

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA / BIENNIAL JOURNAL OF EARTH SCIENCES

GEOGACETA

Sociedad Geológica de España

Vol.69 · Enero - Junio / January - June 2021

ISSN: 0213-683X



Editores / Editors:
Óscar Pueyo Anchuela
Manuel Díaz Azpiroz
Alberto Pérez López
Aitor Cambeses



Con el patrocinio de:



GEOGACETA

Revista semestral de Ciencias de la Tierra editada por la Sociedad Geológica de España
Journal of Earth Sciences published biannually by the Sociedad Geológica de España

www.geogaceta.com

© 2021 Sociedad Geológica de España

ISSN: 0213-683X (versión impresa / printed version)

ISSN: 2173-6545 (Internet)

Depósito legal: S.743-2012

COMITÉ EDITORIAL / EDITORIAL BOARD

EDITOR PRINCIPAL / EDITOR IN CHIEF

Dr. Óscar Pueyo Anchuela
Centro UNED-Calatayud. Av. San Juan el Real, 1
50300 Calatayud, Zaragoza (España)
Tel.: +34 976881800; e-mail: opueyo@calatayud.uned.es

Dr. Alberto Pérez López
Área de Estratigrafía, Departamento de Estratigrafía y Paleontología
Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18002 Granada (España)
Tel.: +34 958243334; e-mail: aperezl@ugr.es

EDITOR ADJUNTO/ ASSOCIATE EDITOR

Dr. Manuel Díaz Azpiroz
Área de Geodinámica Interna, Departamento de Sistemas Físicos,
Químicos y Naturales
Universidad Pablo de Olavide, Ctra. de Utrera, km. 1, 41013, Sevilla
(España)
Tel.: + 34 954348351; email: mdiaazp@upo.es

Dr. Aitor Cambeses
Área de Petrología y Geoquímica, Departamento de Mineralogía y
Petrología
Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18002 Granada (España)
Tel.: +34 958 246 611; e-mail: aitorc@ugr.es

EDITORES ASISTENTES / EDITORIAL MANAGERS

Dra. Nieves López González
Área de Medio Marino y Protección Ambiental
Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Málaga
Puerto Pesquero s/n, 29640 Fuengirola, Málaga
Tel.: +34 952 197 124; e-mail: nieves.lopez@ieo.es

Dra. Sonia García de Madinabeitia
Área de Petrología y Geoquímica, Departamento de Geología
Facultad de ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU)
Campus de Bizkaia, Barrio de Sarriena s/n, 48940 Leioa, Bizkaia
Tel.: +34 946 015 455; e-mail: sonia.gdm@ehu.es

SECRETARIO / SECRETARY

Dr. Miguel Gómez-Heras
Departamento de Geología y Geoquímica
Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid,
28040 Madrid (España)
Tel.: + 34 914 975 407; e-mail: miguel.gomezheras@uam.es

OFICINA INSTITUCIONAL / INSTITUTIONAL OFFICE

Isabel Corral Fernández
Secretaría de la Sociedad Geológica de España
Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca,
Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca (España)
Tel.: +34 923 294 752; e-mail: sge@usal.es

SEDE EDITORIAL / EDITORIAL OFFICE

Isabel Corral Fernández Universidad de Salamanca, e-mail: sge@usal.es

GEOGACETA es una publicación semestral de la Sociedad Geológica de España (SGE). En esta revista se publican las comunicaciones presentadas en las Sesiones Científicas de la Sociedad. Se publican artículos cortos (que no superan las cuatro páginas), originales e inéditos, no presentados simultáneamente en otra publicación. La línea editorial de **GEOGACETA** promueve la difusión de las investigaciones que desarrollan los miembros de la sociedad en colaboración con otros colegas y en relación con cualquier aspecto de las Ciencias de la Tierra. La gestión editorial de **GEOGACETA** la desarrolla el Comité Editorial (Editores, Secretario, Secretarías técnicas) en colaboración con el Comité Científico. Dicho comité se compone de un Consejo Asesor y un Consejo Científico. Los artículos que se publican en **GEOGACETA** se caracterizan por su carácter novedoso, provocativo y riguroso.

Todos los artículos publicados han sido revisados por dos revisores especializados en la temática del propio artículo y requieren de una valoración positiva por parte de los revisores, así como del informe positivo de los editores ante el Consejo Asesor. Al menos dos veces al año se reúnen Editores y Consejo Asesor. Las normas de publicación pueden consultarse en la web: <http://www.geogaceta.com> alojada en el Servidor de la Universidad de Salamanca. La SGE informa que las ideas, opiniones y datos publicados son responsabilidad exclusiva de los autores. Los autores ceden los derechos de *copyright* a la SGE. Queda prohibida la reproducción, total o parcial, de textos e ilustraciones de esta revista con fines comerciales, sin autorización escrita de la SGE. Se permite la reproducción en fotocopias para uso personal.

GEOGACETA es una revista con una distribución nacional e internacional que está Indexada/Resumida en: Chemical Abstracts, DIALNET, GeoRef, ICYT, Latindex-Catálogo, Latindex-Directorio, Zoological Record y Scopus.

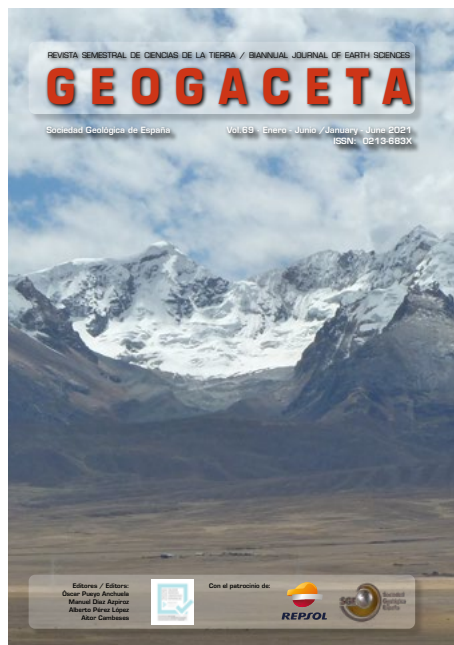
Suscripción anual: Tarifa ordinaria para el año en España y Portugal 42,00 € / Resto del mundo 51,00 €

Patrocina: Repsol Exploración S.L.

Imagen de portada / Cover illustration:

Vista de los Nevados de Caullaraju o Jeulla Rajo (>5.500 m) desde la Laguna Conococha en la parte sur del Parque Nacional del Huascarán (Perú). Los nevados de Caullaraju son parte del gran batolito que conforma la Cordillera Blanca. Esta cordillera constituye el "footwall" de una gran falla normal activa, que acomoda unos 15 km de desplazamiento y es paralela a las, también activas, estructuras compresivas andinas.

Autor: Gonzalo Zamora Valcarce



Comunicaciones presentadas en la LXIX Sesión Científica Repsol-Madrid, 27 de Noviembre de 2020



GEOGACETA 69
ISSN 0213-683X (versión impresa)
ISSN 2173-6545 (on-line)

Presidente de la SGE:
Dr. Juan Antonio Morales

Secretario de la SGE:
Dr. Miguel Gómez Heras

Editores:

Dr. Óscar Pueyo Anchuela
Dr. Manuel Díaz Azpiroz
Dr. Alberto Pérez López
Dr. Aitor Cambeses

Organización de la Sesión Científica:
Dr. Álvaro Jiménez Berrocoso
Dr. Antonio José Olaiz
Dr. Gonzalo Zamora
REPSOL

COMITÉ CIENTÍFICO / SCIENTIFIC COMMITTEE

CONSEJO ASESOR / ADVISORY BOARD

Juan Antonio Morales González (*Universidad de Huelva*), Miguel Gómez Heras (*Universidad Autónoma de Madrid*), María del Carmen Cabrera Santana (*Universidad de Las Palmas de Gran Canaria*), Pedro Huerta Hurtado (*Universidad de Salamanca*), José Eugenio Ortiz Menéndez (*Escuela Politécnica de Madrid*), Ana Ruiz Constán (*Instituto Geológico y Minero de España*), Davinia Díez Canseco Esteban (*Universidad de Alicante*), Ángel Salazar Rincón (*Instituto Geológico y Minero de España*), Pilar Mata Campo (*Instituto Geológico y Minero de España*), Álvaro Jiménez Berrocoso (*Repsol*), Manuel Díaz Azpiroz (*Universidad Pablo Olavide*) y Francisco Manuel Alonso Chaves (*Universidad de Huelva*).

CONSEJO CIENTÍFICO / SCIENTIFIC BOARD

Pedro Alfaro García (*Universidad de Alicante*), Francisco Manuel Alonso Chaves (*Universidad de Huelva*), María Luisa Arboleya Cimadevilla (*Universidad Autónoma de Barcelona*), Ignacio Arenillas Sierra (*Universidad de Zaragoza*), José Miguel Azañón Hernández (*Universidad de Granada*), Beatriz Bádenas Lago (*Universidad de Zaragoza*), Juan Carlos Balanyá Roure (*Universidad Pablo de Olavide*), José Borrego Flores (*Universidad de Huelva*), José Ignacio Canudo Sanagustín (*Universidad de Zaragoza*), Antonio Casas Sainz (*Universidad de Zaragoza*), César Casquet Martín (*Universidad Complutense de Madrid*), Alejandro Cearreta Bilbao (*Universidad del País Vasco*), Ahmed Chalouan (*Universidad Mohamed V-Agdal, Marruecos*), Julia Cuevas Urionabarrenechea (*Universidad del País Vasco*), Trinidad de Torres Pérez-Hidalgo (*Universidad Politécnica de Madrid*), Soledad Domingo Martínez (*Universidad Complutense de Madrid*), María José Domínguez Cuesta (*Universidad de Oviedo*), Javier Elorza Zanduea (*Universidad del País Vasco*), Claudio Faccenna (*Universidad de Roma 3, Italia*), Agustina Fernández Fernández (*Universidad de Salamanca*), Carlos Fernández Rodríguez (*Universidad de Huelva*), Mercedes Ferrer Gijón (*Instituto Geológico y Minero de España*), Encarnación García Navarro (*Universidad de Huelva*), Jacinta García Talegón (*Universidad de Salamanca*), Juan Carlos Gutiérrez Marco (*Instituto de Geociencias IGEO; UCM-CSIC*), Pedro Huerta Hurtado (*Universidad de Salamanca*), María José Huertas Coronel (*Universidad Complutense de Madrid*), Juan Jiménez Millán (*Universidad de Jaén*), Carlos L. Liesa Carrera (*Universidad de Zaragoza*), Pedro L. López Julián (*Universidad de Zaragoza*), Francisco José Martínez Fernández (*Universidad Autónoma de Barcelona*), Blanca María Martínez García (*Universidad del País Vasco*), José Miguel Molina Cámara (*Universidad de Jaén*), Francisco Moral Martos (*Universidad Pablo de Olavide*), M. Francisco Pereira (*Universidad de Évora, Portugal*), Eduardo L. Piovano (*Universidad Nacional de Córdoba, Argentina*), Pedro M. Proença e Cunha (*Universidad de Coimbra, Portugal*), Diana Puigserver Cuerda (*Universidad de Barcelona*), Ángel Salazar Rincón (*Instituto Geológico y Minero de España*), Francisco Serrano Lozano (*Universidad de Málaga*), José Fernando Simancas Cabrera (*Universidad de Granada*), José Luis Simón Gómez (*Universidad de Zaragoza*), Juan Ignacio Soto Hermoso (*Universidad de Granada*), Fernando Tornos Arroyo (*Instituto de Geociencias IGEO; UCM-CSIC*), José María Tubía Martínez (*Universidad del País Vasco*), Iñaki Vadillo Pérez (*Universidad de Málaga*), César Viseras Alarcón (*Universidad de Granada*).

geología 21

8 y 9 de mayo

El fin de semana del 8-9 de mayo se celebró el Geolodía 21. Debido a la pandemia por la COVID-19 este año se ha optado por un formato mixto presencial y virtual.

Se han elaborado 48 Geologuías que se pueden descargar en la web del Geolodía (<https://geolodia.es/geolodia-2021/>) y se han podido realizar 27 salidas al campo, tomando todas las precauciones sanitarias, a las que han acudido casi 3.000 personas.

En el apartado virtual, se ha desarrollado el ciclo "Geocharlas online asociadas al Geolodía 21" y se han preparado 21 recorridos virtuales, incluyendo tres Geolodías especiales. Estos vídeos pueden encontrarse en el canal de YouTube de la SGE:

<https://www.youtube.com/c/SOCIEDADGEOLÓGICADEESPAÑA/featured> (Hasta la fecha, han recibido más de 20.000 visualizaciones)

Además, se ha editado el videojuego "Desafío en el Trans-Iberiano", que puede encontrarse en la web de la SGE:

<https://sociedadgeologica.org/divulgacion/transiberiano/>

Y podéis adquirir vuestra camiseta promocional del Geolodía 21 a través de la tienda de la SGE en La Tostadora:

<https://www.latostadora.com/sociedadgeologicadeespana/>

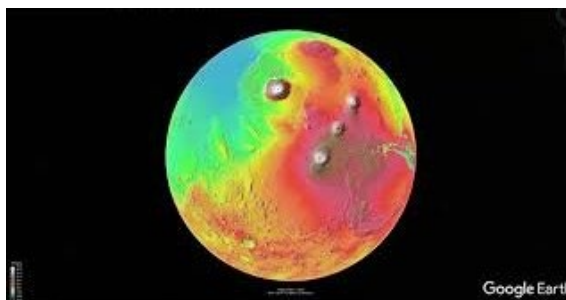
¡Nos vemos en el Geolodía 22 el 7 y 8 de mayo!

Este año hemos contado con tres Geolodías especiales:

Geolodía Submarino



Geolodía Marte



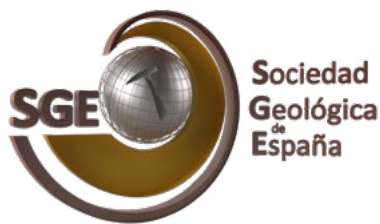
Geolodía Texas



geología 22

7 y 8 de mayo de 2022

Organiza:



Con la colaboración de:



ASOCIACIÓN ESPAÑOLA
PARA LA ENSEÑANZA DE
LAS CIENCIAS DE LA TIERRA

Patrocina:



El Cabalgamiento de El Ibor: una falla cuaternaria a 20 km de la Central Nuclear de Almaraz

The Ibor Thrust: a quaternary fault 20 km from the Almaraz Nuclear Power Plant

Gerardo de Vicente^{1,2} y Rubén Díez Fernández³

¹ GEODESPAL, Facultad de C.C. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. gdv@geo.ucm.es

² Instituto de Geociencias IGEO. CSIC-UCM. Madrid.

³ Instituto Geológico y Minero de España. r.diez@igme.es

ABSTRACT

A Quaternary overthrust is described, intersecting a sedimentary breccia covering the +5 m terrace of the Ibor River, at the western end of the Montes de Toledo. The resulting thrusting system has conditioned the location of fini-neogene alluvial fans ("raña"), so it has to be considered as active during the last 9 Ma. The associated, superficial earthquake is estimated to range between M 6-6.5 in magnitude. The rupture is located less than 20 km from the Almaraz Nuclear Power Plant (Cáceres).

Key-words: Thrust, Quaternary, Toledo Mountains, Almaraz Nuclear Power Plant.

Geogaceta, 69 (2021), 3-6
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

Se describe un cabalgamiento cuaternario, que corta a una brecha sedimentaria que recubre la terraza de +5 m del río Ibor, en el extremo occidental de los Montes de Toledo. El sistema de cabalgamientos descrito ha condicionado la localización de abanicos aluviales fini-neógenos ("raña"), por lo que ha de considerarse como activo durante los últimos 9 Ma. El sismo asociado, superficial, se estima de una magnitud entre M 6-6.5. La rotura se localiza a menos de 20 km de la Central Nuclear de Almaraz (Cáceres).

Palabras clave: Cabalgamiento, Cuaternario, Montes de Toledo, Central Nuclear de Almaraz.

Fecha de recepción: 04/06/2020

Fecha de revisión: 23/10/2020

Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción

Son numerosas las evidencias de actividad tectónica fini-neógena en borde S del Sistema Central Hispano-Portugués (SC), desde las Sierras de La Estrella, Gata, y Guadalupe; así como a lo largo de la falla de Messegana-Plasencia, en relación a la reactivación "Bética" de estructuras previas "Pirenaicas" (de Vicente *et al.*, 2018). En los Montes de Toledo, la deformación fini-oligocena fue menos intensa que en el SC (Vegas *et al.*, 2004). Sin embargo, son numerosos los abanicos aluviales fini-neógenos (rañas) que indican una mayor actividad reciente. Especialmente, los cabalgamientos de la Sierra de Guadalupe, con direcciones E-O a NE-SO, buzamiento hacia el NO y salto vertical acumulado de más de 1000 m, afectan a abanicos aluviales fini-neógenos bien desarrollados (Álvarez *et al.*, 2004). La zona estudiada se encuentra situada en el bloque norte de dicha estructura, donde aparecen retrocabalgamientos subsidiarios con un salto vertical menor, pero que también aparecen en los ápices de

abanicos aluviales asociados de la misma edad.

Sistema de cabalgamientos del Ibor

Se trata de una serie de cabalgamientos imbricados con basamento implicado y transporte tectónico al N-NE que afectan a la "raña" fini-neógena de Valdecañas, que presenta un transporte sedimentario hacia el N y una pendiente hacia el N. Su ápice se localiza en este sistema de cabalgamientos a los que onlapa parcialmente (Fig.1). Los cabalgamientos parecen condicionados por la estructuración varisca, aunque son ligeramente oblicuos a la misma. Se trata, probablemente, de una secuencia normal de imbricación con propagación hacia el N, hacia la cuenca cenozoica de Campoarañuelo (O de la cuenca de Madrid). La traza de los cabalgamientos afecta al curso del río Ibor, de manera que en sus tramos más E-O, la acumulación de terrazas es mayor, apareciendo más encajado (y con menos terrazas) entre el cabalgamiento

más frontal y el inmediatamente hacia el S. Este bloque constituye el de techo en el cabalgamiento cuaternario que estudiamos aquí (Fig. 1).

Edad de los materiales afectados

En la actualidad, la parte oriental del orógeno bético no es capaz de transmitir esfuerzos compresivos hacia su antepaís (de Vicente *et al.*, 2008). Los datos geodésicos GNSS (Palano *et al.*, 2015) evidencian una baja transmisión actual de esfuerzos hacia el antepaís. No obstante, la estructuración de las zonas externas de dicho orógeno evidencia que, durante un corto período de tiempo, estas posibilitaron el acortamiento hacia el interior de Iberia. El volumen de sedimentos asociados fue mucho menor que en la etapa previa "pirenaica". Sin embargo, los sedimentos de la base de los abanicos aluviales fini-neógenos, aparecen sistemáticamente fallados por cabalgamientos NE-SO y E-O. Por tanto, la edad de la reactivación puede estimarse entre el Tortoniense Superior y el Zancleanense

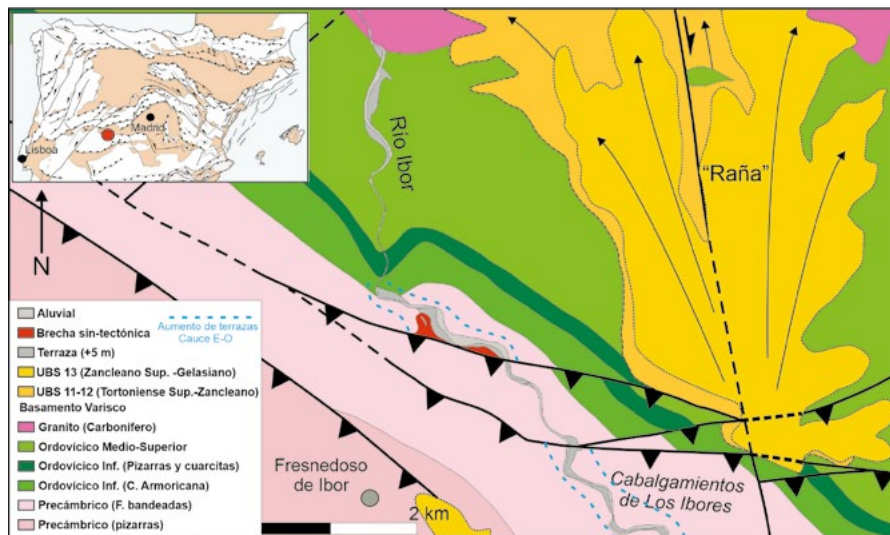


Fig. 1.- Localización y mapa geológico de la zona de estudio. Sistema de Cabalgamientos de Los Ibore al N de Fresnedoso de Ibor. La brecha cuaternaria afectada por el más frontal viene marcada en rojo. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Location and geological map of the study area. Los Ibore Thrust System to the N of Fresnedoso de Ibor. The Quaternary sedimentary breccia affected by the frontal thrust is marked in red. See color figure in the web.

Inferior (9-4 Ma), donde las unidades aloestratigráficas (Cunha, 1992) UBS 11-12 aparecen sistemáticamente falladas, mientras que la UBS 13 (Zanclense superior Gelasiano, 3-1.8 Ma), que es la típica "raña" con cantos redondeados de cuarcitas, onlapa a los abanicos anteriores y sobrepasa la traza de los cabalgamientos (e.g. de Vicente et al., 2018). No obstante, estas edades son diacrónicas; siendo más recientes hacia el O. El SC es aún una cadena con cabalgamientos activos en Portugal (e.g. Stich et al., 2005). En la zona de estudio, los materiales de las "rañas" inferiores (UBS 11-12) aparecen fallados por el sistema de cabalgamientos del Ibor (Fig. 1), condicionando su localización. El río Ibor muestra un sistema de terrazas (+5-10 m) formado por materiales detríticos con grandes bloques redondeados e imbricados de cuarcita. A 2 km hacia el O del ápice de la "raña", y por encima de la terraza, aparece una brecha grano decreciente con cantos angulosos de filitas cámblicas. Estos materiales conforman el basamento cristalino del cauce del Ibor (Fig. 2). La proximidad de este tipo de roca, junto con la inmadurez textural del depósito, sugieren un transporte sedimentario muy escaso. Las terrazas más altas del río Tajo (+ 25-30 m) se han datado en 292 ± 17 Ka, mientras que algunas formaciones aluviales que las recubren sólo tienen 11 ± 0.9 Ka (López-Recio et al., 2013). Sólo podemos concluir que la brecha superior podría tener menos de 10.000 años.

La falla cuaternaria de El Ibor

El afloramiento del cabalgamiento que afecta a la brecha por encima de la terraza del río Ibor se localiza en el corte de la CC-79 a 1.5 Km al N de Fresnedoso de Ibor (Fig. 3). El bloque de techo lo constituyen las filitas cámblicas que suministran los cantos angulosos de la brecha. La foliación varisca parece condicionar la orientación de la falla, que tiene una dirección de N98°E con buzamiento de 45° al S y transporte tectónico hacia el N. Tiene un *tip point* intra brecha, con los sedimentos del muro buzando ligeramente hacia el S con los cantos reorientados en las proximidades de la ruptura, mientras que por encima buzan hacia el N, lo que indica una clara componente tectónica (Fig. 3). Algo más hacia el N, la brecha muestra una sinforma de muro, indicando también que la base está afectada por el cabalgamiento. Dado que el salto observable es algo superior a 1 m,

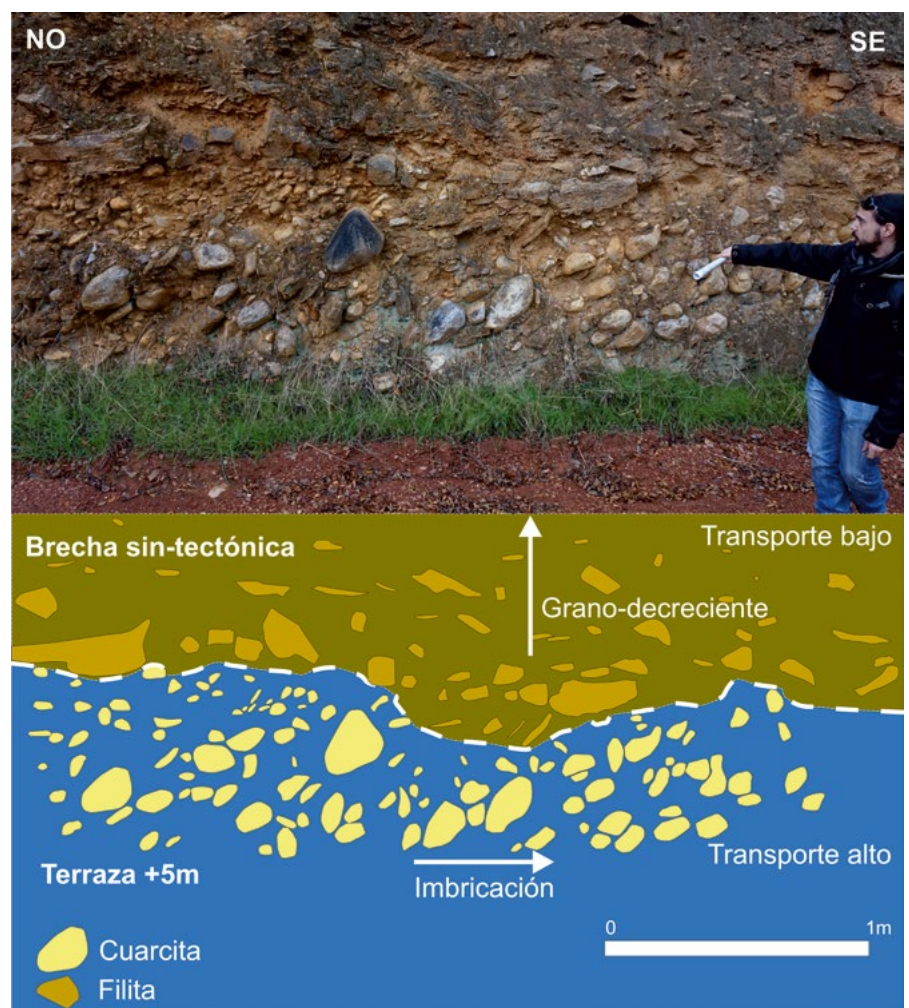


Fig. 2.- La terraza + 5 m del río Ibor (parte inferior) cubierta por la brecha angular sintectónica (parte superior) en el corte de la CC-79. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- + 5 m Ibor river terrace (lower part) covered by syn-tectonic sedimentary breccia with angular clasts (upper part) along a section in the CC-79 road. See color figure in the web.

