usar PC compatible o Macintosh y un procesador de textos de tipo compatible con Microsoft Word. Se ruega indicar siempre, en la etiqueta del archivo, la versión y programa utilizado. En caso de utilizar un procesador de textos diferente, se recomienda guardar los ficheros en formato RTF o ASCII. Los ficheros de imagen se facilitarán en los siguientes posibles tipos de formato: Adobe Illustrator, Free Hand, Corel Draw, PICT, TlFF o EPS.

5. Geo-Temas no se distribuye a todos los socios de la SGE, sino sólo a los inscritos en los congresos y no está contemplada la entrega de separatas de los artículos.

INSTRUCTIONS FOR AUTHORS TO PUBLISH IN GEO-TEMAS

1. The work may be written in the language or languages accepted officially at the scientific meeting concerned, will have a length 4 pages maximum and minimum of 2 printed pages, including in calculating figures, tables and bibliographical references. A printed page of GEO-TEMAS comes to about 4,500 characters (letters and spaces between words).

2. The authors will provide typewritten manuscripts double-spaced and in size 10 points, using font Times, in accordance with what was expressed in the template being created to the effect, which can be found on the website of the Geological Society of Spain. Figures (including possible photographs) shall be numbered consecutively and shall be designed in accordance with the maximum box size (240 x 175 mm) from the pages of GEO-TEMAS, which, in turn, is subdivided into two columns. Authors should take into account the possible reductions of the figures to conform to that size when choosing lines, labels size stroke weights and patterns. If figures are supplied in colour, authors should have checked their gray-tones version to be able a reproduction allowing the distinction of the different tones. Tables are sorted also consecutively and, similarly, authors should ensure its readability after its reduction for final printing. The figures will be numbered with Arabic numerals, while the numbering of the tables will be held in Roman numerals.

3. Articles will be structured according to the following order of sections:

a) Title in Spanish, if this is the appropriate text in the working language. Title, in English (or in Spanish, if the main text is written in English).

b) Authors: name (initial), last name and full postal address, including e-mail.

c) Resumen in Spanish (if this is the language of the main text). This summary should be an extension of between 150 and 200 words.

d) key words: maximum of 5 keywords in Spanish.

e) Summary in English (Abstract). It must have the same extension as the summary in Spanish. If the main text is in English, the order of titles, summary/Abstract and key words/Keywords, will reverse, so that place first of all the information that goes into the language of the main text.

f) Key words: maximum of 5 keywords in English.

g) Main text: in Spanish or English, or exceptionally in other languages related to the theme of the Congress. It must include, as a general reference, a paragraph of introduction / background, summary presentation of data and results, discussion and conclusions. The extension given to the main text is critical as it must conform to the maximum space allowed for the entirety of the article. The titles of sections shall be in bold capital letters. The titles of subsections shall be in letters bold sentence. The titles of sections of third order will go in letters italic sentence.

h) Acknowledgements: written in a maximum of 3 lines typed.

i) References: must not included more than 10 references in each article. References must be listed according to alphabetical order of authors and will contain all the information necessary editorial for its location, including the title complete each referenced work (see rules used in the journal of the Geological Society of Spain).

4. Accepted abstracts will be delivered by the authors in electronic format. Compatible PC or Macintosh and a type that is compatible with Microsoft Word text processor are recommended. Please indicate always, on the label of the file, the version and program used. In case of using a different word processor, it is recommended to save files in RTF or ASCII format. The image files will be given in the following possible types of format: Adobe Illustrator, Free Hand, Corel Draw, PICT, TlFF or EPS.

5. Geo-Temas is not distributed to all members of the SGE, but only to those enrolled in the congresses and the delivery of reprints of articles is not provided.

SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

Fac. de Ciencias. Univ. de Salamanca
Plaza de la Merced s/n.
37008 SALAMANCA (SPAIN)
e-mai1: sge@usal.es

BOLETÍN DE INSCRIPCIÓN - SOCIO INDIVIDUAL

Es importante que anote toda la información solicitada.

Apellidos: .....