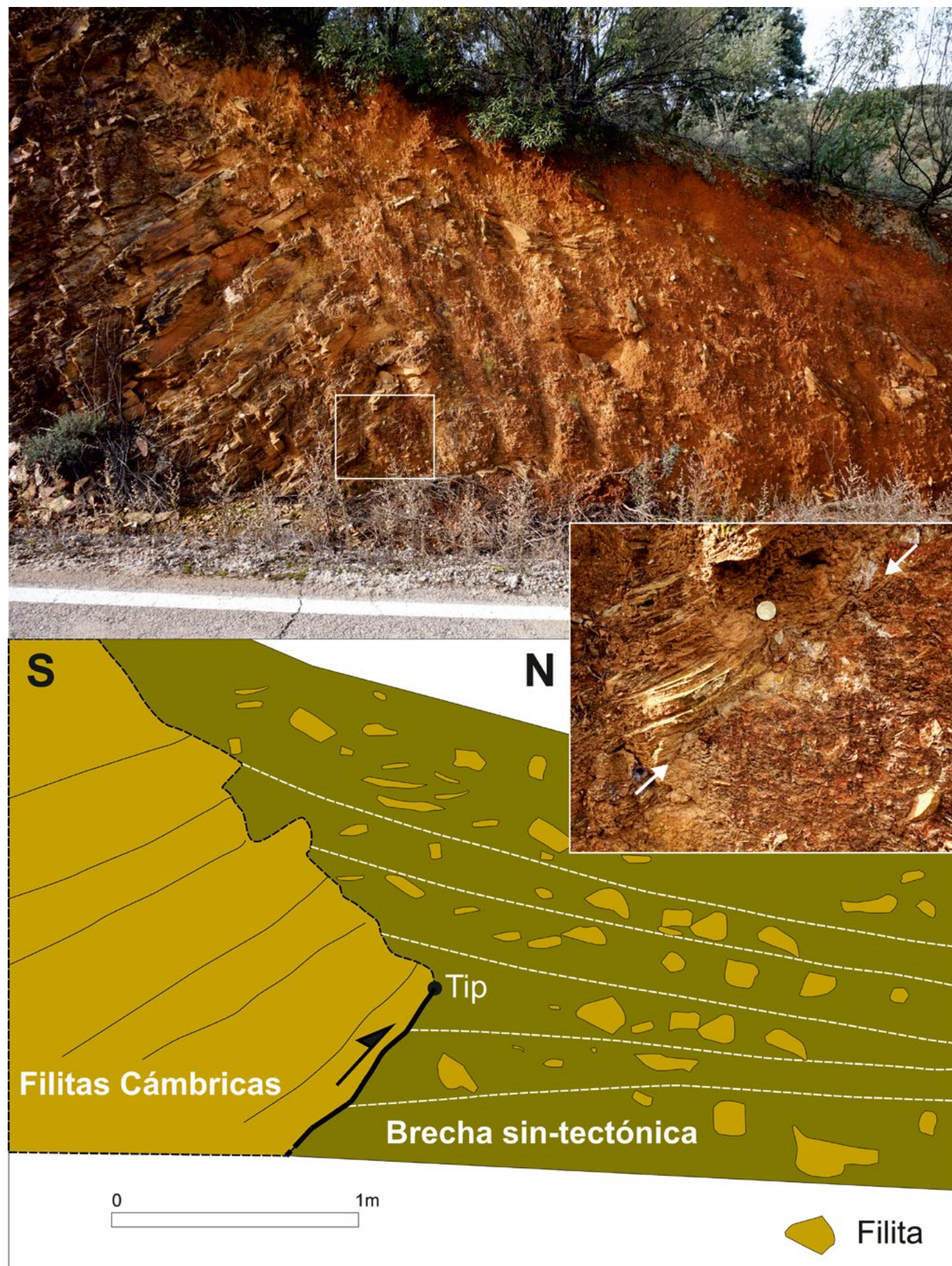


Fig. 3.- El Cabalgamiento cuaternario de El Ibor. El recuadro de la fotografía superior aparece ampliado a la derecha. Corte de la CC-79. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- The quaternary El Ibor Thrust. A zoom into the thrust (white square in upper picture) is shown in an inset to the right. Cross-section along the CC-79 road. See color figure in the web.

y considerando el contexto tectónico, la magnitud del sismo asociado debe superar el valor de 6.5 (Anderson *et al.*, 1996; Stirling *et al.*, 2013). No obstante, dadas las características del afloramiento (el talud de una carretera, no una trinchera *ad hoc*), no podemos asegurar que la ruptura visible se corresponda con un único evento, ni que la falla no se conecte en profundidad con otra más al S, ya que no se observa el escarpe relacionado con la brecha sintectónica.

Discusión

La falla descrita se localiza 20 km al SE de la Central Nuclear de Almaraz. Cuando ésta se construyó, se pensaba que la zona era "estable" desde el punto de vista sismológico, por lo que su diseño no está preparado para resistir un sismo como el descrito. Desde entonces, las evidencias de actividad reciente en fallas próximas a la Central (Plio-Cuaternarias) son numerosas. Resulta, por tanto, necesaria la datación de los materiales afectados (terrazza y brecha sin-tectónica), así como un rediseño urgente de las medidas antisísmicas de Almaraz.

Conclusiones

Se ha localizado, descrito y cartografiado una falla cuaternaria en el sector occidental del borde N de los Montes de Toledo.

El cabalgamiento corta a un depósito sintectónico que recubre la terraza de +5 m del río Ibor, lo que implica que su edad podría ser de sólo unos 10.000 años.

La magnitud del sismo asociado, dada la aparente longitud de su traza y su desplazamiento, sería mayor a 6.5 con rotura superficial. En el caso de que no se tratase de un único evento, y dado que la ruptura alcanza la superficie, la magnitud seguiría siendo superior a 6.0.

Agradecimientos

Los autores agradecen las correcciones y comentarios de los Prof. J.L. Simón-Gómez y J.J. Martínez-Díaz que han contribuido a mejorar sustancialmente el trabajo.

Referencias

Anderson, J. G., S. G. Wesnousky, y M. W. Stirling (1996). *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86, no. 3, 683–690.
Álvarez, J., Muñoz-Martín, A., Vegas, R. y

de Vicente, G. (2004). *Geología de España* Vera, J.A. (editor). SGE-IGME, Madrid, 627-628. ISBN: 84-7840-546-1.

Cunha, P.P. (1992). Ph.D. Thesis, Univ. Coimbra, 262 pp.

de Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldívar, J. y Fernández-Lozano, J. (2008). *Tectonics*, 27, TC 1009, 1-22.

de Vicente, G., Cunha, P.P., Muñoz-Martín, A., Cloetingh, S. A. P. L., Olaiz, A., y Vegas, R. (2018). *Tectonics*, 37, 4444–4469.

López-Recio, M., Silva, P.G., Cunha, P.P., Tapias, F., Roquero, E., Morín, J., Carrobles, J., Murray, A.S. y Buylaert, J.P. (2013). VIII Reunión de Cuaternario Ibérico, La Rinconada, Sevilla, 17-21.

Palano, M., González Méndez, P.J. y Fernández Torres, J. (2015) *Earth and Planetary Science Letters* 430, 439-447.

Stich, D., Batlló, J., Macià, R., Teves-Costa, P. y Morales, J. (2005). *Geophys. J. Int.* 162, 850-858.

Stirling, M.W., Goded, T., Berryman, K.R. y Litchfield, N.J. (2013). *Bulletin of the Seismological Society of America* 103(6), 2993-3011.

Vegas, R., de Vicente, G., Andriessen, P. y Martín Velázquez, S. (2004). *Geología de España* Vera, J.A. (editor). SGE-IGME, Madrid, 626-627. ISBN: 84-7840-546-1.

Kink bands alpinos en rocas foliadas del basamento varisco del Sistema Central

Alpine kink bands on foliated rocks of the Central System variscan basement

Gerardo de Vicente^{1,2}, Alfonso Muñoz-Martín^{1,2}, Rubén Díez-Fernández³ y Antonio Olaiz⁴

¹ GEODESPAL, Facultad de C.C. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid gdv@geo.ucm.es, amunoz@geo.ucm.es

² Instituto de Geociencias IGEO. CSIC-UCM. Madrid.

³ Instituto Geológico y Minero de España.

⁴ Repsol E&P. C/ Méndez Álvaro 44, 28045 Madrid. antoniojose.olaiz@repsol.com

ABSTRACT

The spatial and kinematic association between kink bands in rocks with variscan foliation and alpine thrusts in the Central System basement, allow us to deduce that the former have a Cenozoic age, and not variscan or late-variscan. Systematically, the fold axes trend of the kinks is sub-parallel to the strike of the thrusts. Three key outcrops are studied: the Villares de Jadraque thrust, the Valdesotos thrust and the El Atazar back-thrust.

Key-words: Kink bands, Alpine thrusts, Central System.

RESUMEN

La asociación espacial y cinemática entre kink bands en rocas con foliación varisca y cabalgamientos alpinos en el basamento del Sistema Central, permiten deducir que los primeros tienen una edad cenozoica, y no varisca o tardivarisca. Sistemáticamente, la dirección de los ejes de los kinks es subparalela a los cabalgamientos. Se estudian tres afloramientos clave: El Cabalgamiento de Villares de Jadraque, el Cabalgamiento de Valdesotos y el Retrocabalgamiento de El Atazar.

Palabras clave: Kink bands, Cabalgamientos Alpinos, Sistema Central.

Geogaceta, 69 (2021), 7-10
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 04/06/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción y objetivos

El Sistema Central Hispano-Portugués (SC) presenta una intensa deformación intraplaca de edad alpina relacionada, principalmente, con el orógeno pirenaico-cantábrico. Una de las cuestiones que quedan aún por resolver es el modo en que esta deformación es acomodada en el basamento varisco.

En la zona nororiental (al norte de Somosierra y en Honrubia de la Cuesta), parece evidente el desarrollo de una tectónica de piel fina con basamento implicado, favorecida por la presencia de una foliación varisca subhorizontal (de Vicente *et al.*, 2018). De este modo, conviene dejar de considerar al basamento varisco como algo "rígido" y poco deformable frente al acortamiento alpino. Por otra parte, son abundantes los trabajos que mencionan una última etapa de deformación varisca o tardivarisca, a la que a menudo se le atribuye el desarrollo de kink bands NE-SO a E-O (Bellido *et al.*, 1981; Gil Toja *et al.*, 1985) con acortamiento horizontal (Capote, 1973), y que algunos autores asocian con el desarrollo de una gran antiforma NE-SO.

En este trabajo analizamos la deformación que afecta a las rocas metamórficas en el sector oriental del SC, y algunas estructuras las relacionamos con los grandes cabalgamientos alpinos que son los responsables del relieve actual y de su estructuración cenozoica.

Kink bands alpinos en el basamento del Sistema Central

Cuando un cabalgamiento alpino afecta a rocas con foliación varisca, bien en el muro, en el techo, o en ambos, se suelen desarrollar kinks cuyos ejes presentan, sistemáticamente, la misma dirección que la falla. Otro aspecto a destacar es que estos kinks se concentran, fundamentalmente, en las proximidades de los grandes cabalgamientos alpinos, y su frecuencia disminuye, hasta desaparecer según nos alejamos de los mismos. Estudiaremos tres afloramientos clave en el extremo más nororiental del SC: El Cabalgamiento de Villares de Jadraque (CVJ) en el domo de Hiendelaencina, El Cabalgamiento de Valdesotos (CV), y el Retrocabalgamiento de El Atazar (RA), que duplica la terminación periclinal de la antiforma de El Cardoso (Fig. 1).

El Cabalgamiento de Villares de Jadraque

El CVJ (Fig. 1) corta el domo varisco de Hiendelaencina, donde aparecen rocas del dominio del "Ollo de Sapo". El cabalgamiento tiene una dirección NE-SO, buza 50°-60° hacia el NO, y superpone materiales de la Fm. Cardeñosa sobre los más recientes de la facies de grano fino de la Fm. Hiendelaencina. El salto vertical aproximado es de (500 m). En los materiales adyacentes y a muro de la falla, aparecen kink bands en una banda de unos 30 m de espesor medido perpendicularmente a la traza cartográfica del cabalgamiento. No hay kinking sistemático en el domo. Los ejes de los kinks caen en el plano de la falla, aunque son más abundantes los subhorizontales (Fig. 2).

Esta variabilidad puede responder a una marcada oblicuidad primaria entre los planos de cizallamiento que dan lugar a los kink bands y la foliación a plegar en el caso de kinks con notable inmersión, mientras que en el caso de kinks con ejes subhorizontales la oblicuidad primaria sería mucho menor, y los planos de cizallamiento tendrían una orientación pre-kink parecida a la foliación.

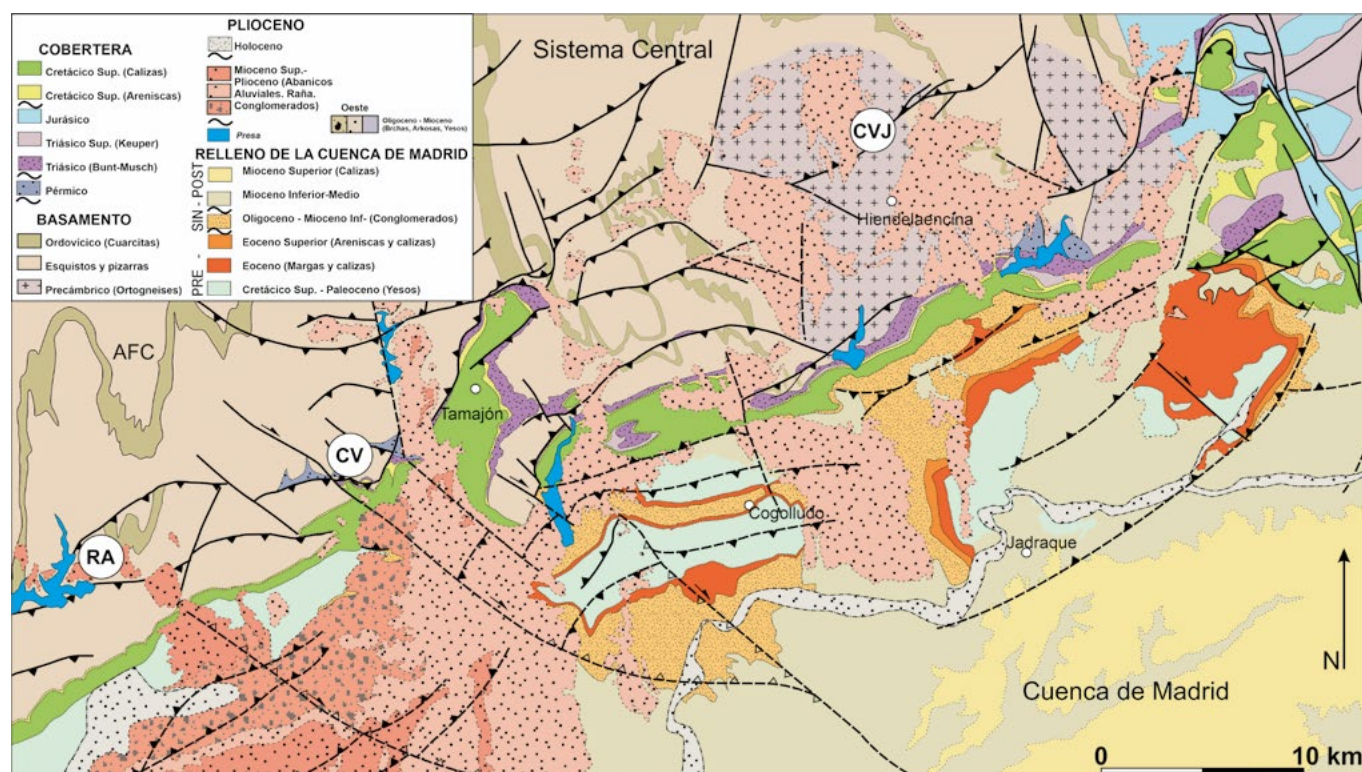


Fig. 1.- Mapa tectónico del borde S del Sistema Central en su terminación Nororiental. Los afloramientos analizados son CVJ, Cabalgamiento de Villares de Jadraque, CV Cabalgamiento de Valdesotos y RA Retrocabalgamiento de El Atazar. AFC: Antiforma Varisca del Cardoso. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Tectonic map of the southern Central System, at its northeasternmost section. Studied outcrops are, CVJ Villares de Jadraque Thrust, CV Valdesotos Thrust and RA El Atazar backthrust. AFC: El Cardoso Variscan Antiform. See color figure in the web.



Fig. 2.- El Cabalgamiento de Villares de Jadraque (Fig.1) superpone materiales de la Fm. Cardenosa sobre los más modernos de la Fm. Hiendelaencina, donde se forman los kinks asimétricos que indican una dirección de transporte tectónico hacia el SE. El buzamiento de los planos de kink bands se aproxima al del plano de fractura. En la estereográfica se representan los planos de falla y el diagrama de contornos de los ejes de los kinks (contornos del 2%, 20 medidas). Sp (azul) es la esquistosidad principal regional (en el bloque de techo).

Fig. 2.- At the Villares de Jadraque Thrust (Fig.1) Cardenosa Fm. is overlapping younger materials of Hiendelaencina Fm., in which asymmetrical kink folds were developed, suggesting a SE tectonic transport direction. Kink bands axial surface dip is similar to fracture plane. Stereographic projection shows fault planes and contours from kink axes (2% contours, 20 data). Sp (blue) is the regional main schistosity (at the hanging wall).

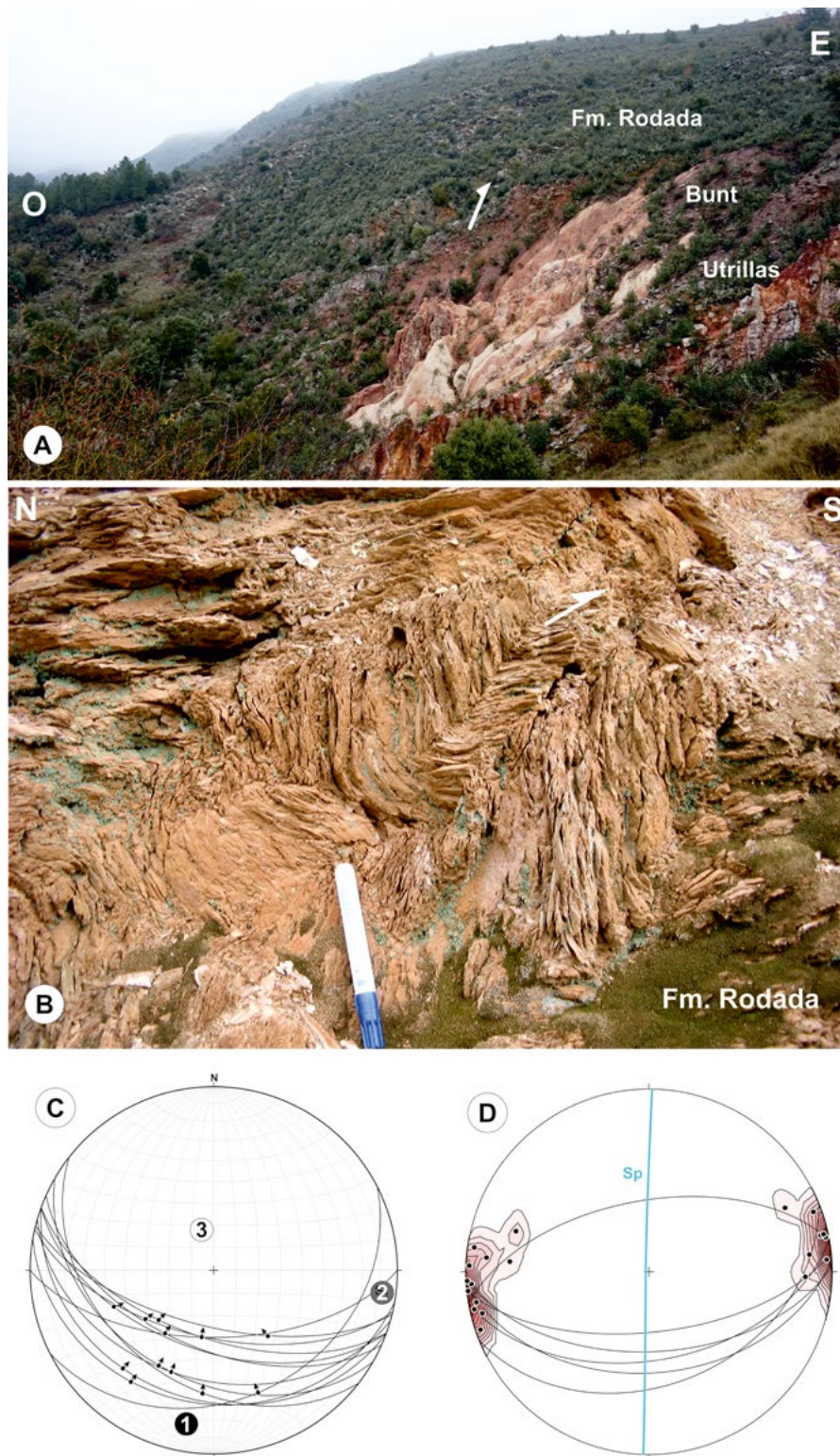


Fig. 3.- El Cabalgamiento de Valdesotos (Fig. 1). A) Vista general mirando al N, Fm. Rodada (Silúrico) cabalgando al Bunt y al Cretácico Superior. **B)** Kinks en el bloque de techo (Fm. Rodada). **C)** Inversión de esfuerzos asociado a fallas en el bloque de muro (Bunt y Cretácico Superior) $\sigma_1 = 16/190$, $\sigma_2 = 07/097$ y $\sigma_3 = 71/343$ con un R de 0.53 (compresivo). **D)** ejes de kinks (contornos del 2%, 20 medidas) y planos de falla (12 medidas) en el bloque de techo. Sp (azul) es la esquistosidad principal regional. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Valdesotos Thrust (Fig.1) A) Northern general view. Rodada Fm (Silurian) thrusting Bunt and Upper Cretaceous rocks. B) Kinks at the hanging wall (Rodada Fm.) C) Stress inversion results obtained from faults located in the foot wall (Bunt and Upper Cretaceous) $\sigma_1 = 16/190$, $\sigma_2 = 07/097$ and $\sigma_3 = 71/343$, where R is 0.53 (compressive). D) Kink axes (2 % contours, 20 data) and fault planes (12 data) in the hanging wall. Sp (blue) is the regional main schistosity. See color figure in the web.

El Cabalgamiento de Valdesotos

El CV (Fig. 1) tiene una orientación próxima a E-O con transporte tectónico hacia el S, buzamiento hacia el N de más de 50° , y se desarrolla en una zona transpresiva NO-SE. Esta estructura superpone materiales metamórficos de la Fm. Rodada (filitas con protolito Silúrico) sobre rocas sedimentarias del Triásico (facies Buntsandstein) y del Cretácico Superior. Es en el bloque de techo donde aparecen kinks subhorizontales con ejes con dirección paralela a la del cabalgamiento (Fig. 3). En los materiales mesozoicos se han podido medir fallas que indican un acortamiento N-S. La ligera diferencia entre los datos de fallas (Fig. 3C) y los ejes de kinks (Fig. 3D) se debe a que estos últimos están medidos algo más al NO, donde la falla cambia progresivamente de E-O a NO-SE. El salto vertical de este cabalgamiento debe superar la potencia de la serie mesozoica en este sector (400 m). La estrecha relación espacial y geométrica entre el cabalgamiento, las fallas y los kinks, permiten establecer una edad alpina para el desarrollo de las estructuras mencionadas.

El retrocabalgamiento de El Atazar

Los retrocabalgamientos son ubicuos en el borde S del SC al E de la *tear-fault* lateral izquierda N-S del Puerto de Somosierra (de Vicente y Muñoz-Martín, 2012). Uno de los más importantes es el Retrocabalgamiento de El Atazar (RA), que duplica la terminación periclinal de la antiforma varisca de El Cardoso (Fig. 1). Este cabalgamiento presenta una traza orientada NE-SO a E-O, con un salto vertical que supera los 1500 m (Fernández Casals, 1976). En el afloramiento estudiado (situado en el bloque de techo del cabalgamiento) justo al O del pueblo de El Atazar, tramos inferiores de la Fm. Rodada cabalgan sobre tramos superiores de esta misma formación. La traza del retrocabalgamiento conecta hacia el E con la zona transpresiva de Valdesotos (Fig. 1). De nuevo se desarrollan kink bands que, en este caso, aparecen relacionados a fallas frágiles secundarias subparalelas al cabalgamiento principal (Fig. 4). Los ejes son, también, horizontales y con direcciones paralelas a estas fallas, además de mostrar una marcada asimetría (vergencia) compatible con el sentido de transporte tectónico de dichas fallas.



Fig. 4.- El Retrocabalgamiento de El Atazar (Fig.1) afectando a la Fm. Rodada (Silúrico). Kinks asimétricos que indican una dirección de transporte tectónico hacia el SE. Nótese como el buzamiento de los planos de kink bands es similar al buzamiento de las fallas (6 medidas). En la estereográfica se representan los planos de falla y el diagrama de contornos (2%, 17 datos) de los ejes de los kinks. Sp (azul) es la esquistosidad principal regional.

Fig. 4.- RA (Fig.1) affecting Rodada Fm. (Silurian). Asymmetric kinks suggesting that tectonic transport towards SE. Notice that kink band dip is similar to fault dip. Stereographic projection represents fault planes (6 data) and kink axis contours (2%, 17 data). Sp (blue) is the regional main schistosity.

Discusión

En el SC (y en la Cordillera Cántabra-Pirenaica) resulta compleja la cartografía de los cabalgamientos alpinos cuando no hay marcadores post-variscos afectados. El relieve proporciona indicios importantes sobre su traza. Planteamos aquí que el desarrollo de kink bands asociados a una fracturación frágil puede ser otra evidencia sobre su localización y cinemática. Esta situación es evidente en el CV, donde kinks, fallas y materiales afectados no dejan duda sobre su origen alpino. El RA es la prolongación hacia el O del CV y paralelo al cabalgamiento principal del borde Sur del SC sobre la Cuenca de Madrid donde son abundantes los retrocabalgamientos. Este último

es una estructura desarrollada en la corteza superior en un ambiente muy frágil, apareciendo los kinks directamente relacionados con estas condiciones de deformación (Fig. 4). La situación en el CVJ es menos evidente, aunque es también paralelo a los cabalgamientos alpinos y en el bloque de techo aparece un relieve importante (la Sierra del Alto Rey), mientras que en el de muro se desarrollan abundantes abanicos aluviales pliocenos (rañas).

En los tres afloramientos los kinks son asimétricos, con flancos cortos y largos que indican direcciones de transporte tectónico compatibles con las fallas a las que aparecen espacialmente relacionados (hacia el SE en el CVJ, hacia el S en el CV y hacia el N en el RA).

Conclusiones

La deformación alpina en el SC afecta el interior de los bloques de basamento varisco.

En rocas foliadas, tanto en los bloques de techo, como de muro de cabalgamientos alpinos, se desarrollan zonas de kink bands de varias decenas de metros (desarrollándose una banda con una fábrica penetrativa frágil)

La disposición geométrica de los kinks, así como su cinemática, sugieren que son consecuencia de la deformación asociada a los cabalgamientos alpinos.

En zonas de basamento sin marcadores post-variscos, la presencia de los kinks puede ayudar a la cartografía precisa de los cabalgamientos alpinos.

Agradecimientos

Los autores quieren reconocer la mejora sustancial del texto que ha supuesto su revisión por parte de los Profesores Carlos Fernández Rodríguez y Juan Luís Alonso.

Referencias

- Bellido, F., Capote, R., Casquet, C., Fúster, J.M., Navidad, N., Peinado, M. y Villaseca, C. (1981). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 15-51.
- Capote, R. (1973). *Boletín Geológico y Minero* 84-85, 426-437
- de Vicente, G. y Muñoz-Martín, A. (2012). *Tectonophysics* 602, 259-285.
- de Vicente, G., Cunha, P.P., Muñoz-Martín, A., Cloetingh, S. A. P. L., Olaiz, A., y Vegas, R. (2018) *Tectonics*, 37, 4444-4469.
- Fernández Casals, M.J. (1976). Tesis. U. Complutense de Madrid. 305 pp.
- Gil Toja, A., Jimenez-Ontiveros, P. y Seara, J.R. (1985). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 9, 91-103.

Distribución y geometría 3D de las fallas supra-sal messiniense de la Cuenca Levantina ("offshore" de Israel)

Distribution and 3D geometry of the faults overlying the Messinian salt in the Levant Basin (offshore Israel)

Adrián Hidalgo Puyou¹ y Juan Ignacio Soto Hermoso²

¹ Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva, 18071 - Granada, España. ahpuyou91@correo.ugr.es

² Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva, 18071 - Granada, España. jsoto@ugr.es

RESUMEN

Se presenta un análisis estructural tridimensional de la secuencia suprasal messiniense en la Cuenca Levantina (Israel), utilizando un cubo sísmico migrado en profundidad. Se han interpretado las principales fallas y discontinuidades en la secuencia sedimentaria plio-cuaternaria, diferenciándose dos unidades sísmo-estratigráficas pliocenas y dos cuaternarias. La secuencia suprasal está deformada por sistemas de fallas normales conjugadas, planas, despegadas sobre la sal, orientadas NE-SO y con buzamientos tanto hacia la cuenca (NO) como hacia el continente (SE). El fallamiento se inició hacia el final del Plioceno, teniendo un movimiento mayor, de carácter sin-sedimentario, durante todo el Cuaternario. El fallamiento se produjo a la par que la sal messiniense se deslizaba pendiente abajo en la cuenca, hinchándose en la región distal y fluyendo bajo fallas frágiles plio-cuaternarias, de tipo dominó.

Palabras clave: Cuenca Levantina, tectónica salina, fallas normales conjugadas, fallas de tipo dominó.

Geogaceta, 69 (2021), 11-14
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Una parte de las reservas mundiales de hidrocarburos se encuentra asociadas a depósitos evaporíticos, ya que la capa de sal puede actuar como sello (e.g., Jackson y Hudec, 2017). Por este motivo, el estudio de los procesos de tectónica salina ha experimentado en los últimos años un interés creciente.

El relleno de la Cuenca Levantina está dominado por una gruesa capa de sal, que ha condicionado su actividad tectónica desde el Plioceno a la actualidad. Esta capa de sal se extiende por todo el Mediterráneo, y se formó durante la crisis de salinidad del Messiniense (e.g., Hsü *et al.*, 1973).

El objetivo principal de este trabajo es estudiar y analizar la geometría tridimensional de las fallas que afectan a la secuencia suprasalina en el sector suroriental de la Cuenca Levantina en aguas de Israel (Fig. 1), así como valorar su relación con la geometría general de la capa salina infrayacente. El trabajo se ha realizado mediante la interpretación de un cubo de sísmica 3D migrado en profundidad.

Marco tectónico

La Cuenca Levantina se ha visto afectada por una etapa de extensión ("rifting") desde el Triásico hasta el Jurásico medio. Esta etapa de "rifting" está relacionada con la apertura del Tetis, y estuvo acompañada por el desarrollo de una plataforma carbonatada y un importante vulcanismo de tipo alcalino (Hawie *et al.*, 2013; Gardosh y Tannenbaum, 2014).

Desde el Jurásico medio hasta el Cretácico superior (Turonense), la cuenca experimentó una gran subsidencia, depositándose importantes sucesiones detríticas en un ambiente marino profundo. Desde el Turonense hasta el Oligoceno, dentro de la orogenia Alpina, la Cuenca Levantina se invirtió parcialmente generando un cinturón de pliegues y cabalgamientos. Este periodo se conoce en la región como la etapa del Arco Sirio.

Durante la etapa tectónica más reciente (desde el Oligoceno superior a la actualidad) se generó el sistema de la falla transformante izquierda del Mar Muerto,

ABSTRACT

The three-dimensional geometry of the structures affecting the suprasalt sequences above the Messinian salt in the Levant Basin (offshore Israel) is reconstructed using a depth-migrated seismic cube. We have interpreted in 3D the main faults affecting the suprasalt sequence, in where two Pliocene and two Quaternary seismic units have been distinguished. The suprasalt deformation is accomplished by NE-SW trending, conjugate normal faults, with planar fractures detached along the salt-top surface, and dipping both basinwards (NW) and towards the continent (SE). Faulting was initiated towards the end of the Upper Pliocene, with a major syn-sedimentary event occurring throughout the Quaternary. Syn-sedimentary faulting accompanied the down-slope gliding of the Messinian salt, expressed by distal up-building and local down-building or upbuilding in the marginal domain, in response to brittle, domino-like Plio-Quaternary faulting.

Key-words: Levant Basin, salt tectonics, conjugate normal faults, domino-like faulting.

Fecha de recepción: 13/06/2020

Fecha de revisión: 23/10/2020

Fecha de aceptación: 27/11/2020

así como la apertura del Mar Rojo (Fig. 1). Durante esta última etapa, y al final del Mioceno superior (~5,3 Ma), tuvo lugar la crisis de salinidad del Messiniense, depositándose en la cuenca una potente capa de sal (1,5 km de espesor) (e.g., Hsü *et al.*, 1977). El nivel del mar ascendió de nuevo durante el Plioceno, convirtiéndose el actual río Nilo en la fuente principal de sedimentos para la Cuenca Levantina (e.g. Gardosh *et al.*, 2008; Schattner *et al.*, 2017).

Cubo sísmico 3D

El cubo sísmico utilizado en este trabajo tiene un área aproximada de 525 km², con un espaciado de 12,5 m entre "inlines" y 25 m para las "crosslines". Es un volumen migrado en profundidad (PSDM) con un modelo de velocidad tridimensional, cuyos detalles pueden verse en Feng y Reshef (2016). La posición exacta del cubo y toda la información por debajo de la sal messiniense no se muestran por cuestiones de confidencialidad.

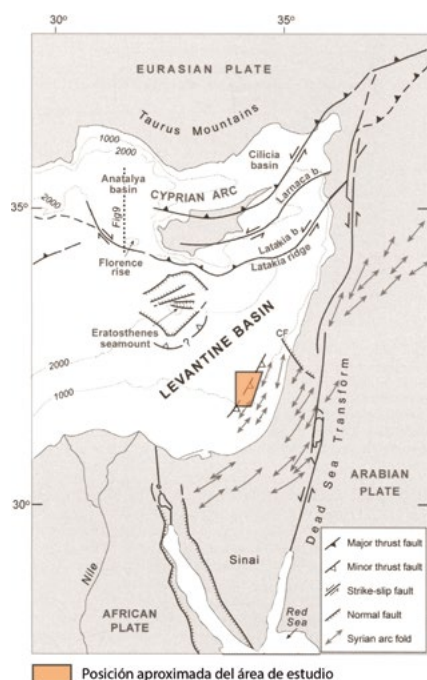


Fig. 1.- Mapa tectónico simplificado de la Cuenca Levantina en el Mediterráneo oriental (modificado de Ben-Avraham et al., 2006). Se señala también la posición aproximada del área de estudio.

Fig. 1.- Simplified tectonic map of the Levant Basin in the eastern Mediterranean (modified from Ben-Avraham et al., 2006). Colored rectangle shows the approximate position of the study area.

Sucesión sismo-estratigráfica

Atendiendo a las características de reflectividad, la geometría interna y la presencia de discontinuidades sísmicas, se han distinguido cuatro unidades sismo-estratigráficas en la secuencia suprasalina. Estas unidades coinciden también con las diferenciadas por Schattner et al. (2017). La crono-estratigrafía establecida por estos autores es la que hemos seguido en nuestro trabajo (Fig. 2). La sal messiniense está formada por varios ciclos de halita transparentes, separados por delgados niveles reflectivos de lutitas (e.g., Feng y Reshef, 2016).

Las cuatro unidades diferenciadas en la secuencia suprasalina son, de muro a techo (Fig. 2):

Unidad P1 (Plioceno Inferior): Esta unidad tiene como base el techo de la sal (~5,3 Ma) y su techo corresponde con una suave discontinuidad sísmica de edad fini-Plioceno inferior (~3,8 Ma). Esta unidad tiene una geometría tabular, con un espesor constante de 270-300 m. La facies sísmica de la Unidad P1 se caracteriza por reflexiones continuas de moderada reflectividad. Por la descripción

de pozos, se conoce que P1 está formada por sedimentos hemipelágicos (Schattner et al., 2017).

Unidad P2 (Plioceno Superior): Esta unidad está limitada por dos discontinuidades sísmicas. La superior corresponde con una discordancia erosiva, mientras que la inferior es una superficie con geometría de tipo "onlap". La edad aproximada de ambas discontinuidades, establecida por Schattner et al. (2017), es de ~2,6 y ~3,8 Ma, respectivamente, por lo que la unidad representa el Plioceno superior. La Unidad P2 tiene una geometría de cuña suave, engrosándose hacia el NO y con un espesor medio de 100 m. Su facies sísmica es laminada con reflexiones continuas de baja a moderada reflectividad.

Unidad PL1 (Pleistoceno inferior): La característica principal de esta unidad es el carácter de sus facies sísmicas (caóticas), así como la existencia de varias discontinuidades internas de tipo erosivo. Por la dificultad de correlación sísmica de estas superficies, se ha optado por tratar como una única unidad a este paquete, cuyo techo pasa a ser progresivamente un conjunto de reflexiones paralelas de suave reflectividad (Fig. 2). Lateralmente, la reflexión de techo pasa a ser también una discordancia angular con las sucesiones a muro y techo. El espesor de esta unidad es de unos 400 m, disminuyendo suavemente hacia el NO (según la actual pendiente batimétrica). Estimamos que la edad aproximada del techo es de ~0,9 Ma (fini-Calabriense), por lo que la Unidad PL2 sería de edad Pleistoceno inferior, incluyendo el Gelasense y gran parte del Calabriense (~2,6-0,9 Ma). Por sus facies sísmicas, interpretamos que una buena parte de la unidad corresponde a varios complejos amalgamados de transporte en masa ("mass transport complex").

Unidad PL2 (Pleistoceno medio a Holoceno): Esta unidad contiene a los sedimentos más recientes, hasta el fondo marino (Fig. 2), por lo que su edad se extiende desde el Pleistoceno medio a la actualidad (<0,9 Ma). La potencia máxima de la Unidad PL2 es de 200 m, disminuyendo progresivamente hacia el NO. La facies sísmica es planar, con reflexiones internas paralelas de moderada a baja reflectividad.

Geometría 3D de las fallas y de la sal messiniense

El estilo estructural y las relaciones geométricas con los sedimentos

plio-cuaternarios que suelen observarse en la Cuenca Levantina se ilustran en el perfil sísmico de la Fig. 3. Se ha optado por presentar el perfil sísmico (Fig. 3) con una escala vertical exagerada para poder mostrar mejor las relaciones geométricas entre las fallas y con las unidades sísmicas. Los resultados de nuestro estudio se ilustran también con dos mapas estructurales: el correspondiente al espesor de la sal messiniense (Fig. 4a) y la estructuración de la base de la Unidad PL1, superficie clave de la sucesión suprasalina (Fig. 4b). El mapa estructural de la Fig. 4b recoge también las terminaciones laterales de las fallas, la magnitud en planta de sus desplazamientos, así como los pliegues.

La geometría general de la sal messiniense muestra dos rasgos mayores. Por un lado, el engrosamiento general de la sal hacia el NO (alcanzando allí valores de 0,9-1,1 km; Fig. 4a). Y por otro, el efecto local de las fallas suprasalinas, especialmente abundantes en el SE, con variaciones locales del espesor salino, según se esté bajo la terminación inferior de una falla o en su bloque de muro (cf. Figs. 3 y 4a).

La mayoría de las fallas suprasalinas son planas, pero se han encontrado también algunas con geometría lítrica (cóncavas hacia arriba). En general, las fallas tienen un buzamiento mayor hacia su terminación superior (Fig. 3) y la orientación general es NE-SO (Fig. 4b), buzando mayoritariamente hacia el NO, con algu-

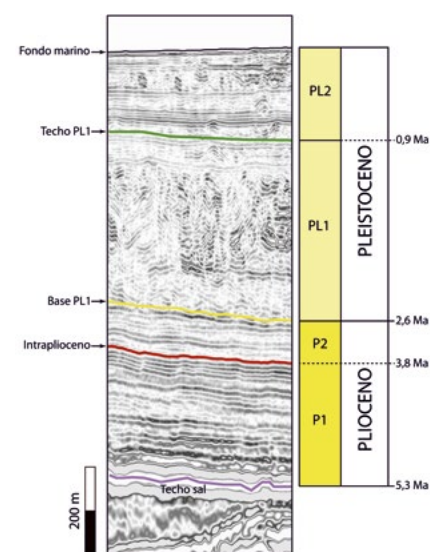


Fig. 2.- Unidades sismo-estratigráficas diferenciadas en la secuencia suprasalina plio-cuaternaria de la Cuenca Levantina. Edades tomadas de Schattner et al. (2017).

Fig. 2.- Seismo-stratigraphic units of the suprasalt Plio-Quaternary sequence in the Levant Basin. Timing is taken from Schattner et al. (2017).

nos segmentos menos frecuentes cuyo buzamiento es contrario, hacia el SE (Fig. 3). Por su abundancia relativa, interpretamos que las fallas buzantes hacia el NO corresponden con fracturas sintéticas (fallas S), mientras que las inclinadas hacia el SE serían antitéticas (fallas A). Esta interpretación viene avalada también por las relaciones de corte entre ambos sistemas de falla (Fig. 3).

Las fallas se cruzan formando un patrón en X, pero en otros casos se cortan formando patrones en Y (Fig. 3). La gran mayoría de las fallas afectan solo a las unidades PL1 y PL2 (del Cuaternario), aunque las que cortan toda la sucesión suprasalina se encuentran principalmente hacia el SE, en dirección a la región más somera de la cuenca (Figs. 3 y 4b).

La mayoría de las "tip lines" identificadas pertenecen a las fallas que cortan a las unidades P1 y P2 (del Plioceno). En este caso, las "tip lines" inferiores terminan en el techo de la sal, mientras que las "tip lines" superiores terminan justo bajo la Unidad PL1, o se adentran ligeramente en ésta.

En el caso de las fallas que cortan toda la sucesión suprasalina, sus "tip lines" superiores pueden llegar hasta el propio fondo marino, creando un escalón, o terminan ligeramente por debajo de este sin generar ninguna irregularidad (p. ej., falla A5 en Fig. 3).

Gran parte de las fallas, como por ejemplo la falla sintética mayor S11a, tiene una geometría convexa hacia techo (Fig. 4b). Los distintos segmentos de falla suelen estar solapados, de tal manera que se produce un relevo lateral entre sus terminaciones (e.g., segmentos S4a y S14 o S8 frente a S19, S9 y A5; Fig. 4b). Esta estructura correspondería a rampas de relevo lateral, sin llegar a formarse estructuras de enlace o fallas transversas de tipo "breaching ramp" (Groshong, 2006; Fossen y Rotevatn, 2016).

Junto a esto, deducimos que los desplazamientos varían a lo largo de las trazas de falla, encontrándose que en ocasiones el desplazamiento horizontal máximo se produce hacia su terminación lateral (e.g., fallas S10a, S11a, S14, S15; Fig. 4b). Las observaciones realizadas, tanto en secciones verticales como en 3D, sugieren que gran parte del desplazamiento de las fallas es de salto en buzamiento.

En cuanto a la curvatura de las fallas, se han encontrado tanto geometrías cóncavas como convexas hacia el techo (Fig.

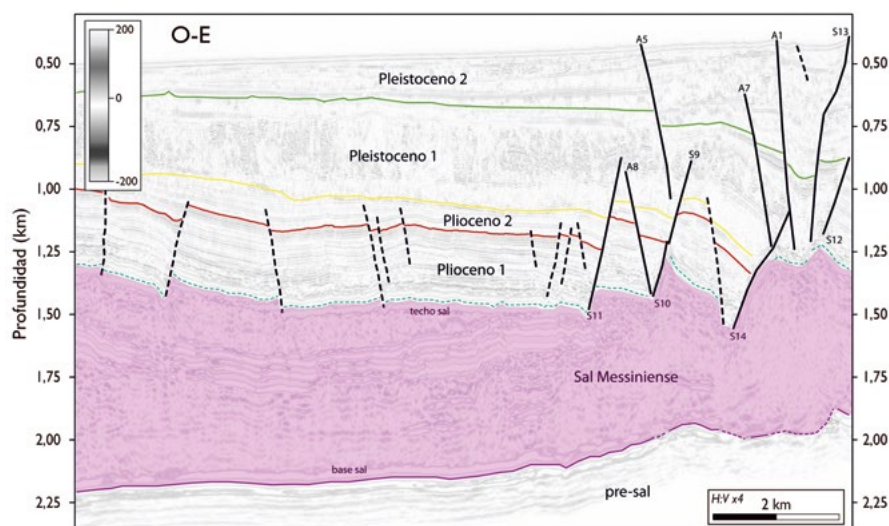


Fig. 3.- Interpretación sísmica de una sección representativa del cubo sísmico estudiado. Las fallas que no se han caracterizado en 3D se señalan con líneas discontinuas, las antitéticas se nombran con A y las sintéticas con S. Localización de la línea se muestra en la figura 4.

Fig. 3.- Interpretation of a representative seismic section extracted from the studied seismic cube. The faults that have not been characterized in 3D are shown as dashed lines, antithetic and synthetic faults are labeled with A and S, respectively. Location of the line shown in figure 4.

4b). En ambos casos, se suele desarrollar un sinclinal en el bloque de techo, cuyo eje se inclina hacia el centro de la falla (e.g., pliegues en las fallas S16, S14 y S3). En las fallas convexas, por el contrario, estos mismos sinclinales se desarrollan sobre todo en los dominios de las terminaciones laterales (e.g., S11a, S14; Fig. 4b).

Con todas estas observaciones, deducimos que el fallamiento se produjo por crecimiento lateral (en planta y en profundidad) de las fallas normales, generándose un patrón complejo de plegamiento paralelo a su traza, probablemente condicionado por la propia curvatura de las fallas, pero también por el movimiento de la sal infrayacente.

El fallamiento suprasalino estuvo acompañado de dos procesos; uno regional de flujo de la sal messiniense pendiente abajo en la cuenca (hacia el NO), mientras que hacia el margen de la cuenca la sal respondía localmente al movimiento de las fallas, siendo evacuada o ascendiendo, según se esté bajo sus bloques de techo o de muro, respectivamente (Fig. 4a).

Evolución tectónica Plio-Cuaternaria

Interpretamos que la evolución plio-cuaternaria de este sector de la Cuenca Levantina estuvo marcada por los siguientes episodios:

1) En una primera etapa pre-cine-

mática, anterior al inicio del fallamiento suprasalino, se depositó sobre la sal messiniense una unidad tabular de edad Plioceno inferior (P1, de ~5,3 a 3,8 Ma).

2) El fallamiento suprasalino se inicia con tasas pequeñas de extensión, coincidiendo con el depósito de la unidad del Plioceno superior (P2, de ~3,8 a 2,6 Ma).

3) La etapa principal de extensión sobre la sal messiniense se inició en el Pleistoceno inferior, estando acompañada del depósito de diversos flujos gravitatorios (Unidad PL1; de ~2,6 a 0,9 Ma). Esta etapa de deformación continúa hasta nuestros días, coincidiendo con el depósito de la Unidad PL2 (< 0,9 Ma). Durante esta etapa se reactivan algunas de las fallas originadas durante el intervalo de la Unidad P2, aunque fundamentalmente se generan nuevas fallas (cf. Fig. 3) de orientación NO-SE, organizadas mediante segmentos conjugados de tipo sintético y antitético (inclinados hacia el NO y SE, respectivamente), lo que provocó el basculamiento de bloques y la rotación de las fallas asociadas.

Entre la capa de sal messiniense y la secuencia suprasalina se produce durante todo el Plio-Cuaternario un despegue extensional de buzamiento muy bajo. Interpretamos que durante esta época se acentuaron o aceleraron los siguientes procesos: (a) fallamiento frágil de la zona suprasalina con geometrías de tipo dominó, (b) flujo de la lámina salina pendiente abajo en el margen y (c) flujo salino local en la región proximal, en re-

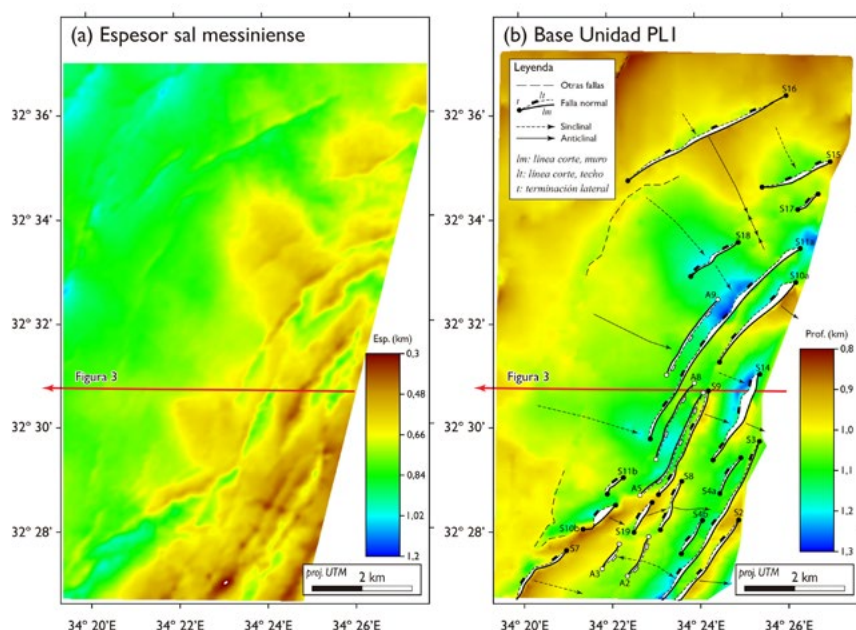


Fig. 4.- (a) Espesor vertical de la sal messiniense (en km) en el área estudiada. (b) Mapa estructural con la profundidad (en km) de la base de la unidad PL1 (Pleistoceno inferior) en el área de estudio. Las fallas sintéticas (S) se señalan con rectángulos en negro, mientras que las fallas antitéticas (A) se señalan con rectángulos en blanco. La línea roja marca la posición de la línea sísmica de la figura 3 (la flecha indica que continúa fuera del mapa). Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- (a) Vertical thickness map of the Messinian salt (in km). (b) Structural map with the depth (in km) of the Unit PL1 (Early Pleistocene). Synthetic faults (S) are marked with black rectangles, while antithetic faults (A) are marked with white rectangles. The red line marks the position of the seismic line in figure 3 (the arrow indicates that it continues off the map). See color figure in the web.

lación con el funcionamiento de las fallas suprasalinas (Figs. 3 y 4).

Conclusiones

1) El movimiento pendiente abajo del nivel de sal messiniense en la Cuenca Levantina oriental es uno de los principales mecanismos que desencadenaron la extensión en la secuencia suprasal (Plioceno-Cuaternario) de este margen.

2) Se distinguen cuatro unidades sísmo-estratigráficas en la secuencia suprasal: dos unidades de edad Plioceno y dos unidades del Cuaternario. La unidad inferior del Cuaternario (Pleistoceno inferior) se interpreta debida al depósito de varios "mass transport complex", desarrollando una marcada discordancia erosiva en su base.

3) Se identifican dos episodios de extensión en esta región. El evento más antiguo se inició con tasas moderadas hacia el final del depósito de la unidad del Plioceno superior (ca. ~2,6 Ma), y se expresa mediante fallas planas conjugadas y espaciadas. El segundo evento de

fallamiento comenzó en el Pleistoceno inferior (ca. 2,6-0,9 Ma) y continúa hasta nuestros días, sincrónico con el principal aporte de sedimentos en el margen de la Cuenca Levantina.

4) Las fallas extensionales en la secuencia suprasalina tienen una orientación general NE-SO y se dan tanto como fallas sintéticas normales que buzcan hacia el NO (es decir, hacia la parte distal de la cuenca), como otras conjugadas con buzamiento hacia el SE (es decir, hacia el continente).

5) Tanto las fallas conjugadas sintéticas como las antitéticas se caracterizan en 3D por tener segmentos con solapamientos, así como sinclinales abiertos perpendiculares, que se circunscriben a sus bloques de techo. Los desplazamientos en las fallas disminuyen hacia sus terminaciones laterales, desarrollando rampas de relevo laterales ("relay ramps") con amplios anticlinales, perpendiculares también a las líneas de corte de las fallas.

6) Se interpreta que el flujo pendiente abajo (hacia el NO) de la sal messiniense en la Cuenca Levantina condujo al falla-

miento suprasalino, principalmente desde el Pleistoceno inferior. El estilo estructural corresponde con fallas suprasalinas de tipo dominó, con rotación de bloques y despegadas a lo largo del techo de la sal. La sal messiniense fluyó de manera dúctil a la vez que el fallamiento frágil suprasalino, produciéndose el desinflado e hinchado locales en función del movimiento de los bloques de falla superiores.

Agradecimientos

Agradecemos al profesor Mosh Reshef por aportar los datos sísmicos 3D sobre los que se ha llevado a cabo este trabajo. También a los revisores A. Azor y E. Roca por sus sugerencias y aportaciones, que han servido para corregir y mejorar este artículo.

Referencias

- Ben-Avraham, Z., Woodside, J., Lodolo, E., Gardosh, M., Grasso, M., Camerlenghi, A., y Vai, G. B. (2006). *Geological Society, London, Memoirs*, 32, 263-276.
- Feng, Y. E., y Reshef, M. (2016). *Petroleum Geoscience*, 22(4), 333-339.
- Fossen, H., y Rotevatn, A. (2016). *Earth-Science Reviews*, 154, 14-28.
- Gardosh, M., Druckman, Y., Buchbinder, B., y Rybakov, M. (2008). *Geophysical Institute of Israel*, 118 pp.
- Gardosh, M. A., y Tannenbaum, E. (2014). En: Marlow, L., Kendall, C., Yose, L. (Eds.), *Petroleum Systems of the Tethyan Region: AAPG Memoir*, 106, 179-216.
- Groshong Jr, R. H. (2006). *3-D Structural Geology*. Berlin: Springer-Verlag.
- Hawie, N., Gorini, C., Deschamps, R., Nader, F.H., Montadert, L., Granjeon, D., y Baudin, F. (2013). *Marine and Petroleum Geology*, 48, 392-410.
- Hsü, K.J., Ryan, W.B.F., y Cita, M.B. (1973). *Nature*, 242, 240-244.
- Hsü, K.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R. E., Kidd, R.B., Mèlières, F., Müller, C., y Wright, R. (1977). *Nature*, 267 (5610), 399.
- Jackson, M. P. A., y Hudec, M. R. (2017). *Salt tectonics: Principles and practice*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Schattner, U., Lang, G., y Lazar, M. (2017). En: Y. Enzel y O. Bar-Yosef (Eds.), *Quaternary of the Levant: Environments, Climate Change, and Humans*. Cambridge: Cambridge University Press, 63-74.

The formation of small- to medium-sized Cenozoic basins drained by the Tagus river (Portugal and Spain). Example of sedimentary basins formed by crustal-scale folding

Formación de cuencas cenozoicas de pequeño y mediano tamaño drenadas por el Río Tajo (Portugal y España). Ejemplo de cuencas sedimentarias formadas por plegamiento a escala cortical

Ramón Vegas

Department of Geodynamics, Stratigraphy and Paleontology, Complutense University of Madrid, Spain ruidera@ucm.es

ABSTRACT

The Tagus river drains several small- to medium-sized Cenozoic sedimentary basins located along a tectonic depressed area which is flanked by two basement highs. These basins were created during the onset of the Cenozoic compressive event that underwent the interior of the Iberian Peninsula in the wake of the Africa-Eurasia convergence. They show the distinctive characteristics of compressional sedimentary basins (flanked by thrusts and reverse faults) whose mechanism of formation can be ascribed to crustal-scale folds. They constitute a good, and perhaps exceptional, example of compressional sedimentary basins formed by this type tectonic mechanism.