Nombre: ..... DNI/Pasaporte: ..... Año nacimiento: .....

Dirección particular: .....

CP:..... Ciudad: ..... Tel.: .....

Correo electrónico .....

Dirección profesional: .....

CP: ..... Ciudad: ..... Tel.: .....

Correo electrónico .....

Deseo Recibir el correo en la dirección: Particular ☐ Profesional ☐

Solicita ser admitido en la SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA como miembro

☐ Ordinario.
☐ Estudiante (adjuntar fotocopia del carnet de estudiante).
☐ Ordinario residente en el extranjero.

Para ello es presentado por los Miembros de la SGE:

.....

.....

Fecha y firma y del solicitante:

CUOTAS:
Cuota de inscripción: 12 €.
Cuota anual: 60 € (socio ordinario); 25 € (socio estudiante); 64 € (socio residente en el extranjero).
Envía resguardo de pago de inscripción *(las comisiones bancarias pertinentes correrán a cargo del socio)*

☐ Envía resguardo de la transferencia bancaria a la cuenta n° 0049-1804-11-2210298069 (BSCH) de Madrid por el valor de 12 € que corresponde a la cuota de inscripción. Para transferencias desde el extranjero el n° IBAN: ES13 y BIC: BSCH ESMM.

☐ Envía cheque a nombre de la Sociedad Geológica de España por valor de 12,79 € a la dirección arriba indicada.

☐ Envía carta de pago VISA Mastercard (solo para socios residentes en el extranjero). **Firmada y con el nº de tarjeta** por un valor de 76 € (en concepto de Inscripción y cuota anual extranjero).

DATOS PARA COBRO POR BANCO:

Banco / entidad: .....

Dirección: ..... CP: .....

Ciudad: .....

Nombre y apellidos:.....

CÓDIGO CUENTA CORRIENTE (20 dígitos):

Entidad	Oficina	DC	N° de cuenta
☐☐☐☐	☐☐☐☐	☐☐	☐☐☐☐☐☐☐☐☐☐

Envíenos esta hoja firmada a la dirección: SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca.

Existe la posibilidad de inscribirse a la SGE como Socio colectivo (192 €). Información: sge@usal.es

LISTADO DE PRECIOS DE LAS PUBLICACIONES NO PERIÓDICAS DE LA SGE

La Sociedad Geológica de España ha publicado distintos materiales no periódicos y que se venden al margen de Geogaceta y de la Revista de la SGE, con precios ventajosos para sus socios. Todos los precios incluyen el IVA.

La serie GEOTEMAS se inició en el año 2000. Cubre las actas y resúmenes de reuniones de carácter científico auspiciadas por la SGE. Hasta la actualidad se han editad 9 volúmenes (alguno de ellos múltiple). Los ejemplares disponibles son los siguientes:

			Socios	Nº Socios
GEOTEMAS 1	V Congreso Geológico de España, Alicante	2000 (4 vols.)	12 € c.u.	20 € c.u.
GEOTEMAS 5	V Congreso del grupo Español del Terciario, Granada 2003		18 €	30 €
GEOTEMAS 6	VI Congreso Geológico de España, Zaragoza	2004 (5 vols.)	12 € c.u.	20 € c.u.
GEOTEMAS 7	Simposio Homenaje a D. Daniel Jiménez de Cisneros y Hervás, Alicante	2004	18 €	30 €
GEOTEMAS 9	VI Congreso del Grupo Español del Terciario, Salamanca	2006	18 €	30 €
GEOTEMAS 10	VII Congreso Geológico de España, Las Palmas de Gran Canarias	2008	18 €	30 €

La serie GEO-GUIAS se inició en el año 2004. Cada volumen ofrece itinerarios Geológicos en áreas cercanas a la localidad de celebración de alguna reunión científica patrocinada por la SGE.