Key-words: Iberian Peninsula, Tagus river, compressional sedimentary basins, crustal-scale folding

Geogaceta, 69 (2021), 15-18
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

El Río Tajo drena varias cuencas sedimentarias cenozoicas de tamaños pequeño y mediano, localizadas en un área tectónicamente deprimida y flanqueada por elevaciones de basamento. Estas cuencas fueron creadas al inicio del evento compresivo cenozoico que afectó al interior de la Península Ibérica por la convergencia entre África y Eurasia. Muestran unas características distintivas de cuencas sedimentarias compresivas (flanqueadas por cabalgamientos y fallas inversas), cuyo mecanismo de formación se puede atribuir a un plegamiento a escala cortical. Constituyen un buen, y quizás excepcional, ejemplo de cuencas sedimentarias compresivas formadas por este tipo de mecanismo tectónico.

Palabras clave: Península Ibérica, Río Tajo, cuencas sedimentarias compresivas, pliegues a escala cortical

Fecha de recepción: 01/07/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introduction

Contrary to the other major fluvial trunks in the Iberian Peninsula (Ebro, Duero and Guadalquivir), the Tagus river does not drain a unique and large basin but a series of small- to medium-sized sedimentary basins (Fig. 1). These basins are located in an ENE-WSW tectonic depressed area along which the Tagus, the main waterway in the Southern Meseta, flows westwards by 1007 km from its headspring in the Iberian Ranges to the Lisbon estuary in the Atlantic, draining an area of 81600 square km. This tectonic depression is flanked by two mountainous alignments. Its northern border corresponds to the different segments of the Central System and its southern one to the Toledo-Villuercas Mountains and their western extension in the San Pedro-São Mamede ranges (Fig. 1). The enclosed basins correspond to the Lower Tagus, the Idanha a Nova-Moraleja, Coria, Talaván, Campo Arañuelo, and Upper Tagus (Madrid). In a broad sense, they occupy an intermediate downfolded crustal

corridor between two basement highs and ought to be necessary classified as intraplate compressional basins (Vegas, 2006; Vegas *et al.*, 2015), due to the nature of their borders (largely thrusts), as well as to their formation which occurred during the Cenozoic compressive tectonic regime in the Iberian Massif.

Continental, compressional sedimentary basins can be divided into pull-apart (strike-slip), foreland (flexural) and formed by lithospheric folding (buckling), each of them with distinctive characteristics. A particular case are the basins formed by crustal-scale folds as a result of a crust-mantle decoupling and the subsequent formation of folds with smaller wavelengths (50-30 km) (Fig. 2) (Cloetingh *et al.*, 2015 and references herein).

All the considerations stated before point to envisage the Cenozoic sedimentary basins of the Tagus drainage system as being formed by crustal-scale folding. Within this framework, it is possible the integration of their main morphotectonic features, sedimentary infill and geodynamic evolution in an inclusive tectonic model.

Tectonic setting

The Tagus drainage network, with the exception of the Alagón tributary, occupy an enclosed area which can be considered as a downfolded crustal zone between two alignments of basement elevations. This drainage basin is compartmentalized into four tectonic depressions which exhibit a particular map-view shape, similar to a parallelogram. These tectonic depressions are named here, from west to east, as Lower Tagus, Alagón, Tiétar-Almonte and Upper Tagus (Fig. 3). The sedimentary basins of Idanha a Nova-Moraleja and Coria are situated in the Alagón depression whilst the Campo Arañuelo and Talaván basins are enclosed in the Tiétar-Almonte depression. The Upper and Lower Tagus basins correspond to their homologous depressions. It must be noted that this particular geometry is truncated in the Upper Tagus depression by the front of the Altomira Ranges, giving to this easternmost depression a triangular aspect.

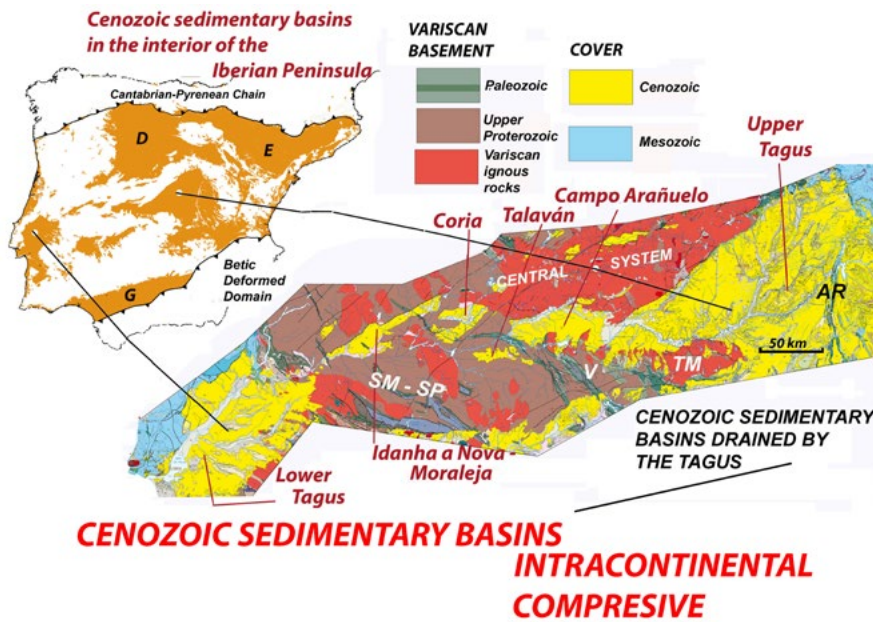


Fig. 1.- Geological context for the sedimentary basins drained by the Tagus and their location in the interior of the Iberian Peninsula. AR: Altomira Range, SM-SP: São Mamede-San Pedro ranges, V: Villuercas range, TM: Toledo Mountains. Basins: D: Duero, E: Ebro, G: Guadalquivir.

Fig. 1.- Contexto geológico de las cuencas drenadas por el Tago y su situación en el interior de la Península Ibérica.

The formation of these depressions can be explained by the interplay of crustal-scale folding and simultaneous compressional reactivation of inherited long lines (or narrow zones) of fracture; in such a manner that the opposite sides of the parallelogram-like depressions are either up-thrusts of the flanking basement elevations or reactivated fracture zones. Both E-W thrusts and NNE-SSW reactivated fracture lines are part of the largely

distributed intraplate deformation resulting in the transmission of stresses from the Cantabrian-Pyrenean border (e.g. De Vicente and Vegas, 2009).

The roughly E-W directed thrusts correspond to the brittle deformation of the anticlinal crustal folds. Nevertheless, the NNE-SSW long lines are inherited faults (in fact, narrow shear zones with discrete faults) with a complex history. They have been described as wrench faults that cau-

sed the curvature of the axial traces of the Variscan folds (Vegas, 1975) and they can also be related to tardi-Variscan shear zones that gave rise to the formation of conical folds in the late stages of the Variscan chain. These lines of fracture correspond to the Plasencia fault, the Merida fault and its extension in the southern border of the Central System, as well as to the Ponsul fault (see Fig. 3).

The origin of these long wrench faults may be related with structures of compensation in the curvature of the Variscan Iberian Arc. It is important to note that rectilinear, hundred to thousand km long wrench faults have been recognized as rooted deep in the lithospheric mantle, long-lived and prone to be reactivated in subsequent tectonic events (Vauchez and Tomassi, 2003). In this context, the NNE-SSW transcurrent shear zones were in some way reactivated in relation with the Triassic-Jurassic transform zone situated between Africa and the Iberian Peninsula. In fact, one of them, the Plasencia fault was intruded by a dolerite dike, pointing to a limited extensional, probably trans-tensional, reactivation. This dike represents the only indicator for the Mesozoic reactivation of these wrench faults.

The Cenozoic reactivation appears to be mostly compressional. In this sense, it must be taken into account the minor lateral displacement of c. 3000 m along the fault-dike system of Plasencia (Rincón *et al.*, 1999). Part of the NNE-SSW long lines of fracture were reactivated as thrusts, contrasting with the Cenozoic tectonic activity in the other NNE-SSW fracture lines in the Iberian Massif, Regua and Vilariça, that, whatever their origin, are *confined* strike-slip corridors, as shown by their constrictive terminations.

Basin infill and geodynamic evolution

Once the depressions created, the processes of erosion and sedimentation started giving rise to the evolution of the basins. Cloetingh *et al.* (2015) described the pattern of subsidence for basins formed by lithospheric folding in three main stages. These can be adapted to the basins of the Tagus drainage network, taking into account their crustal dimensions and their specific tectonic setting. In this sense, it is possible to establish three tectonic-stratigraphic episodes considering the ages and nature of the

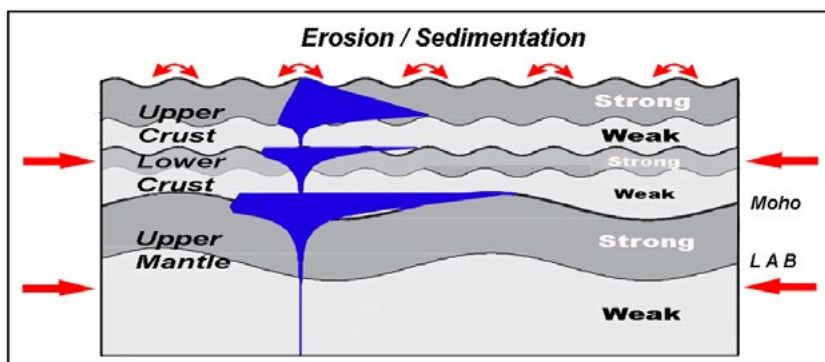


Fig. 2. Model for the formation of crustal folds in a layered and young lithosphere under compressional stresses. Decoupled crust leads to erosion and sedimentation in the small-wavelength anticlines and synclines. The strength profile is represented in blue, compression to the right, tension to the left. LAB: lithosphere-asthenosphere boundary. (modified from Cloetingh *et al.*, 2015).

*Fig.2.- Modelo de formación de pliegues de la corteza en una litosfera estratificada y joven bajo esfuerzos compresivos. El desacoplamiento de la corteza conlleva la erosión y la sedimentación en los anticlinales y sinclinales de longitud de onda menor. El perfil de competencia está representado en azul; compresión a la derecha, tensión a la izquierda. LAB: Límite litosfera-astenosfera. (Modificado de Cloetingh *et al.*, (2015).*

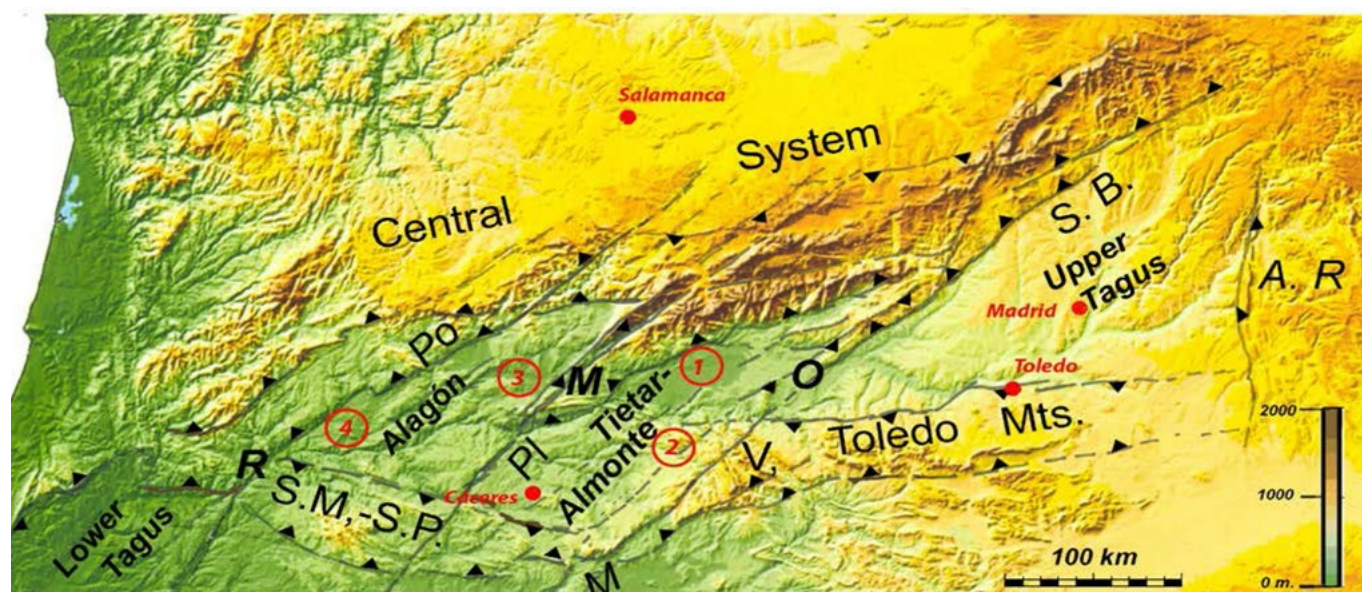


Fig. 3. DEM with the tectonic depressions containing the sedimentary basins of Fig 1. V: Villuercas Mountains, S.M.-S.P.: São Mamede-San Pedro ranges, Po: Ponsul Fault, Pl: Plasencia Fault, S.B.: Southern Border Fault, M: Merida Fault, A.R.: Altomira Range. Encircled numbers show the location of the smaller basins. 1: Campo Arañuelo, 2: Talaván, 3: Coria, 4: Idanha-a-Nova-Moraleja. Thresholds, O: Oropesa, M: Mirabel, R: Rodão.

Fig.3.- DEM mostrando las depresiones tectónicas que contienen las cuencas sedimentarias de la Fig. 1. Los números en círculos indican la posición de las cuencas sedimentarias más pequeñas. Se indica también la situación de los umbrales de Oropesa (O), Mirabel (R) y Rodão (R).

stratigraphic successions defined by Calvo *et al.* (1993) and Cunha (1996).

First tectonic-stratigraphic stage

This stage corresponds to the initiation of folding and related thrusts, as well as the compressional reactivation of the inherited faults. This tectonic activity occurred sometime after the initiation of the plate convergence at the Cantabrian-Pyrenean border and the subsequent effective stress transmission. As a result, the formation of the flanking highs occurred rapidly. Due to the time delay between the formation of the flanking highs and the effective deposition in the depressions, the initial sedimentary sequences could be restricted to the border of the basins. These basal sequences have been dated as Upper Campanian to Ypresian (Calvo *et al.*, 1993)

Second tectonic-stratigraphic stage

This stage represents the basin preservation phase with the accumulation of the most important volume of sediments, which, according with their age, have been divided traditionally into Paleogene (Lutetian to lower Chattian) and Neogene (upper Chattian to lower Tortonian); nevertheless, the tectonic significance of this division remains imprecise. In this sense, it must be taking into

account that the N-S plate convergence lasted until the final suture in the Pyrenean border, which can be fixed at the time of the magnetic anomaly 6C, close the Chattian-Aquitainian limit. Since then, the plate convergence slowed, rotating progressively to NW-SE until the onset of the

new Africa-Eurasia plate boundary, fixed at the age of the magnetic anomaly 5 (8,9 Ma, upper Tortonian; Mazzoli and Hellman, 1994). During this second stage the Lower and Upper Tagus depressions become filled to overflowed the latter probably with some overspill towards the SE in the eastern continuation of the Toledo Mountains. In contrast, the Alagón and Tiétar-Almonte depressions remained probably underfilled. In addition, a certain equilibrium between sediment supply and sediment deposition was reached in the final sequences composed by fluvial and lacustrine sediments.

Third tectonic-stratigraphic stage

This stage corresponds to the destruction phase which is characterized by basin captures and mass transfer out of the depressions. It comprises the upper Late Tortonian-Present time span. As stated before, during the upper Tortonian the new plate boundary changed to the south of the Iberian Peninsula with a slow NW-SE directed plate convergence, responsible of the subsequent stress transmission

to the interior of the Iberian Peninsula. The reactivation of several favourable oriented thrusts occurred sometime after the onset of this new plate boundary, resulting in the development of a series of clastic deposits (*raña* and *raña-like*) along the rejuvenated scarps. Previous to and coeval with this tectonic event, the enclosed basins were converted to exorheic with the consequent processes of excavation and efficient transport of sediments out of them. This could cause the destruction of part of the basins located in the underfilled depressions (Alagón and Tiétar-Almonte) and the loss of an important amount of sediments in the overfilled ones. During this phase all the depressions became drained by a unique main fluvial trunk, the Tagus. The excavation and incision of the basins ought to be progressive by crossing the thresholds of Rodão, Mirabel and Oropesa situated in the borders of the depressions (Fig.3.). Since then, the Tagus drainage network occupies the entire downfolded area between the highs of the Central System and the Toledo Mountains and extensions.

Concluding remarks

Topographic and Cenozoic tectonic features allow to place the Tagus drainage network in a downflexed crustal area bordered by two basement uplifts. This crustal area appears to be composed

of four tectonic depressions which are bounded by constrictive faults and adopt a parallelogram-like shape in map view. The depressions resulted in the interplay of crustal-scale folding and simultaneous compressional reactivation of inherited long lines (or narrow zones) of fracture during the onset of the Cenozoic compressive tectonic regime that prevails up to Present in the interior of the Iberian Peninsula. This tectonic event created the sufficient available space for the formation of the sedimentary basins, becoming the depressions overfilled (High Tagus) or underfilled (Alagón, Tiétar-Almonte). In this context, the sedimentary basins drained by the Tagus experienced a common tectonic-sedimentary history.

Finally, it can be considered that the buckling model can be applied to compressional intracontinental basins of moderate size with the purpose of elucidate their origin and evolution.

Aknowledgements

The author acknowledges the constructive revisions of J.L. Granja and an anonymous reviewer

References

- Calvo, J., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz-Molina, M., Elízaga, E., Hoyos, M., Martín-Suarez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez-García, A., Pérez-González, A., Portero, J., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., Van der Meulen, A.J., Vera, J. and Mein, P. (1993). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 6 (3–4), 29–40.
- Cloetingh, S., Ziegler, P.A., Beekman, F., Burov, E.B., García- Castellanos, D. and Matenco, L. (2015). In: *Treatise on Geophysics*, 2nd edition (G. Schubert Ed), Elsevier Oxford 6, 513–592.
- Cunha, P.P. (1996). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* 82, 87–130.
- De Vicente, G., and Vegas R. (2009). *Tectonophysics* 474, 124–143.
- Mazzoli, S. and Hellman, M. (1994). *Geologische Rundschau* 83, 464–46.
- Rincón, P.J., Hermosilla, U., Vegas, R., Pascual, G., Muñoz Martín, A. and Martínez Solares, J.M. (1999). *Geogaceta* 27, 143–146.
- Vauchez, A., and Tommasi, A., (2003). *Geological Society, London, Special Publication* 210, 15–34.
- Vegas, R. (1975). *Geologische Rundschau* 64, 266–278.
- Vegas, R. (2006). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)* 101 (1–4), 31–40.

Cuantificación de granos mediante análisis de imagen: aplicación a una muestra de inyección de arena en la base del manto del Esla (Zona Cantábrica, orógeno Varisco)

Particle quantification from image analysis: application to a quartz-rich sand injection sample at the basal shear zone of the Esla Nappe (Cantabrian Zone, Variscan orogen)

Edgar Berrezueta¹, Manuel de Paz-Álvarez², Sergio Llana-Fúnez², Cynthia Gallego-Ruiz², Berta Ordóñez-Casado¹ y Juan Luis Alonso²

¹ Instituto Geológico y Minero de España. C/ Matemático Pedrayes, 25, 33005 Oviedo, España. e.berrezueta@igme.es, b.ordonez@igme.es

² Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005. Oviedo, España. pazmanuel@uniovi.es, llanasergio@uniovi.es, uo259694@uniovi.es, jlalonso@uniovi.es

RESUMEN

El análisis de imagen en muestras de roca en lámina delgada o superficie pulida permite la caracterización de los tamaños y formas de los granos o partículas que constituyen una roca. Para comprobar la eficacia de diferentes parámetros en la discriminación de granos y partículas con diferente origen y evolución en una misma roca, utilizamos una muestra de una inyección arenosa en la base del manto del Esla (Zona Cantábrica, orógeno Varisco). Caracterizamos las partículas con los parámetros de área (A), perímetro (P), esfericidad (Es), solidez (So), perímetro-área normalizado (PAN) y dimensión fractal (DF). Este análisis permite diferenciar los granos redondeados de origen sedimentario detrítico, de aquellos que han sufrido fracturación parcial o total. Sin embargo, el análisis no permitió discriminar suficientemente los granos parcialmente expuestos a la acción corrosiva de fluidos durante la inyección debido quizá a una posible cementación posterior.

Palabras clave: Análisis petrográfico de imágenes, roca de falla, parámetros de forma.

Geogaceta, 69 (2021), 19-22
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

ABSTRACT

Image analysis of rock samples in thin sections or polished surfaces allows the characterisation of the sizes and shapes of the particles that conform the rock. In order to test the effectiveness of different parameters in discriminating particles and grains of different origin and evolution within a rock, we use one sample from a quartz grain-rich injection at the base of the Esla Nappe (Cantabrian Zone, Variscan Orogen). We characterise particles using the parameters area (A), perimeter (P), sphericity (Es), solidity (So), normalised perimeter-area (PAN) and fractal dimension (DF). The analysis allows to discern rounded sand grains of detrital sedimentary origin from grains that have been partially or totally fractured. However, the parameters used could not discriminate sufficiently grains partially corroded by fluids during their injection perhaps due to the effect of subsequent overgrowths by cements.

Keywords: Image optical analysis, fault rock, shape parameters.

Fecha de recepción: 01/07/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción

La principal contribución del análisis digital de imagen en la caracterización microscópica de rocas es la de identificar, clasificar y cuantificar sus componentes petrográficos: minerales, poros y texturas (Starkey y Samantaray 1993; Martínez-Martínez *et al.*, 2007). La técnica de análisis petrográfico de imagen (API) proporciona en microscopía óptica información cuantitativa de los materiales rocosos en lámina delgada, (Ehrlich *et al.*, 1984; Asmussen *et al.*, 2015). Esto es particularmente útil en la medición de la forma y tamaño de estos componentes (Fernández *et al.*, 2005; Martínez-Martínez *et al.*, 2007) aplicando procedimientos que garanticen la reproducibilidad y representatividad de las medidas (Pirard *et al.*, 1999; Catalina y Castroviejo, 2017).

En el caso de la caracterización morfológica de fragmentos en rocas asociadas a fallas, resulta importante indicar la complejidad de este tipo de materiales. En primer lugar, la procedencia de fragmentos o granos puede ser variada, pueden generarse deformaciones superpuestas y concurrir otros procesos que alteren tamaños y formas de los granos en las rocas, como son los cambios en los contornos de los granos por la acción corrosiva de fluidos hidrotermales o por recrecimientos posteriores asociados a procesos de cementación.

Para evaluar la utilidad de varios de los diversos parámetros de forma de fragmentos o granos de una roca en la discriminación de procedencias y/o tipología de los fragmentos, utilizamos una muestra procedente de inyectitas de arena en la zona de cizalla basal del manto del Esla.

En estos materiales concurren varios procesos que afectan al tamaño y forma de los granos y que producen formas características. Los granos de cuarzo originales inyectados son granos detríticos subredondeados, algunos de los cuales se fracturan y sufren alteración química durante el proceso de inyección (Arboleya *et al.*, 1999; de Paz-Álvarez *et al.*, 2021). Las diferentes tipologías de granos son muy características y bien reconocibles visualmente. El objetivo de este trabajo es realizar una primera evaluación sobre esta muestra tipo, para comprobar cómo trabajan los diferentes parámetros de forma en la discriminación de tipologías de granos. Este es un paso previo necesario antes de abordar un uso más exhaustivo en muestras peor validables visualmente como, por ejemplo, aquellas con fragmentos de composición mixta, carbonatada y silíceas.

Contexto geológico

La aparición de inyecciones de arena en la base del manto del Esla fue descrita por Arboleya *et al.* (1999) (Fig. 1). Están constituidas por diques y *sills* clásticos de anchura variable, mm a dm, que se inyectan varios metros de altura en las formaciones carbonatadas presentes en la parte basal del manto del Esla (de Paz-Álvarez *et al.*, 2021). Los bordes de los diques y *sills* clásticos son netos a escala de afloramiento, aunque pueden tener un trazado irregular, éste último interpretado como debido a la corrosión de los fluidos que facilitan la inyección (de Paz-Álvarez *et al.*, 2021). El material inyectado está formado fundamentalmente por granos de arena de cuarzo posteriormente cementados por calcita, por este motivo se consideran inyecciones de arena y no de arenisca. Los granos de cuarzo se interpreta que proceden de las areniscas del Devónico superior, en el bloque inferior del manto de Esla (Arboleya *et al.*, 1999; de Paz-Álvarez *et al.*, 2021).

Descripción de la muestra

La muestra seleccionada es una brecha formada por granos de cuarzo (40%) y fragmentos de caliza y dolomía (25%), cementados por calcita (35%) (Fig. 2A). Localmente, existen poros rellenos por minerales arcillosos. Estas brechas aparecen a lo largo de la base del manto del Esla, y su textura es muy similar en todas las localidades. Los fragmentos carbonatados poseen bordes angulosos, y raramente aparecen fracturados, preservando facies sedimentarias típicas de la Fm. Láncara, situada en la base del manto. Los granos de cuarzo son subredondeados, pero en algunas zonas aparecen fracturados y con diverso grado de corrosión (Fig. 2B). Debido a la escasez de matriz y al bajo grado de fracturación de los componentes, se ha interpretado que estas brechas se alimentaron de los granos detríticos de formación areniscosas en el bloque inferior, que se desagregaron e inyectaron durante la circulación de fluidos a alta presión (Arboleya *et al.*, 1999).

Metodología

La secuencia de trabajo consistió en la: i) caracterización petrográfica de las láminas delgadas y definición de las tipologías a cuantificar en granos de cuarzo; ii) adquisición de imágenes digitales (Cámara Prog

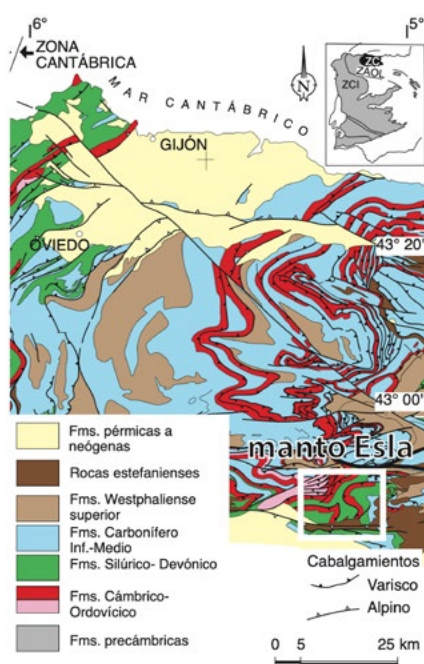


Fig. 1.- Mapa geológico de la Zona Cantábrica (orógeno Varisco) (Alonso *et al.*, 2009). El manto del Esla está localizado con el cuadrado blanco.

Fig. 1.- Geological map of the Cantabrian Zone (Variscan orogen) (Alonso *et al.*, 2009). The Esla nappe is within the white box.

Res 5 a 1290 x 972 píxeles) en color acoplada a microscopio (Leica DM 6000, 5-10-20 aumentos); iii) identificación y segmentación automatizada de 6 microfotografías mediante el programa *ImageJ* v.1.52; iv) cuantificación de los parámetros Área (A), Perímetro (P), Esfericidad (Es) y Perímetro-Área normalizado (PAN), Solidez (So) y Dimensión Fractal (DF) en los granos; y iv) interpretación de los resultados obtenidos para las diferentes tipologías de granos encontrados. Se utilizó *ImageJ* v.1.52 para determinar los parámetros A, P, Es, So y PAN e *ImagePro Plus* v. 7.0 para DF. Las unidades de P y A son en píxeles (unidades digitales). Las definiciones de los parámetros se presentan en la Fig. 3.

Resultados

El estudio petrográfico corroboró la presencia de un esqueleto de granos de cuarzo (Fig. 2B) y carbonatos en un cemento de calcita y localmente matriz arcillosa. Además, se identificaron las tres tipologías generales según su forma en los granos de cuarzo: subredondeadas (sin ninguna aparente alteración química o mecánica), fracturadas (granos rotos por acción mecánica) y con alteración química en sus bordes (granos con evidencias de corrosión). En microscopía

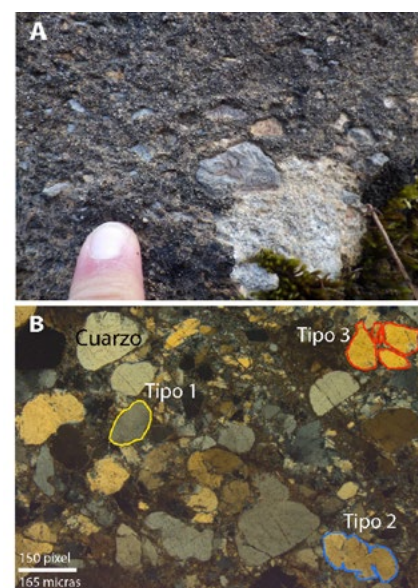


Fig. 2.- A) Foto de afloramiento de brechas del manto del Esla. B) Imagen al microscopio de la muestra representativa a estudiar. Descripción de tipos de granos presentes: redondeados de origen detrítico (1), fracturados (2) y alterados químicamente (3).

Fig. 2.- A) Outcrop photograph of the breccias at the base of the Esla Nappe. B) Photomicrograph of the sample. Types of grains studied: rounded detritic (1) fractured (2) and with chemical alteration (3).

óptica no se observaron evidencias de recrecimiento por cementación. En caso de superposición de características, se asignó la tipología más relevante a cada uno de los granos estudiados.

La identificación automatizada de los granos de interés se realizó mediante una macro en *ImageJ* consistente en la segmentación por umbrales (el cuarzo presenta valores de Nivel de Gris > que NG de matriz). Una vez segmentados los granos, se seleccionaron aquellos que no estaban cortados por los bordes de la imagen. La clasificación de los granos en los tres principales tipos se realizó por el operador siguiendo los criterios antes mencionados asignando un código numérico 1, 2, y 3 para las tres tipologías (subredondeadas, fracturadas y alteradas químicamente, respectivamente).

El proceso y análisis de imagen aplicado permitió la identificación y cuantificación de 110 granos en una lámina delgada. Cada uno de estos granos fue inspeccionado individualmente para garantizar que el proceso aplicado fuera el adecuado. Una representación simplificada de la distribución de los granos según su área (en unidades digitales) se presenta en la Fig. 4. La correspondencia (digital) a unidades métricas es, 1.1 micra: 1 píxel (con 10 aumentos). En las curvas se aprecia que los granos

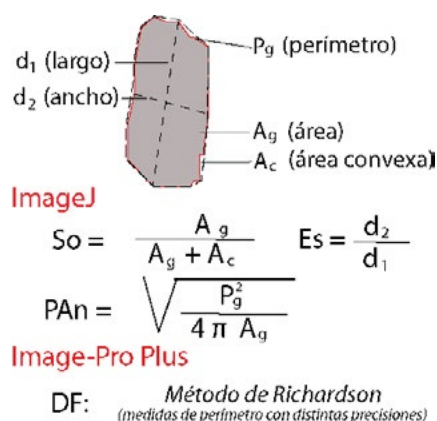


Fig. 3.- Definición de parámetros de tamaño y forma medidos en un grano (recopilados en Berrezueta et al., 2019).

Fig. 3.- Definition of shape and size parameters measured in a grain (compiled in Berrezueta et al., 2019).

con rotura mecánica presentan unas áreas menores (media: 25060 píxeles²) respecto al área de los granos redondeados (media: 37967 píxeles²), como cabría esperar. Sin embargo, los granos alterados químicamente presentan unas áreas superiores a las de los granos sin alterar (media: 61915 píxeles²). Si bien no se han observado evidencias de recrecimiento por cementación, no se pueden descartar sin hacer catodoluminiscencia. Por otra parte, la población de granos alterados químicamente podría tener una granulometría diferente en origen.

Para el análisis de la forma de las diferentes tipologías de granos, los principales estadísticos de los parámetros evaluados se presentan en la Tabla 1. A continuación, se describe la contribución de los parámetros de esfericidad, solidez, dimensión fractal, y perímetro-área normalizado en la interpretación cuantitativa de la forma de los granos. La correlación entre los diferentes parámetros medidos, considerando las tipologías de los granos se presenta en la Fig. 5.

Esfericidad (Es)

Los valores medidos de este parámetro ponen de manifiesto que la influencia del corte en los granos y la alteración química en los bordes no es relevante en cuanto a valores medios (Tabla I). Ninguno de los granos alterados física y químicamente tienen un valor de esfericidad menor al límite inferior de esfericidad medida en granos subredondeados (Fig. 5).

Los valores de este parámetro indican que no hay un cambio relevante en la esfericidad en las muestras debido a procesos físico-químicos ligados a la inyección.

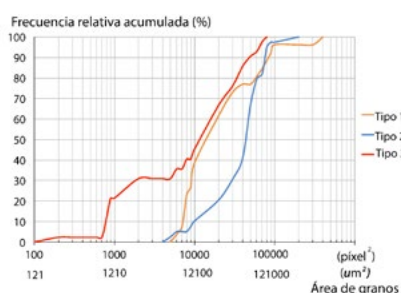


Fig. 4.- Frecuencia acumulada relativa de los granos (Tipos 1, 2 y 3) según su área (unidades digitales y métricas).

Fig. 4.- Relative cumulative frequency of grains (Types 1, 2 and 3) according to their area (digital and metric units).

Dimensión fractal (DF)

Este parámetro presenta una diferencia clara entre los valores medios y la desviación estándar de los granos redondeados respecto al resto de granos (Tabla I). El 50,5% de los granos definidos como alterados, por fracturación o por corrosión química, presentan un valor de dimensión fractal por encima del máximo valor de este parámetro en los granos subredondeados (Fig. 5).

El comportamiento de este parámetro indica que hay cambios relevantes de la rugosidad en el grano (aumento) y probablemente, también en su redondez (disminución) en los granos alterados respecto a las que permanecen sin alterar.

Solidez (So)

La medida de este parámetro presenta unos valores medios mayores en los granos redondeados respecto a los granos de tipo 2 y 3 (Tabla I). Además, el 52,29% de los granos que se clasifican como fracturados y alterados químicamente presentan un valor de solidez por debajo del límite inferior de este parámetro en los redondeados (Fig. 5).

El comportamiento de este parámetro indica que hay cambios relevantes de la redondez de grano (disminución) y probablemente, también en su rugosidad (incremento) en los granos alterados respecto a los sin alterar.

Perímetro-área normalizado (PAn)

Los valores medidos de este parámetro indican de forma general que sus valores medios, para las tipologías estudiadas permiten una diferenciación clara entre los granos sin alterar de los alterados (Tabla I). Las medidas de este

	Tipo	Valores			
		Mín.	Máx.	Media	Desv. Est.
Es	1	0,34	0,98	0,74	0,17
	2	0,44	1	0,69	0,13
	3	0,37	0,96	0,67	0,16
DF	1	1,05	1,09	1,06	0,01
	2	1,04	1,14	1,1	0,03
	3	1,04	1,17	1,09	0,03
So	1	0,86	0,95	0,93	0,02
	2	0,72	0,97	0,88	0,06
	3	0,68	0,95	0,87	0,06
PAn	1	1,12	1,42	1,22	0,08
	2	1,12	2,1	1,46	0,17
	3	1,09	1,86	1,38	0,17

Tabla 1.- Medidas de parámetros de forma (Es, esfericidad; So, solidez; DF, dimensión fractal, PAn, perímetro-área normalizado) sobre granos en 6 imágenes (tipo 1, 31, tipo 2, 47 y tipo 3, 32).

Table 1.- Shape parameters measurements (Es, sphericity; So, solidity; DF, fractal dimension; PAn, normalized perimeter-area) of grains in 6 images (type 1, 31, type 2, 47 and type 3, 32).

parámetro para los granos redondeados no exceden de 1,4 mientras que, por encima de este valor (Fig. 5) se encuentran al 51,37% de los tipos alterados.

Las medidas de este parámetro indican que los granos alterados por rotura y químicamente presentan un incremento en la rugosidad y pérdida de redondez respecto a los granos sin alterar.

Discusión

La combinación de los rangos de medidas (máximo y mínimo de los parámetros DF, So y PAn encontrados para los granos tipo 1): DF (1,05-1,09), So (0,86 - 0,95) y PAn (1,12 - 1,42) (Fig. 5), permitieron limitar la presencia de granos de tipos 2 y 3 en el de tipo 1, a un 16,8 y 18,10 %, respectivamente. La incorporación del criterio de tamaño de granos tipo 1 (5132-349600 píxeles) a los anteriores criterios (Fig. 4), permitió reducir más la presencia de granos de tipos 2 y 3 en el de tipo 1 (15,6% y 16,8%, respectivamente).

La comparación conjunta de los tres parámetros de forma (DF, So y PAn) junto con un criterio de tamaño permitió discriminar cualitativamente los granos alterados de los no alterados.

En general, se muestra una clara aportación en la discriminación de la forma de los granos con el parámetro DF, aunque no todos los programas informáticos de análisis de imagen disponen de un cálculo sencillo de este sobre granos individuales.

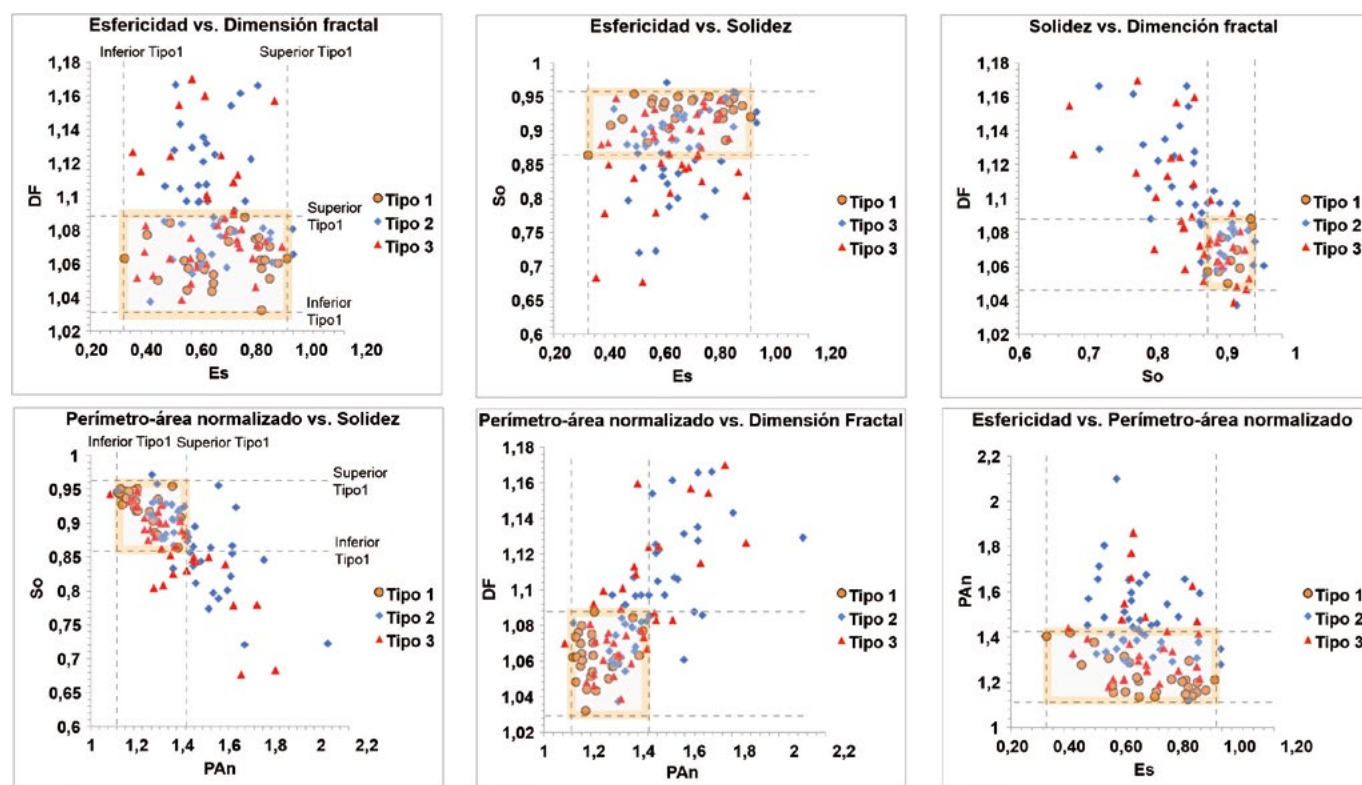


Fig. 5.- Comparación entre parámetros de forma medidos. Es vs. DF, Es vs. So, So vs. DF, PAn vs. So, PAn vs. Df, Es vs. PAn. Los valores mínimos y máximos para los granos de Tipo 1 se identifican en todos los gráficos (Inferior Tipo1 y Superior Tipo1).

Fig. 5.- Comparison among shape parameters measured. Es vs. DF, Es vs. So, So vs. DF, PAn vs. So, PAn vs. Df, Es vs. PAn. The minimum and maximum values for Type 1 grains are identified in all charts (lower and upper).

A partir de estas observaciones, basadas también en trabajos previos de cuantificación y uso de parámetros de tamaño y forma en la interpretación de procesos geológicos (Asmussen *et al.*, 2015; Fernández *et al.*, 2005; Berrezueta *et al.*, 2019), consideramos que se podría en el futuro mejorar la eficiencia en la discriminación de tipos de granos, incrementando el número de parámetros de forma a evaluar. Por ejemplo, incluyendo los parámetros de la redondez de Wadell (Roussillon *et al.*, 2009) y/o la angularidad de los granos (Sukumaran y Ashmawy, 2001). Además, el estudio detallado de la relación de los parámetros de forma con sus tamaños (Berrezueta *et al.*, 2019) y el uso de estadísticos como media geométrica o moda, en los tamaños de partículas (López-Sánchez, 2020), podría aportar mejores criterios discriminatorios a los planteados en este trabajo, aunque probablemente requieran poblaciones de granos más numerosas.

Conclusiones

El procedimiento propuesto ha permitido la cuantificación, clasificación y diferenciación cuantitativa de la mayoría (67,6%) de los granos presentes en la muestra analizada, permitiendo presentar

un procedimiento y medidas que ofrecen la posibilidad de complementar estudios petrográficos cualitativos tradicionales.

La discriminación de granos detríticos originales de granos modificados por procesos físico-químicos es satisfactoria. Sin embargo, la distinción en base a datos cuantitativos entre granos fracturados y corroídos es menos sencilla. A pesar de que las tendencias en los parámetros son diferentes (Fig. 5), existe todavía mucho solapamiento en el rango de valores paramétricos (Tabla 1).

Agradecimientos

Investigación financiada por proyecto MINECO CGL2017-86487-P. Ángel Martínez Nistal (Servicios Científico-Técnicos, U. Oviedo) programó la segmentación automatizada de granos de cuarzo a partir de imágenes de microscopía óptica. Agradecemos a L.I. Net Álvarez, un revisor anónimo, y al Editor por la revisión crítica de una versión previa de este manuscrito.

Referencias

Alonso, J.L., Marcos, A. y Suárez, A. (2009). *Geologica Acta* 7, 451-473.

- Arbolea, M.L., Julivert, M., Zamarreño, I. (1999). *Trabajos de Geología*, 21, 47-61.
- Asmussen, P., Conrad, O., Günter, A., Kirsch, M. y Riller, U. (2015). *Computers and Geosciences* 83, 89-99.
- Berrezueta, E., Cuervas-Mons, J., Rodríguez-Rey, A. y Ordóñez-Casado, B. (2019). *Minerals* 9(12), Art. 768.
- Catalina, J.C. y Castroviejo, R. (2017). *Revista de Metalurgia* 53(4), 20 p.
- de Paz-Álvarez, M.I., Llana-Fúnez, S., Alonso, J.L. (2021) *Journal of Structural Geology* 142, Art. 104230.
- Ehrlich, R., Crabtree, S.J., Kennedy, S.K. y Cannon, R.L. (1984). *Journal Sedimentary Petrology* 54, 1365-1378.
- Fernández, F.J., Menéndez-Duarte, R., Aller, J. y Bastida, F. (2005). *Geological Society London Special Publications* 245(1), 409-420.
- López-Sánchez, M.A. (2020). *Journal of Structural Geology* 135, Art. 104042.
- Martínez-Martínez, J., Benavente, D. y García del Cura, M.A. (2007). *Engineering Geology* 90, 41-54.
- Pirard, E., Lebrun, V. y Nivart, J.F. (1999). *European Microscopy and Analysis* 60, 9-11.
- Roussillon, T., Piégay, H., Sivignon, I., Tougne, L. y Lavigne, F. (2009). *Computers and Geosciences* 35, 1992-2000.
- Sukumaran, B. y Ashmawy, A.K. (2001). *Geotechnique* 51, 619-627.

Procesos hidrotermales con enriquecimiento en REE en las carbonatitas de Fuerteventura: evidencias en minerales accesorios

Hydrothermal processes with REE enrichment in Fuerteventura carbonatites: evidences in accessory minerals

Gabriele Carnevale¹, Xabier Arroyo Rey², Alessandra Correale³ y Silvio Giuseppe Rotolo^{1,3}

¹ Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare, Università degli Studi di Palermo, Via Archirafi, 22, 90123, Palermo. gabriele.carnevale@unipa.it, silvio.rotolo@unipa.it

² Centro de Apoyo a la Investigación (CAI) de Ciencias de la Tierra y Arqueometría, Unidad de Técnicas Geológicas, Facultad de CC. Geológicas (UCM), C/ José Antonio Nováis, 12, 28040, Madrid. xarroyo@ucm.es

³ Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Via Ugo la Malfa, 153, 90146, Palermo. alessandra.correale@ingv.it

RESUMEN

Los diques carbonatíticos que afloran en la parte centro-occidental del Complejo Basal de Fuerteventura (Ajuy, Punta de la Nao), fueron afectados por el evento intrusivo mioceno responsable del metamorfismo de contacto y fusión parcial de parte del complejo alcalino-carbonatítico. Las características texturales, los procesos de formación de monacita enriquecida en LREE (La, Ce, Nd) en microfracturas que afectan a los cristales de zircón, evidencian interacciones de las carbonatitas con fluidos hidrotermales y remoción parcial de REE. El pirocloro es el principal mineral reservorio de tierras raras (suma REE=216694 ppm), con valores elevados de LREE (La_N=185816 y Ce_N=165209) respecto a las HREE (Yb_N=2589 y Lu_N=1814) con un espectro bastante inclinado (La/Yb)_N=72 en el diagrama de abundancia de REE. La paragénesis mineral representada por los interestratificados illita/esmectita, clorita y vermiculita permite encuadrar el evento hidrotermal en facies de las ceolitas (T_a ≈ 100-200 °C).

Palabras clave: carbonatitas, tierras raras, fluidos hidrotermales, Fuerteventura, Canarias.

Geogaceta, 69 (2021), 23-26
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

El Complejo Basal de Fuerteventura comprende las primeras fases de formación submarina de la isla y la fase inicial de crecimiento subaéreo, incluyendo los episodios plutónicos que caracterizan el magmatismo de Fuerteventura (Ancochea *et al.*, 1996; Gutiérrez *et al.*, 2002). Dentro del Complejo Basal, en la zona centro-occidental de la isla (Fig. 1A), destaca el evento intrusivo alcalino-carbonatítico de edad Oligoceno superior (Muñoz *et al.*, 2005), formado por rocas básicas (clinopiroxenitas, melteigitas-ijolitas), rocas más diferenciadas (sienitas) y por diques carbonatíticos (Figs. 1B y C). La intrusión de una serie gabroide-piroxenítica (Plutón de Pájara) posterior al complejo alcalino-carbonatítico, produjo intensos fenómenos de metamorfismo

de contacto y anatexis en las rocas encajantes, descritos con detalle por Casillas *et al.* (2011).

En este trabajo presentamos varias características mineralógicas, petrográficas y geoquímicas de las carbonatitas de Punta de la Nao, como evidencia de la acción parcial del Plutón de Pájara sobre las carbonatitas y la interacción de estas con fluidos hidrotermales tardíos, con el objetivo de caracterizar el evento hidrotermal.

Técnicas y métodos

Las observaciones de las carbonatitas de Punta de la Nao a escala micrométrica se realizaron en un microscopio electrónico de barrido (SEM) JEOL JSM-820 equipado con microanálisis de Oxford de la Unidad de Técnicas Geológicas de

ABSTRACT

Carbonatitic dykes that crop out in the central western part of Fuerteventura Basal Complex (Ajuy, Punta de la Nao), were affected by the Miocene intrusive event responsible for contact metamorphism and partial melting of part of the alkaline-carbonatitic complex. Textural characteristics, monazite enriched in LREE (La, Ce, Nd) formation processes in microfractures that affect zircon crystals, show carbonatite interactions with hydrothermal fluids and partial REE remobilization. Pyrochlore is the main mineral carrier of rare earth elements (sum REE=216694 ppm), with high LREE (La_N=185816 y Ce_N=165209) with respect to HREE (Yb_N=2589 y Lu_N=1814) with a rather steep pattern (La/Yb)_N=72 in REE diagram. The mineral paragenesis represented by the interstratified illite/smectite, chlorite and vermiculite allows to frame the hydrothermal event in zeolite facies (T_a ≈ 100-200 °C).

Key-words: carbonatites, rare earth elements, hydrothermal fluids, Fuerteventura, Canary Islands.

Fecha de recepción: 18/04/2020

Fecha de revisión: 23/10/2020

Fecha de aceptación: 27/11/2020

la Universidad Complutense de Madrid. El estudio se efectuó bajo condiciones de alto vacío con un voltaje de aceleración de 20 kV y una corriente del haz entre 0,1 y 10 nA. Los análisis químicos de roca total se realizaron también en la misma Unidad mediante fluorescencia de rayos X (XRF) en un equipo Bruker S2 Ranger. Los análisis de los elementos trazas y de las tierras raras se realizaron en el laboratorio del Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia de Palermo, utilizando ablación láser acoplada a un espectrómetro de masas Agilent 7500 con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (LA-ICP-MS). Para evaluar el estado de alteración y de hidratación de las muestras se realizó un estudio simultáneo en termogravimetría y calorimetría diferencial de barrido (TG-DSC) en un equipo SDT Q600, con una velocidad de calenta-

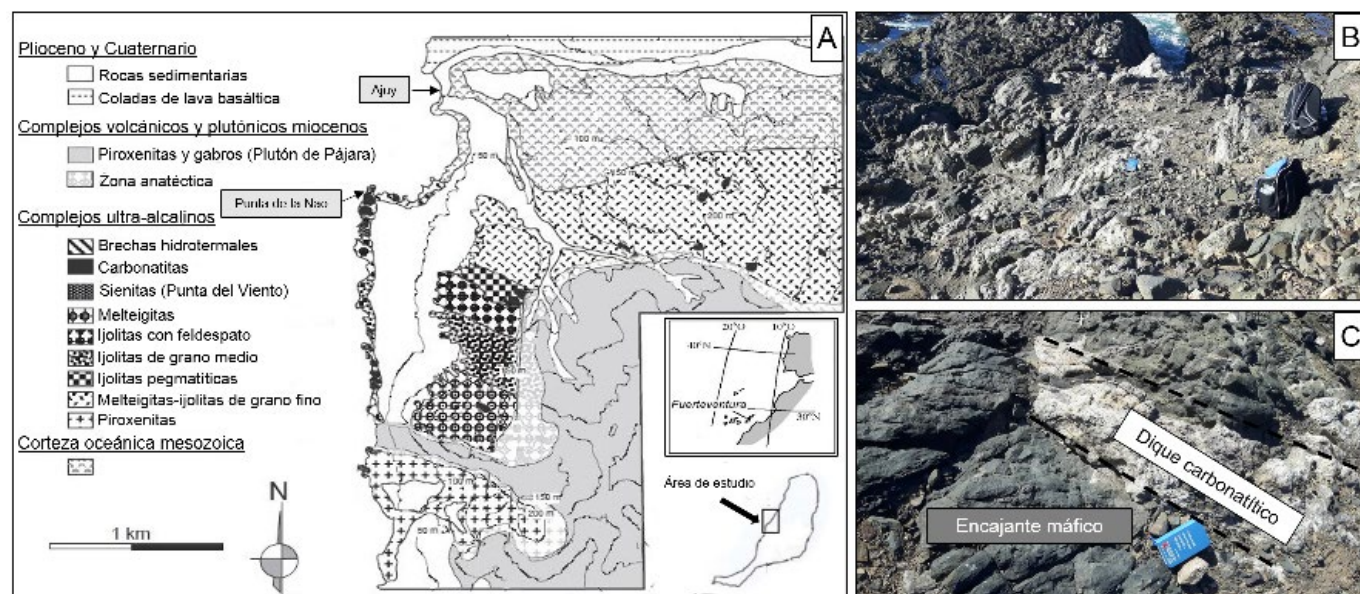


Fig. 1.- A) Mapa geológico de la parte centro-occidental del Complejo Basal de Fuerteventura (modificado de Casillas et al., 2011). B) Afloramiento general de las carbonatitas de Punta de la Nao. C) Dique carbonatítico en encajante máfico (micromelteigita-piroxenita fenitizada). Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- A) Geological map of the central western part of the Fuerteventura Basal Complex (modified from Casillas et al., 2011). B) General outcrop of Punta de la Nao carbonatites. C) Carbonatitic dyke within mafic host (fenitized micromelteigite-pyroxenite). See color figure in the web.

miento de 10 °C/min. y una atmósfera de nitrógeno. Para la identificación de fases de alteración hidrotermal se llevó a cabo un estudio de la mineralogía de arcillas mediante difracción de rayos X (XRD) de agregados orientados para la fracción inferior a 2 µm, en la región de 2 a 35° 2θ, un paso de 0,02° y un tiempo por paso de 1s. El equipo empleado para los análisis fue un difractorómetro Bruker D8 Advance. Ambos estudios se efectuaron en la Unidad de Técnicas Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid

Características petrográficas

Las muestras de carbonatitas seleccionadas están formadas esencialmente por calcita, clinopiroxeno (aegirina-augita), albita, ortoclase, biotita, óxidos de Fe y Ti (magnetita e ilmenita), minerales de la arcilla y minerales accesorios como apatito, pirocloro, titanita, barita y zircón. En las zonas cercanas al Plutón de Pájara, la paragénesis ígnea de las carbonatitas (Casillas et al., 2011) está completamente reemplazada por asociaciones de minerales metamórficos como tremolita, wollastonita, granate (grosularia/andradita) o vesuvianita, cambiando la mineralogía original de las carbonatitas. Estas carbonatitas fueron definidas metacarbonatitas por Casillas et al. (2011) y es posible observar una modificación progresiva en la mineralogía principal desde las áreas cercanas al Plutón de Pájara hasta las zonas que se

encuentran fuera de la aureola metamórfica de contacto (Casillas et al., 2011).