			Socios	No Socios
GEO-GUIAS 1	Itinerarios Geológicos por Aragón	2004	15 €	20 €
GEO-GUIAS 2	Itinerarios Geológicos por la cuenca del Duero	2006	15 €	20 €
GEO-GUIAS 3	Geological fiel trips to the lacustrine deposits of the northeast of Spain	2007	15 €	20 €
GEO-GUIAS 4	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Fuerteventura, Tenerife y La Palma).	2008	30 €	40 €
GEO-GUIAS 5	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Gran Canaria).	2008	30 €	40 €
GEO-GUIAS 6	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Fuerteventura, Lanzarote, Tenerife, La Gomera y El Hierro).	2008	30 €	40€

Además, la SGE ha cofinanciado la publicación de dos libros. El primero recoge las comunicaciones presentadas en un Simposio Internacional de ProGEO sobre Conservación del Patrimonio Geológico, que tuvo lugar en Madrid en 1999, mientras que el segundo ofrece la oportunidad de conocer la geología de España con una aproximación multidisciplinar y muy completa.

			Socios	Nº Socios
Towards the Balanced Management and Conservation of the Geological Heritage in the New Millennium	D. Barettino; M. Vallejo y E. Gallego (Eds.) SGE-IGME-ProGEO	1999	50 €	50 €
Geología de España (incluye 2 mapas y CD)	J.A. Vera (Ed.) SGE-IGME	2004	25 €	30 €

Pedidos y forma de pago

Los pedidos se realizarán por correo postal (Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca) o electrónico (sge@usal.es) a la secretaria de la SGE. Una vez comunicado el importe total del pedido, en el que se incluirán los gastos debidos a portes, se abonará el mismo mediante ingreso o transferencia bancaria a la cuenta del BBVA 0182-2305-68-0201531046. Se deberá de indicar el nombre del comprador y el concepto por el cual se hace el ingreso (p.e.: Un libro de Geología). Una vez recibido el importe se realizará el envío de manera inmediata.

SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

La Sociedad Geológica de España fue fundada en 1985 y tiene como fines la promoción, fomento y difusión del conocimiento, progreso y aplicaciones de la Geología, el asesoramiento en materia científica y educativa a las Instituciones y Entidades que lo requieran, y la representación de los intereses científicos de la comunidad geológica de España a nivel internacional. Sus miembros tienen derecho a participar en todas las actividades organizadas por la Sociedad, a optar a ocupar cualquiera de sus cargos directivos y a recibir gratuitamente las publicaciones periódicas de la Sociedad: Geogaceta y Revista de la Sociedad Geológica de España.

JUNTA DE GOBIERNO

Presidente **Marcos Aurell Cardona**
Dpto. Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias
Univ. Zaragoza 50009 ZARAGOZA
Tel.: 976761087maurell@unizar.es

Secretario **José E. Ortiz Menéndez**
Departamento de Ingeniería Geológica,
Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas
Universidad Politécnica de Madrid
c/ Ríos Rosas, 21. 28003 Madrid
Tel.: 913 366 970; e-mail: joseeugenio.ortiz@upm.es

Tesorera **Inmaculada Gil Peña**
Instituto Geológico y Minero de España (IGME)
Ríos Rosas, 23
28003 Madrid
Tel.: 91 349 58 88 ; e-mail: i.gil@igme.es

Vicepresidenta **Ana María Alonso Zarza**

Vicesecretario **Manuel Olías Álvarez**

Secretario 2º **Miren Mendía Aranguren**

Vocales **Joaquina Álvarez Marrón**
Luis Carcavilla Urquí
Pedro Castiñeiras García
Ana Crespo Blanc
Enrique Díaz Martínez
Pedro Huerta Hurtado
Isabel Rábano Gutiérrez de la Torre

Sociedad Geológica de España

Instituto Geológico y Minero de España

Universidad de Huelva

PATROCINAN:

REPSOL

matsa
A MUBADALA & TRAFIGURA COMPANY

Geoalcali
a Highfield Resources Company

icog

ICOGA
Ilustre Colegio Oficial de Geólogos de Andalucía

COLABORAN:

DIPUTACIÓN DE HUELVA

AGGEP

iah aih 1956 – 2016

ATLANTOUR viajes

IBERIA

Cruzcampo