La ausencia de minerales metamórficos típicos de la zona de contacto, próxima al Plutón de Pájara, y la presencia de minerales magmáticos primarios como apatito, biotita y aegirina-augita, confirman la paragénesis ígnea original en las carbonatitas de Punta de la Nao. El escaso grado de alteración/hidratación de microcristales accesorios de pirocloro junto con un elevado grado de idiomorfismo (Fig. 2A), representan más evidencias de la paragénesis ígnea original. Además, se ha confirmado la interacción entre carbonatitas y fluidos hidrotermales a partir de las evidencias de procesos

de formación de monacita, enriquecida en LREE (La, Ce, Nd) en microfracturas de un cristal de zircón (Fig. 2B). Las características texturales y la paragénesis mineral de las carbonatitas estudiadas de Punta de la Nao, sugieren un efecto parcial de los fenómenos de metamorfismo de contacto y anatexis producidos por el Plutón de Pájara en las carbonatitas.

Características geoquímicas

Los análisis químicos de roca total realizados en muestras representativas de las carbonatitas de Punta de la Nao (FUE1-02, FUE2-01 y FUE3-01), evidencian que se trata de Ca-carbonatitas (sövitas), con va-

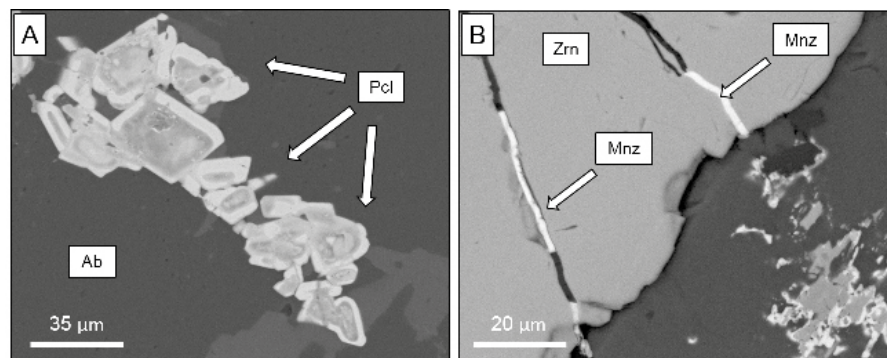


Fig. 2.- Imágenes de electrones retrodispersados (BSE). A) Microcristales idiomorfos fuertemente zonados de pirocloro (Pcl) incluidos en un fenocristal de albita (Ab); la zonación composicional se debe a la presencia de elementos pesados como U y Th. B) Microfracturas en cristal de zircón (Zrn) rellenas por monazita (Mnz, enriquecida en LREE (La, Ce, Nd)).
Fig. 2.- Backscattered electron images (BSE). A) Idiomorphic microcrystals of strongly zoned pyrochlore (Pcl) included in albite phenocryst (Ab); compositional zoning is due to the presence of heavy elements such as U and Th. B) Monazite (Mnz, enriched in LREE (La, Ce, Nd))-filled microfractures in zircon (Zrn) crystal.

lores de MgO que no llegan a alcanzar el 1% (Tabla I). La variación en los valores de Fe_2O_3 (0,33%-3,59%) y TiO_2 (0,02%-0,25%) se debe a la presencia de diferentes óxidos de Fe y Ti como magnetita e ilmenita. Una de las principales características de las carbonatitas de Fuerteventura es el elevado contenido en Sr, con valores de SrO que siempre superan el 2%, y como consecuencia, minerales como calcita y apatito resultan particularmente ricos en Sr (Ahijado *et al.*, 2005). Los valores elevados de pérdida de peso por LOI (31,6-37,6%) están relacionados principalmente con las reacciones de descarbonatación de la calcita, siendo éste el mineral más abundante, con valores de CaO que van desde 47,5% hasta 52,5%.

Los análisis químicos de los elementos trazas y de las tierras raras en los cristales de calcita y pirocloro se proyectaron en diagramas de abundancia de REE y multielemental normalizados a condrito (McDonough y Sun, 1995) (Figs. 3A y B). Los resultados evidencian valores elevados de tierras raras en los cristales de calcita (suma REE=1478-2601 ppm), en particular en LREE ($\text{La}_N=2662$ y $\text{Ce}_N=1972$) respecto a las HREE ($\text{Yb}_N=46$ y $\text{Lu}_N=42$) y un espectro bastante fraccionado de (La/Yb)_N=58. El diagrama de abundancia en tierras raras en los cristales de calcita (Fig. 3A) evidencia también leves anomalías negativas en europio ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,94-0,77$, con $\text{Eu}^*=\text{Eu}_N/[\text{Sm}_N \cdot \text{Gd}_N]^{1/2}$). Estas anomalías están acopladas con elevadas anomalías positivas en estroncio ($\text{Sr}/\text{Sr}^*=28,3-58,7$, con $\text{Sr}^*=[\text{Ce}_N + \text{Nd}_N]^{1/2}$), como muestra el diagrama multielemental (Fig. 3B). El pirocloro, a pesar de ser un mineral accesorio, resulta el principal mineral reservorio de tierras raras (suma REE=216694 ppm) con valores elevados de LREE ($\text{La}_N=185816$ y $\text{Ce}_N=165209$) respecto a las HREE ($\text{Yb}_N=2589$ y $\text{Lu}_N=1814$)

y un espectro ligeramente más inclinado si se compara con el espectro de la calcita ($(\text{La}/\text{Yb})_N=72$). Los análisis de las muestras FUE1-02 y FUE2-01 evidenciaron valores de Ce en los cristales de pirocloro bastante elevados ($\text{Ce}_2\text{O}_3>9\%$ en peso) (Tabla II), cumpliendo la relación $\text{Nb}+\text{Ta}>2\text{Ti}$, aunque no resultan suficientemente elevados para poder ser clasificados como Ce-pirocloros, clasificación de acuerdo con los valores encontrados por Mangas *et al.*, (1996). Sin embargo, en algunas muestras (FUE3-01), se encontraron cristales de pirocloro con valores muy elevados de U ($\text{UO}_2>25\%$ peso) (Tabla II), como se puede observar también en el diagrama multielemental de pirocloro en las carbonatitas de Punta de la Nao (Fig. 3B). Los valores elevados de U permiten clasificarlos como U-pirocloros. La relación $\text{Nb}+\text{Ta}>2\text{Ti}$ no se cumple en este caso.

Evento hidrotermal

Algunas fases minerales hidratadas presentes en las carbonatitas, como el pirocloro, cuando están particularmente alteradas y están sometidas a un aumento continuo de temperatura, después de una primera fase de deshidroxilación, se descomponen para producir nuevas fases, como el pentóxido de niobio (Nb_2O_5) (Nasraoui *et al.*, 1999). Sin embargo, la curva termogravimétrica y el termograma del análisis calorimétrico de la muestra de carbonatita analizada evidencian solo la reacción endotérmica de (i) descarbonatación a una temperatura aproximadamente de 600 °C, con pérdida en peso del 36,49% y la reacción de (ii) fusión, a una temperatura cercana a los 814 °C (Fig. 4A). La ausencia de reacciones exotérmicas en los termogramas (debida a la deshidroxilación de fases hidratadas y consecuente formación de

nuevas fases), confirma el bajo grado de alteración/hidratación de las carbonatitas y señala una extensión del evento hidrotermal reducida.

Muestra	FUE1-02	FUE2-01	FUE3-01
SiO ₂	5.16	4.29	3.84
TiO ₂	0.25	0.02	0.07
Al ₂ O ₃	0.99	1.31	0.67
MnO	0.10	0.11	0.08
Fe ₂ O ₃	3.59	0.33	1.40
CaO	47.47	52.23	52.48
MgO	0.19	0.25	0.12
Na ₂ O	0.56	0.81	0.06
K ₂ O	0.14	0.37	0.26
P ₂ O ₅	0.62	0.35	0.49
SrO	2.71	2.39	2.50
LOI	37.62	31.58	35.96

Tabla I.- Análisis químicos mediante XRF de roca total de las carbonatitas de Punta de la Nao (% en peso de óxidos).

Table I.- Chemical XRF whole rock analysis of Punta de la Nao carbonatites (wt% oxide).

Muestra	FUE1-02	FUE2-01	FUE3-01
Nb ₂ O ₅	43.60	47.47	36.25
Ta ₂ O ₅	3.15	0.88	1.42
SiO ₂	3.63	0.00	0.00
TiO ₂	13.49	8.97	14.16
ThO ₂	10.60	8.87	1.68
UO ₂	3.86	1.25	27.32
Y ₂ O ₃	0.00	0.15	0.00
La ₂ O ₃	2.35	3.85	0.00
Ce ₂ O ₃	11.43	9.94	0.45
Nd ₂ O ₃	0.00	2.04	0.54
Yb ₂ O ₃	1.02	1.48	0.68
MgO	0.00	0.02	0.00
CaO	3.77	10.71	12.50
FeO _{tot}	0.35	0.61	0.63
SrO	1.27	0.92	1.52
BaO	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.87	2.75	2.59
K ₂ O	0.58	0.00	0.00
Tot	99.97	99.91	99.74

Tabla II.- Microanálisis mediante SEM-EDS en los microcristales de pirocloro de las carbonatitas de Punta de la Nao (% en peso de óxidos).

Table II.- SEM-EDS microanalysis on pyrochlore microcrystals of Punta de la Nao carbonatites (wt% oxide).

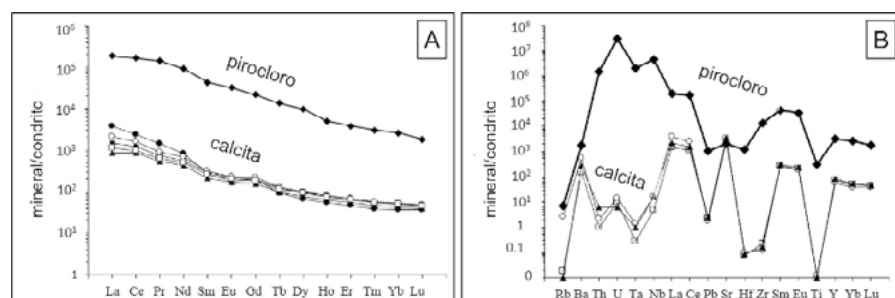


Fig. 3.- A) y B) Diagramas de abundancia de REE y multielemental respectivamente en calcita y pirocloro de las carbonatitas de Punta de la Nao normalizados a condrito (McDonough y Sun, 1995).

Fig. 3.- A) and B) REE chondrite- and multielemental normalized diagrams on calcite and pyrochlore respectively of Punta de la Nao carbonatites (McDonough and Sun, 1995).

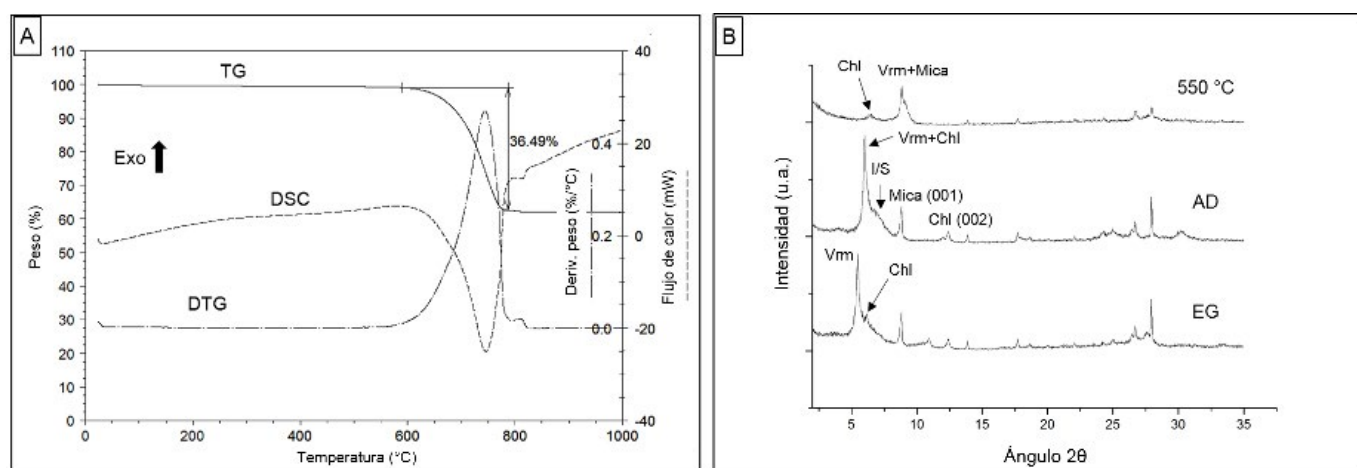


Fig. 4.- A) Curvas termogravimétricas (TG-DTG) y termograma en calorimetría diferencial de barrido (DSC) evidenciando las reacciones endotérmicas de decarbonatación (primer pico negativo) y fusión (segundo pico negativo). B) Difractogramas de agregados orientados de la fracción < 2 μm; tratamiento térmico (550 °C), secado al aire (AD) y tratado con etilenglicol (EG). Chl=clorita, Mica=biotita-flogopita, I/S=illita/esmectita, Vrm=vermiculita.

Fig. 4.- A) Thermogravimetric curves (TG-DTG) and differential scanning calorimetry thermogram (DSC) showing endothermic reactions of decarbonation (first negative peak) and fusion (second negative peak). B) Diffractograms of oriented aggregates of < 2 μm fraction; thermal treatment (550 °C), air-dried (AD) and ethylene glycol treatment (EG). Chl=chlorite, Mica=biotite-phlogopite, I/S=illite/smectite, Vrm=vermiculite.

El análisis mediante XRD de agregados orientados evidencia la presencia de minerales de alteración hidrotermal como clorita ($d_{001}=14$ Å), vermiculita ($d_{001}=16,6$ Å) y la presencia de interestratificados illita/esmectita ($d_{001}=13$ Å) en EG (Fig. 4B). La identificación de los interestratificados se ha realizado a partir de la observación de una superestructura (de 22-23 Å en AD a 25-26 Å en EG) y por la existencia de los picos de interferencia a aproximadamente 9,15 Å y 5,40 Å de illita d_{001} /esmectita d_{002} e illita d_{002} /esmectita d_{003} respectivamente (Moore y Reynolds, 1997). La identificación de estos minerales de alteración hidrotermal, permite caracterizar el evento hidrotermal en las carbonatitas de Punta de la Nao.

Discusión y conclusiones

La presencia de minerales magmáticos primarios como apatito, biotita y aegirina-augita y la ausencia de minerales metamórficos típicos de las zonas más internas de la aureola de metamorfismo de contacto producida por el Plutón de Pájara como tremolita, wollastonita, grosularia, andradita y vesuvianita, sugieren una acción nula o poco importante en las carbonatitas de Punta de la Nao de los fenómenos de metamorfismo de contacto y recristalización causados por el Plutón de Pájara. Algunas características petrográficas y mineralógicas evidencian que a una fase magmática primaria, donde precipitaron la mayoría

de los minerales magmáticos, le siguió una fase secundaria de alteración hidrotermal, como confirman las mineralizaciones de REE en las microfracturas de un cristal de zircón. Las características geoquímicas confirman también valores elevados de tierras raras en los cristales de calcita (suma REE=1478-2601 ppm) y en los cristales de pirocloro (principal mineral reservorio de tierras raras con REE=216694 ppm).

La identificación de clorita, vermiculita e interestratificados illita-esmectita como minerales de alteración hidrotermal, permite encuadrar el evento hidrotermal en las facies metamórficas de las ceolitas. No se excluye la posibilidad de que la formación de estos minerales de alteración hidrotermal se deba a un proceso de metasomatismo provocado por la exsolución de una fase fluida hidrotermal procedente del magma que dio lugar a la carbonatita en los últimos momentos de enfriamiento (proceso frecuente en las rocas carbonatíticas). Los fluidos hidrotermales responsables de la removilización parcial de las REE y de la presencia de monacita en microfisuras en cristales de zircón, deben haber alcanzado una temperatura comprendida entre 100 °C y 200 °C.

Agradecimientos

Los autores quieren expresar su especial agradecimiento al Dr. Juan Antonio Moreno Moreno y al Dr. Ramón Casillas Ruiz por sus correcciones y sugerencias

que sin duda han contribuido a la mejora de este manuscrito.

Referencias

- Ahijado, A., Casillas, R., Nagy, G. y Fernández, C. (2005). *Mineralogy and Petrology* 84 (1-2), 107-127.
- Ancochea, E., Brändl, J.L., Cubas, C.R., Hernán, F. y Huertas, M.J. (1996). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 70, 183-204.
- Casillas, R., Demény, A., Nagy, G., Ahijado, A. y Fernández, C. (2011). *Lithos* 125, 503-520.
- Gutiérrez, M., Casillas, R., Fernández, C., Balogh, K., Ahijado, A., Castillo, C. (2002). *Geogaceta* 32, 55-58.
- Mangas, J., Pérez Torrado, F.J., Martín, A. y Reguilón, R. (1996). *Geogaceta* 20, 1511-1513.
- McDonough, W.F. y Sun, S.S. (1995). *Chemical Geology* 120, 223-253.
- Moore, D.M. y Reynolds, R.C. (1997). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Cambridge University Press, 378 p.
- Muñoz, M., Sagredo, J., de Ignacio, C., Fernández-Suárez, J. y Jeffries, T.E. (2005). *Lithos* 85, 140-153.
- Nasraoui, M., Bilal, E. y Gibert, R. (1999). *Mineralogical Magazine* 63, 567-578.

On the association of Magmatic Microgranular Enclaves (MMEs) and cordierite-bearing monzogranites at the Sierra Bermeja Pluton (SW Spain)

Sobre la asociación de Enclaves Magmáticos Microgranulares (EMM) y monzogranitos con cordierita del plutón de Sierra Bermeja (SO España)

Jon Errandonea-Martin¹, Fernando Sarrionandia², Manuel Carracedo-Sánchez¹, Idoia Garate-Olave¹ and José Ignacio Gil Ibarguchi¹

¹ Dpto. Geología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Sarriena s/n, 48940 Leioa (Bizkaia). jon.errandonea@ehu.eus, manuel.carracedo@ehu.eus, idoia.garate@ehu.eus, josei.gil@ehu.eus

² Dpto. Geología, Facultad de Farmacia, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Paseo de las Universidades, 7, 01006 Vitoria-Gasteiz (Álava). fernando.sarrionandia@ehu.eus

ABSTRACT

Magmatic Microgranular Enclaves (MMEs) included in the cordierite-bearing monzogranites of the Sierra Bermeja Pluton (southern Iberian Massif) have been examined to elucidate their possible petrogenetic linkage. Mineralogical differences such as the absence of Crd and Kfs in the MMEs, or the compositions of Bt and Pl, as well as the lack of correlations of some elements in whole-rock geochemistry, point to a separate origin for the MMEs and host monzogranites. The MMEs could represent minor globules of a more mafic magma injected into and comingled with the host monzogranitic magma, without causing significant modifications in the geochemical characteristics of the latter.

Key-words: Magmatic Microgranular Enclaves, cordierite-bearing monzogranites, Sierra Bermeja, Central Iberian Zone.

RESUMEN

Los Enclaves Magmáticos Microgranulares (EMM) del plutón de Sierra Bermeja (Macizo Ibérico meridional) han sido estudiados para esclarecer su posible relación petrogenética con los monzogranitos cordieríticos encajantes. Diferencias mineralógicas como la ausencia de Crd y Kfs en los EMM, o las composiciones de Bt y Pl, así como la falta de correlación de algunos elementos en geoquímica de roca total, apuntan a orígenes independientes para los EMM y los monzogranitos encajantes. Los EMM representarían glóbulos de un magma más máfico inyectado y entremezclado con el magma monzogranítico, sin modificar significativamente las características geoquímicas de este último.

Palabras clave: Enclaves Magmáticos Microgranulares, monzogranitos con cordierita, Sierra Bermeja, Zona Centro-Ibérica.

Geogaceta, 69 (2021), 27-30
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 16/06/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introduction

Magmatic Microgranular Enclaves (MMEs), frequently also referred to as 'mafic', represent mesoscopic bodies of igneous texture that occur included in granitoids (e.g., Didier and Barbarin, 1991; Barbarin, 2005). They are generally finer in crystal size and more mafic than their host granitoids, and they usually constitute one of the most significant petrogenetic indicators of magma mixing (*sensu lato*) in plutonic environments (e.g., Castro et al., 1990; Barbarin, 2005). The origin of MMEs has been long-discussed, as it has been the linkage with their host granitoids (Didier and Barbarin, 1991; Barbarin, 2005; Clemens et al., 2017).

Within the Iberian Massif, cordierite-bearing monzogranites have been related petrogenetically in some cases to their MMEs. This led to some controversy as the latter could either represent: (i) an ultimately mantle-derived component that would have interacted subsequently

with the host granitic magma (e.g., Castro et al., 1999; García-Moreno and Corretgé, 2000; Alonso Olazabal, 2001; García-Moreno et al., 2006); or, (ii) cogenetic cumulates of early crystallized minerals (e.g., Pascual et al., 2008; Rodríguez and Castro, 2017, 2018).

The zoned Sierra Bermeja Pluton (southern Central Iberian Zone), encompasses several cordierite-bearing monzogranite lithotypes that include minor amounts of coeval mantle-derived dioritoids (vaugnerites; e.g., Errandonea-Martin et al., 2018, 2019). Apparently, these mantle-derived magmas did not affect the geochemistry of host granitoids, which were presumably derived from the melting of different crustal sources (Errandonea-Martin et al., 2019). Considering the contrasting nature of the nearly coeval magma pulses that built the Sierra Bermeja Pluton (Errandonea-Martin et al., 2019), the existence of occasional MMEs in the porphyritic monzogranites that constitute the outer unit

of this pluton offers a good opportunity to analyze the association between such MMEs and their host monzogranites.

Petrography

The studied MMEs are rounded to ellipsoidal in shape and up to 50 cm in size. Some of the MMEs include K-feldspar megacrysts derived from the host monzogranites, (\pm Qz, \pm Bt; Fig. 1A, B). These MMEs show a significant lack of chilled margins, and exhibit an igneous microporphyritic texture defined by plagioclase, quartz and biotite microphenocrysts, enclosed in a fine-grained groundmass constituted by the same mineralogy (Pl, Qz and Bt) plus accessory apatite, zircon, monazite and ilmenite (Fig. 1C, D). Modal compositions allow classifying them as biotite tonalites (color index = 18–30).

Plagioclase (up to 2 mm) is euhedral with continuous or oscillatory concentric zoning that leads to well-developed rims (Fig. 1C). Cores usually occur varia-

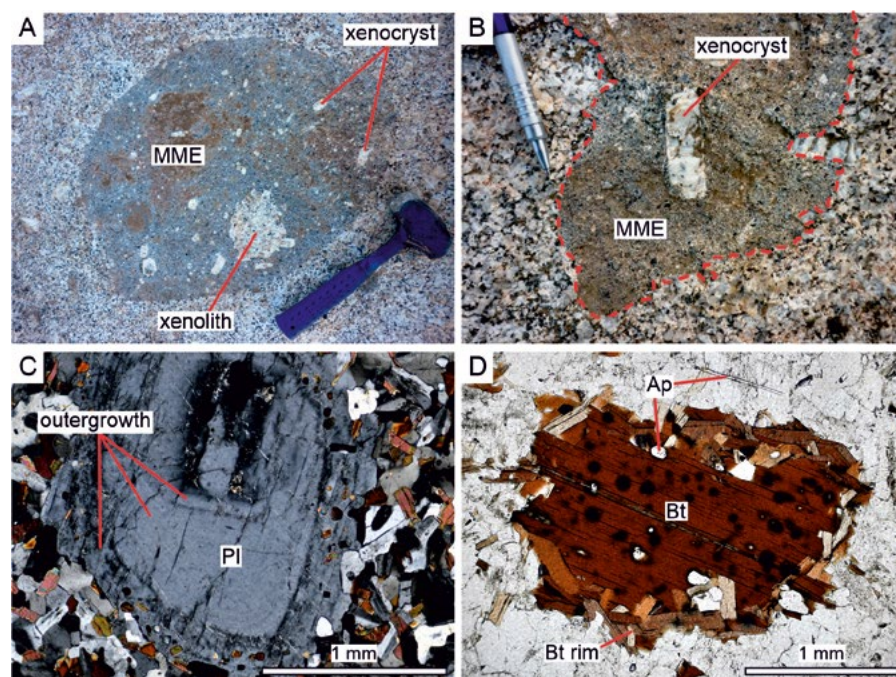


Fig. 1.- A) MME containing xenocrysts of K-feldspar and a xenolith of host monzogranite. **B)** Detail of a MME enclosing K-feldspar xenocrysts. Note at the right edge of the MME a K-feldspar xenocryst only partially included. **C)** Optical photomicrograph of a plagioclase (Pl) microphenocryst showing several oriented inclusions and outgrowths. **D)** Optical photomicrograph of a biotite (Bt) microphenocryst rich in inclusions of quartz and radioactive minerals. This microphenocryst is enclosed by smaller biotite crystals. Note also the acicular habit of the apatite (Ap) of the groundmass. Ver figura en color en la web.

Fig.1.- A) EMM que contiene xenocristales de feldespato potásico y un xenolito de monzogranito encajante. B) Detalle de un EMM englobando xenocristales de feldespato potásico. Obsérvese en el borde derecho del EMM un xenocristal de feldespato potásico sólo parcialmente incluido. C) Microfotografía de un microfenocristal de plagioclase (Pl) con varias inclusiones orientadas y diversos bordes de recrecimiento. D) Microfotografía de un microfenocristal de biotita (Bt) con abundantes inclusiones de cuarzo y minerales radioactivos. Este microfenocristal está envuelto por cristales menores de biotita. Nótese también el hábito acicular del apatito (Ap) de la matriz. See color figure in the web.

bly altered, although sometimes the intermediate rims appear most altered. It may host numerous inclusions of biotite, often arranged in parallel to the crystallographic faces (Fig. 1C).

Biotite (up to 2 mm) mainly appears as euhedral-subhedral single flakes. Small crystals (< 0.5 mm) constitute an essential component of the EMMs groundmass but they also may occur as polycrystalline aggregates or coating larger biotite microphenocrysts (Fig. 1D). Biotite shows a strong pleochroism and may include apatite, zircon and monazite crystals (Fig. 1D).

It is outstanding the contrasting habit of apatite, from prismatic euhedral crystals present both in the groundmass and as inclusion in biotite microphenocrysts, to markedly acicular ones restricted to the groundmass (Fig. 1D).

Mineral chemistry

Plagioclase shows normal zoning, from slightly altered andesine-oligoclase

se cores ($An_{28}-An_{40}$) to fresh oligoclase ($An_{18}-An_{28}$) rims. These compositions contrast with those of the host monzogranite plagioclase (An_1-An_{33}).

Compositional characteristics of biotite also differ from those of the host monzogranites. Biotites of the MMEs display higher $mg\#$ ($Mg/[Mg+Fe^{2+}]$) ratios (up to 0.51) and MgO contents (up to 9.77 wt%) than biotites of the host monzogranites ($mg\# < 0.45$; $MgO = 8.27$ wt%; Fig. 2). Similarly, TiO_2 and Al_2O_3 contents in biotites from the MMEs (average of 3.48 wt% and 17.89 wt%, respectively) are lower than the host monzogranites biotites (average of 3.65 wt% and 18.47 wt%, respectively). In detail, analyzed microphenocrysts, aggregates and coatings of MMEs biotites have the closest compositions to biotites from the host monzogranites (overlapped area in Fig. 2).

Whole-rock geochemistry

Whole-rock major- and trace-element compositions and Sr-Nd isotopic

data of MMEs from the Sierra Bermeja Pluton are given in Tables I and II, respectively. The studied MMEs display lower SiO_2 and K_2O contents than the host monzogranites, showing a calc-alkaline to high-K calc-alkaline affinity (Fig. 3A). They have moderately to highly peraluminous compositions ($A/CNK = 1.05-1.23$), with $Mg\#$ (molar $MgO/[FeO^{+}+MgO]$) values in the range of 0.44–0.46, and K_2O/Na_2O ratios between 0.48 and 0.70. They display relatively low CaO (2.33–3.08 wt%) and variable P_2O_5 (0.19–0.40 wt%) contents. They also show higher TiO_2 contents than the host monzogranites (Fig. 3C).

Regarding trace elements, the MMEs display higher Cr, Ni, V, Sc, Zn, Zr, Hf, Nb, Rb, and LREE contents than the host monzogranites, while those of Ba, Pb, Ta and Ga are lower. K/Rb ratios are markedly lower also in the MMEs, whereas La_N/Yb_N values are slightly higher (Fig. 3B).

Isotopic compositions (Sr-Nd) of the selected MME (Table II) were age-corrected to 309 Ma (U-Pb zircon age of the host monzogranites; Errandonea-Martin et al., 2019). The initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of the MME sample (0.7038) is in the range of that of the host monzogranites (0.7028–0.7060) similarly to the ϵNd_{309} (-2.7) value, which concurs with those of the host monzogranites (-2.6 to -2.7; Errandonea-Martin et al., 2019).

Discussion and conclusions

Several hypotheses have been proposed for the origin of MMEs in general (e.g., Didier and Barbarin, 1991; Barbarin,

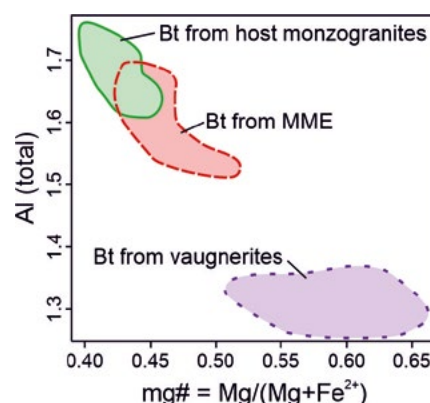


Fig. 2.- $mg\#$ vs. Al (total) diagram for biotites from the Sierra Bermeja MMEs, vaugnerites and host monzogranites. Both parameters in a.p.f.u. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Diagrama $mg\#$ vs. Al (total) para las biotitas de los EMM, vaugneritas y granitos encajantes de Sierra Bermeja. Ambos parámetros en a.p.f.u. See color figure in the web.

2005; Rodríguez and Castro, 2018). Accordingly, MMEs may represent: 1) refractory solid residues of partial melting from the source region, 2) xenoliths of wall-rocks, 3) autoliths or cognate fragments of quench cumulates/normal cumulates, or 4) globules of a more mafic magma injected and mingled with the felsic magma. The absence of meta-

morphic structures and microstructures allows us to discard a restitic origin for the studied MMEs (e.g., Didier and Barbarin, 1991). This, coupled to their compositional characteristics, precludes also their correspondence with wall-rock xenoliths.

An autolithic origin, by rapid and abundant nucleation of near-liquidus minerals caused by thermal quenching, has been proposed for the MMEs from the not far away Los Pedroches Batholith (Donaire et al., 2005). In that case, the studied MMEs would represent cognate fragments of quench cumulates (e.g., Pascual et al., 2008). Experimental data demonstrate that thermal quenching may occur either in the walls of magma chambers or in those of ascent conduits, which would lead to the splitting of an

initially homogeneous magma in two compositionally different systems (crystal- and liquid-rich) on account of the crystallization within a thermal-mechanical boundary layer (e.g., Rodríguez and Castro, 2017, 2018). In the case of Sierra Bermeja, mineralogical-geochemical differences between studied MMEs and host monzogranites make difficult an autolithic origin of the MMEs. Whole-rock geochemical data, as the projection in disarray of Sr, Y and HREE, the lower contents in Al_2O_3 and P_2O_5 in MMEs, and the lack of correlations of TiO_2 , K_2O , Ni or Rb (controlled mainly by accessory minerals, Bt and Pl), impede a cognate character of the studied MMEs and host monzogranites (e.g., Fig. 3C; Clemens et al., 2017). Moreover, a geochemical modelling performed on the host monzogranites indi-

Sample	MME1	MME2	MME3
	wt%	wt%	wt%
SiO ₂	65.26	67.31	65.64
TiO ₂	0.71	0.65	0.67
Al ₂ O ₃	17.13	15.28	14.90
Fe ₂ O ₃ ^t	4.59	3.78	4.67
MnO	0.07	0.07	0.08
MgO	1.81	1.59	1.86
CaO	2.89	3.08	2.33
Na ₂ O	3.79	4.15	3.90
K ₂ O	2.30	1.99	2.74
P ₂ O ₅	0.19	0.22	0.40
LOI	1.04	0.88	1.54
Total	99.78	99.00	98.73
	ppm	ppm	ppm
Ba	143	178	111
Cr	56.7	14.2	21.4
Cs	24.4	26.1	38.0
Ga	30.7	21.1	19.6
Hf	4.83	5.83	4.44
Nb	14.0	11.5	12.6
Ni	13.6	7.80	11.2
Pb	23.1	16.9	14.5
Rb	364	266	342
Sc	11.0	10.4	11.6
Sn	16.9	12.1	16.3
Sr	144	187	95.9
Ta	1.74	1.45	1.73
Th	16.8	12.3	9.51
U	4.83	3.21	6.32
V	59.8	48.6	60.3
Y	24.4	20.5	22.0
Zn	93.0	62.0	71.1
Zr	190	214	158
La	42.7	42.5	29.4
Ce	84.4	80.1	56.4
Pr	10.2	9.23	6.76
Nd	37.8	27.7	25.8
Sm	6.86	5.20	5.09
Eu	0.934	1.05	0.770
Gd	5.70	4.83	4.41
Tb	0.804	0.660	0.660
Dy	4.16	3.57	3.68
Ho	0.649	0.590	0.600
Er	1.92	1.82	1.81
Tm	0.282	0.280	0.270
Yb	1.74	1.72	1.63
Lu	0.246	0.260	0.230

Table I.- Major- and trace-element whole-rock analyses of the studied MMEs.

Tabla I.- Análisis de elementos mayores y traza de roca total de los EMM estudiados.

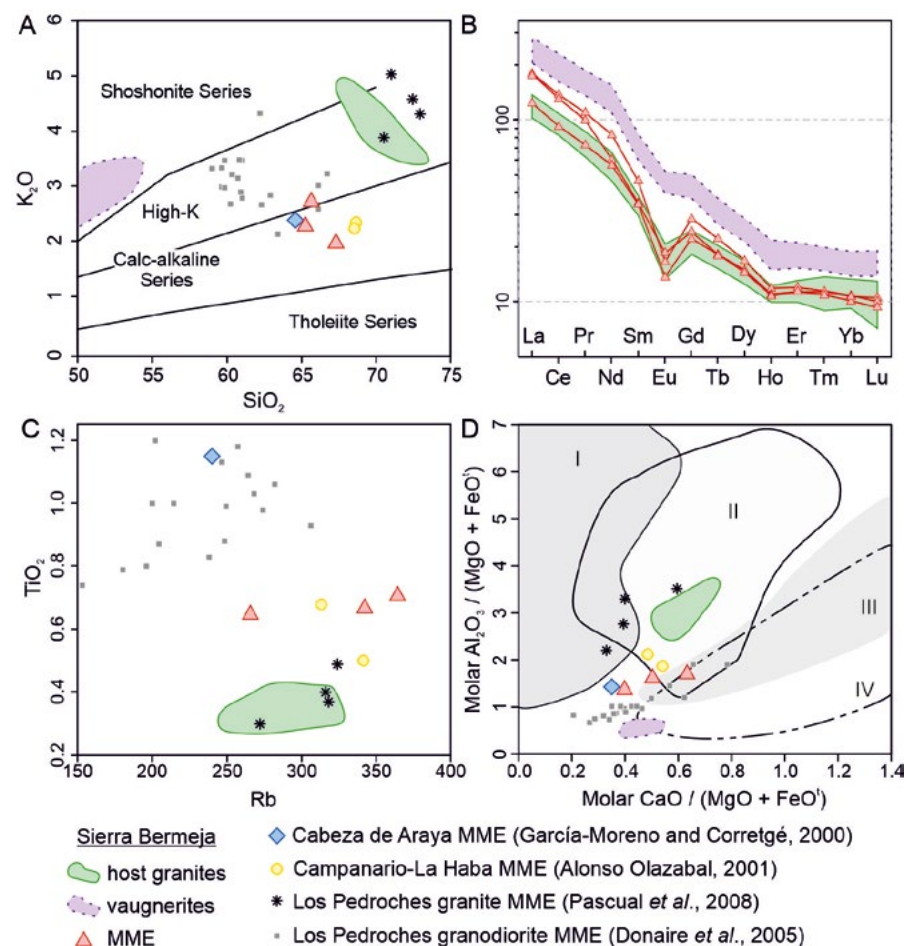


Fig. 3.- A) SiO₂ vs. K₂O diagram of Peccerillo and Taylor (1976). B) Chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE diagrams for the MMEs, host monzogranites and vaugnerites from the Sierra Bermeja Pluton. C) Rb vs. TiO₂ diagram. D) Molar CaO/(MgO+FeO) vs. Al₂O₃/(MgO+FeO) diagram based on Gerdes et al. (2002). Partial melts from I: metapelitic sources, II: metagreywackes, III: metatonalites, and IV: metabasalts. Ver figura en color en la web.

Fig.3.- A) Diagrama SiO₂ vs. K₂O de Peccerillo y Taylor (1976). B) Diagramas de REE normalizados respecto al condrito (McDonough y Sun, 1995) para los EMM, los monzogranitos encajantes y vaugneritas del plutón de Sierra Bermeja. C) Diagrama Rb vs. TiO₂. D) Diagrama CaO/(MgO+FeO) vs. Al₂O₃/(MgO+FeO), ambos en proporciones molares, basado en Gerdes et al. (2002). Fundidos parciales a partir de I: fuentes metapelíticas, II: metagrauvas, III: metatonalitas, y IV: metabasaltos. See color figure in the web.

cates that K-feldspar would be a major component of the fractionating mineral assemblage (Errandonea-Martin et al., 2019). Thus, early K-feldspar would be expected in the MMEs as component of the crystal mush, but in contrast, the scarce K-feldspar found in the MMEs shows evidences of being xenocrysts from the host granitic magma (e.g., Fig 1A, B). This fact, together with the absence of coarse-grained textures in the MMEs, excludes also the possibility of the MMEs being normal cumulates from the host granitic magmas. Considering that, we suggest that the studied MMEs and host monzogranites would have separate origins.

Textural characteristics indicate that MMEs were still partially liquid when injected into the host granitic magma (e.g., Kfs and Qz crystals entrained from the host monzogranites; Didier and Barbarin, 1991). Mingling of small volumes of a hot mafic melt with a cooler granitic magma would cause a quench environment that would explain the crystallization of acicular apatite, coating of biotites and complex zoning in plagioclase (e.g., Castro et al., 1990; Clemens et al., 2017). Their small volume and large viscosity contrast with the host granitic magma prevented large-scale mixing (e.g., Didier and Barbarin, 1991), and no pervasive major- and trace-element compositional changes were produced in the MMEs through the mixing (*sensu lato*) process. Correspondingly, the injection and mingling of the

mafic magma did not affect the chemistry of host monzogranites. Instead, the matching between Sr–Nd isotope compositions of the selected MME and host granitoids calls for the decoupling of isotope and element chemical diffusion during mixing (e.g., Pin et al., 1990; Barbarin, 2005). Likewise, no geochemical similarities or apparent trends have been observed towards the compositions of mantle-derived vaugneritic rocks of Sierra Bermeja (e.g., Fig. 3). Moreover, unlike the MMEs, vaugneritic magmas intruded after the emplacement of the later inner unit (Errandonea-Martin et al., 2018), thus making difficult a potential relationship.

While further analyses would be required to establish accurately the source of the studied MMEs, two likely scenarios are suggested: 1) melting of crustal metatigneous sources (e.g., Fig. 3D), similar to those proposed by Donaire et al. (2005) and Pascual et al. (2008), and 2) hybridization of mantle-derived magmas (different to those of the vaugnerites) by assimilation/mixing processes with crustal rocks prior to their injection into the monzogranitic magmas (e.g., Castro et al., 1990, 1999; García-Moreno and Corretgé, 2000; García-Moreno et al., 2006). What seems most certain is that the studied MMEs were injected during a relatively late magmatic stage, without causing significant effects in the nature of the host monzogranites.

Acknowledgements

This work was financially supported by the project CGL2015-63530-P (MINECO/FEDER, EU). I. Garate-Olave was funded by the UPV/EHU grant ES-PDOC19/111. Finally, the authors would like to thank Antonio Castro and Carlos Villaseca for their useful comments, as well as Aitor Cambeses for the editorial handling.

References

Alonso Olazabal, A. (2001). *El plutón de Campanario-La Haba: caracterización*

petrológica y fábrica magnética. PhD. Thesis, Univ. del País Vasco, 323p.

Barbarin, B. (2005). *Lithos* 80, 155-177.

Castro, A., Moreno-Ventas, I. and de la Rosa, J.D. (1990). *Geological Journal* 25, 391-404.

Castro, A., Patiño Douce, A.E., Corretgé, L.G., de la Rosa, J.D., El-Biad, M. and El-Hmidi, H. (1999). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135, 255-276.

Clemens, J.D., Elburg, M.A. and Harris, C. (2017). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 172, 88.

Didier, J. and Barbarin, B. (1991). *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 625p.

Donaire, T., Pascual, E., Pin, C. and Duthou, J.-L. (2005). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149, 247-265.

Errandonea-Martin, J., Sarrionandia, F., Carracedo-Sánchez, M., Gil Ibarguchi, J.I. and Eguíluz, L. (2018). *Geologica Acta* 16, 237-255.

Errandonea-Martin, J., Sarrionandia, F., Janoušek, V., Carracedo-Sánchez, M. and Gil Ibarguchi, J.I. (2019). *Lithos* 342-343, 440-462.

García-Moreno, O. and Corretgé, L.G. (2000). *Geogaceta* 27, 67-70.

García-Moreno, O., Castro, A., Corretgé, L.G. and El-Hmidi, H. (2006). *Lithos* 89, 245-258.

Gerdes, A., Montero, P., Bea, F., Fershter, G., Borodina, N., Osipova, T. and Sharda-kova, G. (2002). *International Journal of Earth Sciences* 91, 3-19.

McDonough, W.F. and Sun, S.-s. (1995). *Chemical Geology* 120, 223-253.

Pascual, E., Donaire, T. and Pin, C. (2008). *Geochemical Journal* 42, 177-198.

Peccherillo, A. and Taylor, S.R. (1976). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63-81.

Pin, C., Binon, M., Belin, J.M., Barbarin, B. and Clemens, J.D. (1990). *Journal of Geophysical Research* 95, 17821-17828.

Rodríguez, C. and Castro, A. (2017). *Lithos* 272-273, 261-277.

Rodríguez, C. and Castro, A. (2018). *Geological Society of America Bulletin* 131, 635-660.

Isotope ratio	MME2	2σ error (abs)
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	4.123	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.721888	8E-06
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₃₀₉	0.7038	
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1132	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512332	6E-06
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ₃₀₉	0.512103	
εNd ₃₀₉	-2.7	

Table II.- Whole-rock Sr–Nd isotopic compositions of the selected MME (measured and age-corrected to 309 Ma).

Tabla II.- Composiciones isotópicas de Sr–Nd de roca total del EMM seleccionado (medidas y recalculadas a 309 Ma).

Estructura y evolución del Edificio Volcánico Mioceno de Jandía (Fuerteventura, Islas Canarias)

Structure and evolution of the Jandía Miocene Volcanic Edifice (Fuerteventura, Canary Islands)

R. Casillas¹ y G. Martín¹

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, gloriatf50@gmail.com

RESUMEN

El Edificio Volcánico Mioceno de Jandía constituye un gran edificio central formado a través de diferentes ciclos de construcción volcánica y destrucción en forma de grandes deslizamientos gravitacionales. En este sentido, al menos 3 grandes deslizamientos gravitacionales han afectado al Edificio Volcánico Mioceno de Jandía a lo largo de su historia; el del Morro de Mungía, que destruyó el flanco sur del Edificio de Jandía Superior Oriental; el de La Degollada de Cofete que afectó, posteriormente, a todo el sector occidental de este mismo edificio y, sobre cuyos depósitos de avalancha rocosa creció el Edificio de Jandía Superior Occidental; y, por último, el deslizamiento, que, posteriormente afectó al flanco septentrional de todo el Edificio Superior de Jandía, responsable de la formación del actual arco de Cofete. Existe, además, la posibilidad de que el Edificio Inferior de Jandía sufriera un temprano deslizamiento gravitacional de su flanco Norte, dando lugar a una fuerte depresión abierta al Norte sobre la que creció posteriormente el Edificio de Jandía Medio y el Edificio de Jandía Superior Oriental.

Palabras clave: Edificio Volcánico Mioceno de Jandía, Fuerteventura, evolución, deslizamientos gravitacionales.

Geogaceta, 69 (2021), 31-34
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

ABSTRACT

The Miocene volcanic Edifice of Jandía is a large central volcano formed through different cycles of volcanic construction and destruction by large gravitational landslides. In this sense, at least three large gravitational landslides affected the Miocene volcanic Edifice of Jandía: the Morro de Mungía landslide, which destroyed the southern flank of the Upper East Jandía Edifice; La Degollada de Cofete landslide, that subsequently affected the entire western sector of this same Edifice and on whose rocky avalanche deposits the Western Upper Jandía Edifice grew; and finally, a last landslide which afterwards affected the northern flank of the entire Jandía Edifice, giving rise to the formation of the current Cofete arch. It is also possible that the Lower Jandía Edifice underwent an early gravitational landslide of its northern flank, which resulted in the formation of a large depression open to the North, on top of which the Middle Jandía Edifice and the Upper East Jandía Edifice grew.

Key-words: Jandía Miocene volcanic Edifice, Fuerteventura, evolution, gravitational landslides.

Fecha de recepción: 18/06/2020

Fecha de revisión: 23/10/2020

Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción

La formación de la Península de Jandía (Fuerteventura), está determinada, fundamentalmente, por el crecimiento y posterior destrucción parcial de un gran edificio central, el Complejo Volcánico Sur (CVS), (Cubas *et al.*, 1992; Ancochea *et al.*, 1996a y 1996b) o Edificio Sur (o Edificio Jandía) (Cubas *et al.*, 1992; Ancochea *et al.*, 1993; Balcells *et al.*, 1994; Cueto *et al.*, 2006). Estos autores, han distinguido, en el crecimiento de este gran volcán central, la superposición de 3 edificios consecutivos (Edificio Sur Inferior, con una edad de 20.1- 19.3 M.a.; Edificio Sur Intermedio, con una edad de 17.2-15.4 M.a., con un Tramo Bajo y Alto; y Edificio Superior, con una edad de: 15.2-14.2 M.a.) y la Formación La Angostura (con una edad de 14,15 M.a.). El presente trabajo tiene como objeto mostrar la presencia de varios deslizamientos gravitacionales que han afectado

al Edificio Volcánico Mioceno de Jandía y que han condicionado la sucesión de eventos constructivos. Todo ello determina una evolución geológica diferente a la definida anteriormente para este edificio volcánico mioceno.

Estructura del Edificio Volcánico Mioceno de Jandía

En la Tabla I aparece escrita la volcanoestratigrafía general propuesta para el Edificio Volcánico Mioceno de Jandía. El Edificio Inferior descrito en el presente trabajo coincide, esencialmente con el propuesto por Cubas *et al.* (1992), Ancochea *et al.* (1993), Balcells *et al.* (1994), Ancochea *et al.* (1996a), Ancochea *et al.* (1996b), y Cueto *et al.* (2006), aunque se amplía, se concreta y se delimita espacialmente las formaciones rocosas que lo componen (Tabla I y Fig. 1), y que aparecen esencialmente en el norte de

la península y en una serie de ventanas localizadas en el fondo de los barrancos en toda la península. Se trata de rocas, fundamentalmente basálticas que están afectadas por importantes fallas, de edad miocena, de dirección NE-SO y por varios enjambres de diques (de dirección NE-SO y NO-SE). Las formaciones rocosas que lo constituyen aparecen con una inclinación moderada hacia el SE, aunque, en la costa septentrional, y debido a la acción del sistema de fallas mencionado, la serie buza al NO o está en posición horizontal (Fig. 1). Los autores mencionados anteriormente asignaron las rocas que se describen aquí dentro del Edificio Medio, a la parte superior del Edificio Inferior. Sin embargo, la presencia de una importante discordancia con un fuerte paleorelieve que cubre el Edificio Inferior, sobre la que se apoyan estos materiales; indica la existencia de un largo período de tiempo entre la formación del Edificio Inferior y

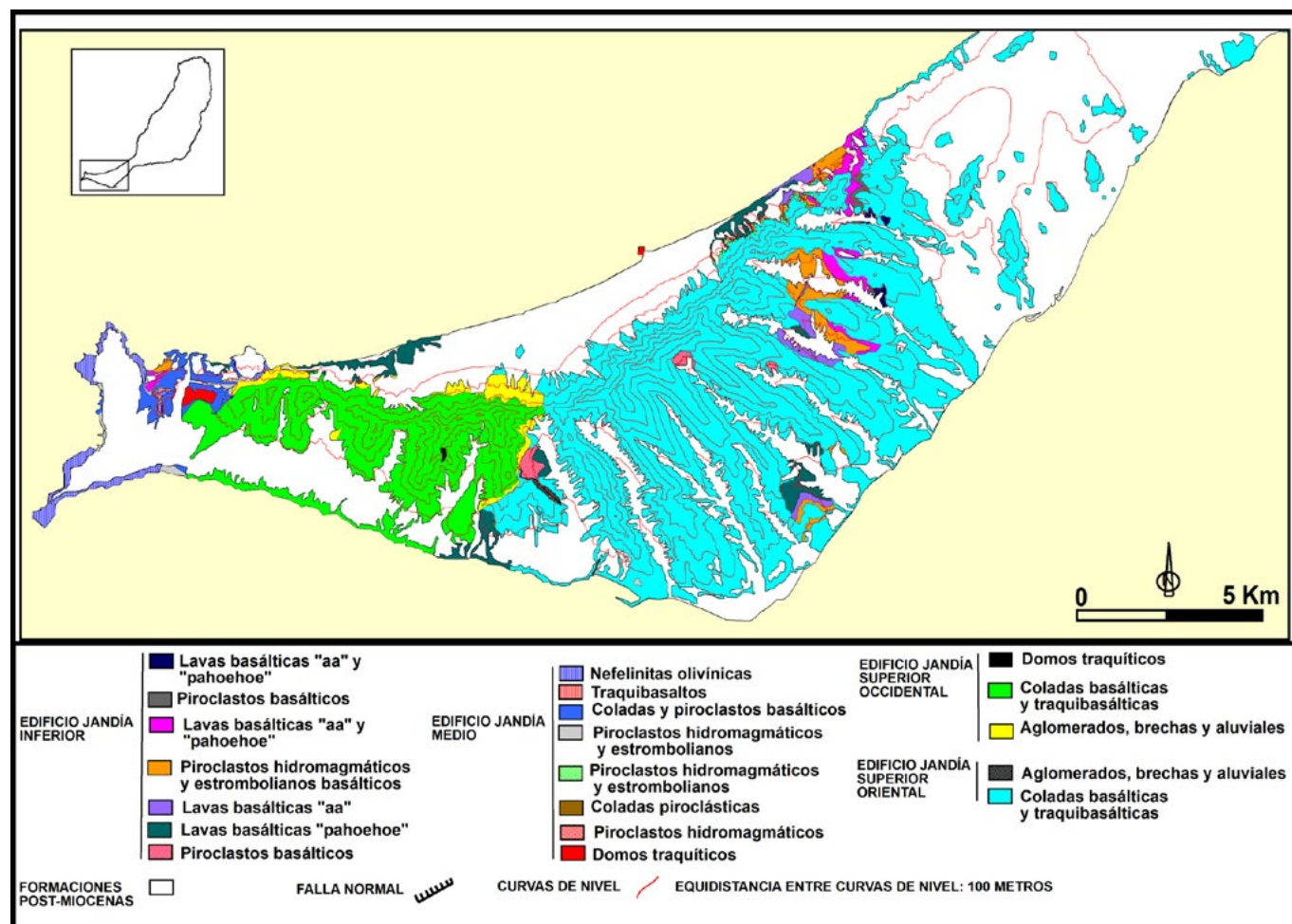


Fig. 1. Mapa geológico del Edificio Volcánico Mioceno de Jandía.

Fig. 1. Geological map of Miocene Jandía Volcano.

las rocas suprayacentes que, aquí, se incluyen dentro del Edificio Medio. De esta forma, las rocas del Edificio Medio que aquí se describen (Tabla I), se apoyan sobre las rocas del Edificio Inferior, a través de una discordancia que cubre un fuerte paleorelieve (ya puesto en evidencia por los autores mencionados anteriormente) que marca una zona deprimida hacia el Noroeste en la parte más septentrional de la península, que debió estar recorrida por profundos valles que llevaban una dirección parecida (SE-NO) a la de los actuales barrancos que disectan el escarpe de Cofete. Los materiales que forman este Edificio Medio se encuentran separados por una o más discordancias internas de menor entidad; y quedan relegados a las zonas más deprimidas de este paleorelieve, en la parte septentrional y central de la península. Son, fundamentalmente, depósitos de flujos piroclásticos (PDC) diluidos traquíticos con abundantes materiales líticos, depósitos de flujos piroclásticos (PDC) concentrados relacionados con los anteriores materiales y domos traquíticos como los de

la Montaña Azufrada, el Islote de Cofete o el Roque del Moro (Tabla I); origen de los materiales piroclásticos mencionados (Cubas *et al.*, 1989). Con muchas dudas, teniendo en cuenta que solo aparecen en la parte central y occidental de Jandía, incluimos también en este Edificio Medio a las rocas que forman parte de la Formación La Angostura (basaltos y nefelinitas olivínicas), definida por Ancochea *et al.* (1993), y a los piroclastos basálticos y traquíticos que aparecen intercalados con estas coladas basálticas y nefelinitas, estos últimos piroclastos félsicos (los piroclastos félsicos que aparecen en esta formación, en el área de las Casas de Jorós, se encuentran por encima de las rocas del Edificio Inferior y por debajo de las rocas del Edificio Superior Oriental, por lo que consideramos que toda esta formación formaría parte del Edificio Medio), seguramente relacionados con las erupciones asociadas a los domos traquíticos mencionadas anteriormente.

Las rocas del Edificio Jandía Superior Oriental corresponden al Tramo Bajo y

Alto del Edificio Medio y a todo el Edificio Superior de la parte oriental de la península, definidos anteriormente por los autores mencionados previamente. Fundamentalmente son las rocas de este edificio las que definen los valles en "U" y los "cuchillos" radiales que caracterizan la parte central y oriental de esta parte de la península de Jandía. Se trata de ankaramitas, basaltos olivínico-piroxénicos, traquibasaltos y diques. En la base del Morro de Mungía, intercalado en estos materiales, aparece un importante paquete de depósitos de brechas de avalancha rocosa y sedimentos aluviales.

Las rocas del Edificio Superior Occidental forman gran parte del sector occidental (desde el Morro de Siete Fuentes) de la península de Jandía, en el que la morfología de los valles en "U" y los "cuchillos" difiere sustancialmente de la de su sector oriental. Se corresponde con la magnetozona Normal (Escudo) definida por Carracedo (2011) en el Escudo Mioceno Sur de Fuerteventura. Todo el edificio ocupa y rellena una paleodrepsión tapizada de brechas y aglomerados

FORMACIONES ROCOSAS.		LITOLOGÍA, ESTRATIFICACIÓN, TEXTURAS Y ESTRUCTURAS.	ORIGEN PROPUESTO.
Edificio Jandía Superior Occidental.	Coladas y piroclastos basálticos y traquibasálticos.	Coladas poco potentes, a veces “pahoehoe”, de basaltos olivínico-piroxénicos y algunos traquibasaltos. Intercalaciones de piroclastos basálticos y traquibasálticos, que pueden formar conos enterrados, y sills basálticos. Aparecen domos traquíticos con diques asociados como el del Cuchillo del Palo. Espesor: 500 metros.	Flujos lávicos en erupciones basálticas o traquibasálticas estrombolianas o hawaianas.
	Tramo Alto.	Superado el paleorelieve, por el cual el Tramo Bajo se apoya sobre el Edificio Medio, las rocas de este Tramo Alto se apoyan sobre las rocas del Edificio Inferior según una discordancia que buza al SE. Coladas poco potentes, a veces “pahoehoe”, de basaltos olivínico-piroxénicos y algunos traquibasaltos. Intercalaciones de piroclastos basálticos que forman conos enterrados, y sills basálticos. Espesor: 250 metros.	Flujos lávicos en erupciones basálticas o traquibasálticas estrombolianas o hawaianas.
Edificio Jandía Superior Oriental.	Tramo Bajo.	En la parte oriental de la península, las rocas del Tramo Bajo se apoyan sobre las rocas piroclásticas del Edificio Medio según una discordancia marcada por un paleorelieve de fuerte pendiente hacia el N. Gruesas coladas de basaltos olivínico-piroxénicos, piroclastos intercalados y almages. Espesor: 200 metros.	Flujos lávicos en erupciones basálticas estrombolianas o hawaianas.
Edificio Jandía Medio.	Coladas basálticas, nefeliníticas, piroclastos basálticos y traquíticos de la formación la Angostura.	Coladas basálticas y nefeliníticas de gran espesor con fuerte disyunción columnar. Depósitos de escorias, bombas y lapilli de composición basáltica intercalados en la secuencia de lavas basálticas. 2 niveles de piroclastos hidromagmáticos-piroclastos estrombolianos con fragmentos líticos y traquíticos, uno en la base de la formación, sobre las coladas y piroclastos hidromagmáticos y piroclastos estrombolianos del Edificio Inferior y otro, intercalado entre las coladas basálticas.	Flujos lávicos en erupciones estrombolianas o hawaianas (coladas y piroclastos basálticos y nefeliníticos). Depósitos de flujos piroclásticos (PDC) diluidos y concentrados y depósitos de caída más distales procedentes de los domos de la formación “Piroclastos hidromagmáticos, piroclastos estrombolianos, depósitos de flujos piroclásticos y domos” (piroclastos félsicos).
	Piroclastos hidromagmáticos, piroclastos estrombolianos, depósitos de flujos piroclásticos y domos.	Depósitos de pómez y depósitos de piroclastos de tamaño lapilli y cenizas con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo con abundantes líticos sobre el techo o bajo la base de hasta 3 depósitos de flujos piroclásticos (PDC) concentrados (“block and ash dense pyroclastic flow (PDC) deposits”). A techo aparecen niveles de piroclastos (depósitos de pómez y depósitos de tamaño lapilli y ceniza) muy laminados. En contacto con las rocas infrayacentes existe un aglomerado con entre 0.5 y 4 metros de espesor. Espesor: 1-20 metros. Domos traquíticos o cuarzotraquíticos (y diques relacionados), como los del Islote de Cofete, Montaña Azufrada y Roque del Moro, que atraviesan las rocas del Edificio Inferior.	Depósitos de flujos piroclásticos (PDC) diluidos del tipo “ground surges” y “ash could surges” con laminación cruzada debajo ángulo relacionados con flujos piroclásticos (PDC) concentrados (“block and ash pyroclastic flows”) formados en relación al crecimiento de los domos traquíticos (por colapso gravitatorio o por pequeñas explosiones de los mismos). Depósitos de lapilli y cenizas de composición basáltica: depósitos de proyección aérea en erupciones estrombolianas.
	Piroclastos hidromagmáticos y piroclastos estrombolianos.	Depósitos de piroclastos de tamaño lapilli y ceniza (con clastos líticos y de traquitas) con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo y bombas y bloques con huellas de impacto. Numerosas estructuras postdeposicionales como “slumps”. Los depósitos (sobre aglomerados) rellenan paleovalles excavados en las rocas del Edificio Inferior, de dirección SE-NO. Espesor: 1-20 metros.	Depósitos de flujos piroclásticos (PDC) diluidos del tipo “base surges” procedentes de erupciones hidromagmáticas o puramente magmáticas de domos traquíticos.
Edificio Jandía Inferior.	Coladas “pahoehoe” y “aa”.	Coladas “pahoehoe” y “aa” en capas de entre 0,5 y 1 metros de basaltos olivínico-piroxénicos, con piroclastos basálticos intercalados. El techo de esta formación no es visible.	Flujos lávicos en erupciones basálticas estrombolianas o hawaianas.
	Piroclastos estrombolianos basálticos.	Depósitos de escorias y depósitos piroclásticos de tamaño lapilli y ceniza de composición basáltica. Espesor: 50 metros.	Depósitos de proyección aérea en erupciones estrombolianas.
	Coladas “pahoehoe” y “aa”.	Coladas “pahoehoe” y “aa” en capas de entre 0,5 y 1 metros de basaltos olivínico-piroxénicos, con piroclastos basálticos intercalados. Espesor: 75 metros.	Flujos lávicos en erupciones basálticas estrombolianas o hawaianas.
	Piroclastos hidromagmáticos y piroclastos estrombolianos.	Piroclastos hidromagmáticos (con alto contenido en líticos, laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo y bombas y bloques con huellas de impacto) y piroclastos basálticos (lapilli y cenizas) finamente laminados. Espesor: 100 metros.	Depósitos de proyección aérea y depósitos de flujos piroclásticos (PDC) diluidos del tipo “base surges” alternantes (según la interacción agua-magma), en erupciones estrombolianas.
	Coladas “aa”.	Lavas “aa” de basaltos olivínico-piroxénicos con base y techo de escorias. Espesor: 20 metros.	Flujos lávicos en erupciones basálticas estrombolianas o hawaianas.
	Coladas “pahoehoe”.	Lavas “pahoehoe” de basaltos olivínico-piroxénicos en coladas de 0,5 metros.	Flujos lávicos en erupciones basálticas estrombolianas o hawaianas.
	Piroclastos basálticos.	Depósitos de escorias y depósitos piroclásticos de tamaño lapilli y ceniza de composición basáltica en conos de piroclastos superpuestos. La base y el techo no son visibles.	Depósitos de proyección aérea en erupciones estrombolianas.

TABLA I. Descripción e interpretación de las principales litologías que forman el Edificio Volcánico Mioceno de Jandía.

TABLE I. Description and interpretation of the main lithologies that form the Miocene Jandía Volcano.

formados por avalanchas de escombros y depósitos aluviales. Este Edificio Superior Occidental incluye coladas basálticas con intercalaciones de piroclastos y diques y domos félsicos, como el del Cuchillo del Palo.

Deslizamientos gravitacionales que han afectado al Edificio Volcánico Mioceno de Jandía

El Edificio Volcánico Mioceno de Jandía ha sufrido, a lo largo de su historia, al menos, 3 grandes deslizamientos:

1. Deslizamiento del Morro de Mungía. Este deslizamiento afectó al flanco suroccidental del Edificio de Jandía Superior Oriental. Testigos del mismo son las brechas y aglomerados de facies "matriz" y "bloque" que forman la base del Morro de Mungía; así como los depósitos submarinos de avalancha de derrubios localizados por Acosta *et al.* (2003) en el fondo del mar al sur de la península de Jandía. Poco sabemos de la geometría y la posición del anfiteatro generado, pues la traza este deslizamiento se vio truncada por el siguiente deslizamiento.

2. Deslizamiento de la Degollada de Cofete. En toda la base del Edificio Superior Occidental hay un depósito de avalancha rocosa (facies "bloque" y "matriz"), sobre el que reposan sedimentos aluviales, marcando la presencia de un gran deslizamiento gravitacional que afectó al flanco occidental del Edificio Superior Oriental. El deslizamiento fue hacia el Norte y el trazado del anfiteatro formado es visible en Siete Fuentes, en la degollada de Cofete y en la parte occidental de la base del escarpe de Cofete.

3. Deslizamiento de Jandía. El arco de Cofete, muy retocado por la erosión, se formó por el último gran deslizamiento que afectó a todo el Edificio Volcánico Mioceno de Jandía y que trasladó gran parte de su flanco septentrional al mar.

Por otra parte, como hemos indicado anteriormente, sobre el Edificio Inferior se generó un fuerte paleorelieve que define una importante depresión abierta al Norte. Por otro lado, el hecho de que, como ya se ha dicho, el sector septentrional del Edificio Inferior se encuentra afectado por un sistema de fallas normales conjugadas de dirección NE-SO, que van haciendo descender los bloques limitados por las fallas hacia el Norte (lo que explica la formación de esta paleodepresión); unido a la existencia de brechas caóticas que aparecen entre las rocas del Edificio Inferior, muy ligadas espacialmente a las mencionadas fallas, sugiere la posibilidad de que los bloques delimitados por estas fallas representen megabloques involucrados en un gran deslizamiento gravitacional del Edificio Jandía Inferior hacia el Norte.

Agradecimientos

Trabajo financiado por los Proyectos CGL2009-07775/BTE y CGL2016-75062-P del Ministerio de Ciencia e Innovación de España; PIL2190901 del Gobierno de Canarias, y forma parte de las actividades del grupo de investigación de la Universidad de La Laguna "Crecimiento submarino y emersión de las Islas Canarias: estudio geológico de los Complejos Basales". Los autores agradecen las correcciones del Dr. D. Joan Martí Molist y de la Dra. María José Huertas Coronel que con

sus interesantes sugerencias han ayudado a mejorar este artículo.

Referencias

- Acosta, J., Uchupi, E., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M. y ZEE Working Group, (2003). *Marine Geophysical Researches* 24, 1-40.
- Ancochea, E., Brandle, J.L., Cubas, C. R., Hernán, F. y Huertas, M. J. (1993). La Serie I de la Isla de Fuerteventura. *Memoria de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Servicio de Ciencias Naturales*, 27. 151 p.
- Ancochea, E., Brandle, J.L., Cubas, C.R., Hernán, F. y Huertas, M.J. (1996a). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 70, 183-204.
- Ancochea, E., Brandle, J.L., Cubas, C.R., Hernán, F. y Huertas, M.J. (1996b). *Geogaceta* 11, 35-38.
- Balcells, R., Barrera, J.L., Gómez, J.A., Cueto, L.A., Ancochea, E., Huertas, M. J. Ibarrola, E. y Snelling, N. (1994). *Boletín Geológico y Minero* 35, 450-470.
- Carracedo, J.C. (2011). En: *Geología de Canarias I (Origen, evolución y volcanismo)* (J.C. Carracedo, Ed.). Editorial Rueda S.L. Madrid. 183-247.
- Cubas, C.R., Fernández Santín, S., Hernán, F., Hernández-Pacheco, A. y de la Nuez, J. (1989). *Revista de Materiales y Procesos* 6, 71-97.
- Cubas, C.R., Hernán, F., Ancochea, E. y Brandle, J.L. (1992). *Geogaceta* 11, 79-81.
- Cueto Pascual, L.A., Balcells Herrera, R., Barrera Morate, J.L., Gómez Sainz de Aja, J.A., Ruiz García, M.T. y Ancochea Soto, E. (2006). *Mapa Geológico de España 1:100.000, hoja nº 92 (Fuerteventura) y memoria*. IGME. Madrid, 108 p.

Coladas piroclásticas relacionadas con el colapso de domos traquíticos en el Edificio Volcánico Mioceno Medio de Jandía (Fuerteventura, Islas Canarias)

Pyroclastic flows related to the collapse of trachytic domes in the Middle Miocene Volcanic Edifice of Jandía (Fuerteventura, Canary Islands)

R. Casillas¹ y G. Martín¹

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.edu.es, gloriatf50@gmail.com

RESUMEN

El sector oriental del Edificio Volcánico Mioceno Medio de Jandía está constituido, esencialmente, por una serie de domos sálicos y materiales piroclásticos separados por aglomerados basálticos que marcan importantes eventos de erosión y detención de la actividad volcánica. Los niveles piroclásticos, que incluyen tobas sálicas soldadas y niveles interestratificados de pómez, ceniza y lapilli se interpretan como el resultado de depósitos de flujos piroclásticos (flujos de bloques y cenizas) y oleadas piroclásticas ("base surge", "ash-cloud surge" y "ground surge"), respectivamente, relacionadas con la actividad volcánica de domos traquíticos, como el del Isote de Cofete, en forma de erupciones hidromagmáticas (los depósitos de "base surge") y del colapso gravitatorio, más o menos explosivo, de los domos (los depósitos de flujo de bloques y cenizas). Relacionados con los flujos piroclásticos de bloques y cenizas se formaron oleadas piroclásticas ("ash-cloud surge" y "ground surge"), que formaron depósitos infrayacentes, interestratificados y suprayacentes a las tobas sálicas. Parte de estas oleadas piroclásticas pudieron sobrepasar la zona de detención de los flujos piroclásticos, hasta depositarse en zonas bastante alejadas de los domos en erupción.

Palabras clave: Edificio Volcánico Mioceno de Jandía, Fuerteventura, coladas piroclásticas, oleadas piroclásticas, domos traquíticos.

ABSTRACT

The eastern sector of the Middle Miocene Jandía Volcanic Edifice is essentially constituted by a sequence of felsic domes and pyroclastic rocks separated by basaltic agglomerates that mark important events of erosion and volcanic activity gaps. Pyroclastic levels, which include welded felsic tuffs and interstratified levels of pumice, ash and lapilli, are interpreted as the result of pyroclastic flows (block and ash flows) and pyroclastic surges (base surges, ash cloud surges and ground surges) deposits, related to the volcanic activity of trachytic domes, such as the Cofete Islet dome, originated by hydromagmatic eruptions (base surge deposits) and explosive gravitational collapse of domes (block and ash flow deposits). Ash cloud surges and ground surges associated to the block and ash flows are forming underlying, interstratified and overlying deposits to the welded felsic tuffs. Some of these pyroclastic surges surpassed the stoppage zone of the pyroclastic flows, reaching areas located far from the erupting domes.

Key-words: Jandía Miocene volcanic Edifice, Fuerteventura, pyroclastic flows, pyroclastic surges, trachytic domes.

Geogaceta, 69 (2021), 35-38
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 18/06/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción

La formación de la Península de Jandía, en Fuerteventura, está determinada, fundamentalmente por el crecimiento y posterior destrucción parcial de un gran edificio central, el Complejo Volcánico Sur (CVS), (Cubas *et al.*, 1992; Ancochea *et al.*, 1996a y 1996b) o Edificio Sur (o Edificio Jandía) (Cubas *et al.*, 1992; Ancochea *et al.*, 1993; Balcells *et al.*, 1994; Cueto *et al.*, 2004a y 2004b). Casillas y Martín (2021), en este mismo volumen, teniendo en cuenta los eventos principales de destrucción y construcción de este Edificio Volcánico Mioceno de Jandía, han presentado un esquema de evolución del Edificio diferente al esta-

blecido por los autores mencionados anteriormente: Edificio Inferior de Jandía; Edificio Medio de Jandía; Edificio Superior Oriental de Jandía y Edificio Superior Occidental de Jandía. Dentro del Edificio Medio de Jandía, definido por Casillas y Martín (2021), aparece un conjunto de niveles de piroclastos estrombolianos e hidromagmáticos, tobas soldadas y domos traquíticos, ya mencionados por Muñoz (1969), Cubas *et al.* (1989), Cubas *et al.* (1992), Ancochea *et al.* (1996a), Ancochea *et al.* (1996b), Cueto *et al.* (2004a) y Cueto *et al.* (2004b) que los incluyeron en el Edificio Inferior. Los que aparecen en el sector más oriental de este edificio son el objeto del presente trabajo.

Descripción y génesis de los materiales rocosos que forman el Edificio Volcánico Mioceno Medio de Jandía en su sector oriental

El conjunto de niveles de piroclastos estrombolianos e hidromagmáticos, tobas soldadas y domos traquíticos objeto del presente trabajo aparecen en la base de la parte más oriental del escarpe de Jandía (Fig. 1). Cubas *et al.* (1988) distinguieron en las tobas traquíticas tres tramos, el inferior y el superior, muy ricos en líticos, y uno intermedio, de color blanco, muy rico en fragmentos de rocas sálicas. Identificaron como piroclastos basálticos los materiales fragmentarios que aparecen a la base y al techo de las tobas y

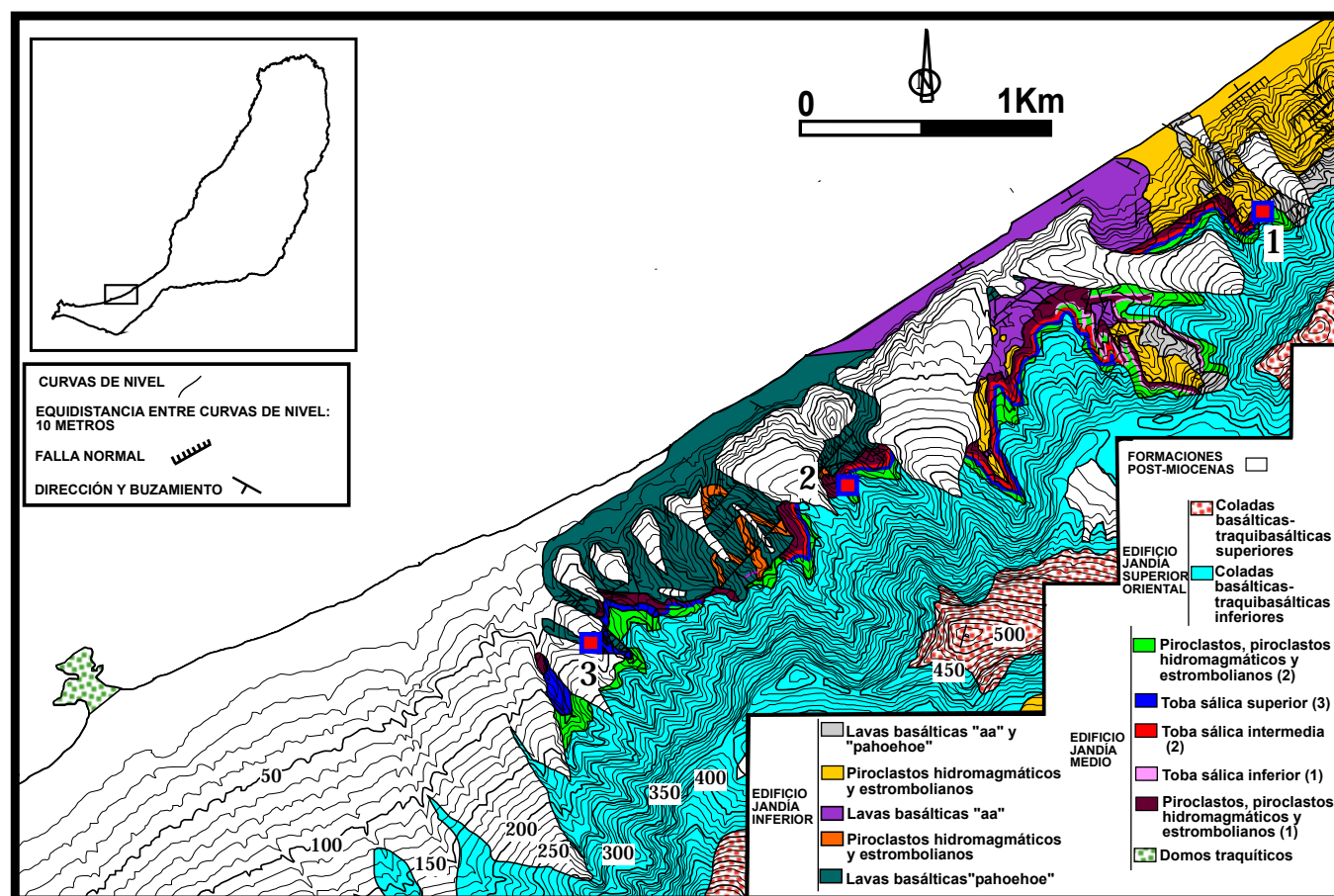


Fig. 1. Mapa geológico del sector estudiado del Edificio Mioceno de Jandía.

Fig. 1. Geological map of the studied sector of Miocene Jandía Volcano.

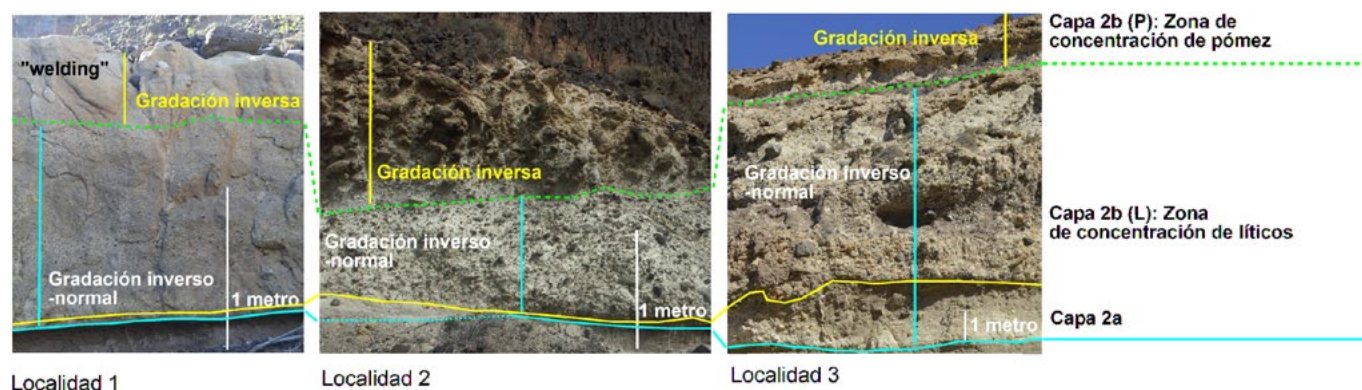


Fig. 2. Aspecto de la toba sálca superior (3) en tres localidades del sector estudiado. La posición de las localidades se muestra en la figura 1.

Fig. 2. Appearance of the upper salic tuff (3) in three localities of the studied sector. The position of the localities is shown in figure 1.

relacionaron las tobas con manifestaciones acompañantes de la extrusión del cercano domo del Islote de Cofete. Por el contrario, Cueto *et al.* (2004a) y Cueto *et al.* (2004b) interpretan como sedimentos detríticos y epiclásticos el material fragmentario que aparece debajo y encima de las tobas sálcas, en las que distinguen un nivel basal, de brechas de color gris-pálido-crema con abundantes líticos y pómez, y, un nivel superior, con base plana característica, constituido por líticos comagmáticos (sálcos), juveniles

(pómez) y accidentales (basálticos).

En la Tabla I aparece una descripción de las unidades litológicas ordenadas de base a techo que forman parte del Edificio Volcánico Mioceno Medio de Jandía en su sector oriental. Estas formaciones rocosas se apoyan sobre las rocas del Edificio Inferior, a través de una discordancia que cubre un fuerte paleorrelieve (ya mencionado por Cubas *et al.*, 1992; Ancochea *et al.*, 1993; Balcells *et al.*, 1994; Ancochea *et al.*, 1996a; Ancochea *et al.*, 1996b; Cueto *et al.*, 2004a; y Cueto *et al.*,

2004b) que marca una zona deprimida hacia el Noroeste en la parte más septentrional de la península de Jandía, que debió estar recorrida por profundos valles que llevaban una dirección parecida (SE-NO) a la de los actuales barrancos que disectan el escarpe de Cofete. Los materiales que forman este Edificio se encuentran separados por varias discordancias internas de menor entidad; y quedan relegados a las zonas más deprimidas del paleorrelieve descrito, en la parte septentrional y central de la península.

NIVELES.	LITOLOGÍA, ESTRATIFICACIÓN, TEXTURAS Y ESTRUCTURAS.	INTERPRETACIÓN.
I). Niveles de pómez, lapilli y cenizas (4).	En la base, alternancias de pómez, lapilli y ceniza (clastos subangulosos con texturas “blocky” de basaltos y pómez), con laminación paralela o cruzada de bajo ángulo; hacia el techo, niveles de lapilli y ceniza con laminación paralela. Espesor: 1- 20 metros.	En la base, el mismo origen que E) y G). En la parte alta: se trata de piroclastos basálticos de caída producidos en erupciones basálticas estrombolianas.
H). Toba sálca superior (3).	Cubre una superficie plana horizontal sobre un aglomerado infrayacente o sobre el nivel G). Es la toba sálca más continua. De base a techo se distinguen: -A). Brecha polimíctica clasto-soportada, fragmentos líticos de basalto (50%) y pómez. Matriz de pómez y cenizas. Gradación inverso-normal. Base de grano fino. Los líticos se concentran en la parte media. Espesor: 0,75-10 metros. -B). Brecha monomíctica clasto-soportada, fragmentos de pómez (80%) y pocos líticos de basalto. Matriz de pómez y cenizas. Gradación inversa. Espesor: 0,75-8 metros.	El mismo origen que D) y F).
G). Niveles de pómez, lapilli y cenizas (3).	Alternancias de pómez, lapilli y ceniza (clastos subangulosos con texturas “blocky” de basaltos y pómez), con laminación paralela o cruzada de bajo ángulo. Espesor: 1 metro.	El mismo origen que E).
F). Toba sálca intermedia (2).	También cubre una superficie plana horizontal sobre un aglomerado infrayacente, aunque sólo en el sector central y más oriental del afloramiento estudiado. De base a techo se distinguen: -A). Alternancia de ceniza y niveles de pómez de tamaño arena con laminación paralela. Espesor: 20 cms. -B). Brecha polimíctica matriz y clasto- soportada, fragmentos líticos de basalto (30%) y pómez. Matriz de pómez y cenizas. Gradación inverso-normal. Los líticos se concentran en la parte media. Espesor: 2- 4 metros.	Depósito de flujos piroclásticos (PDC) concentrados de bloques y cenizas (“block and ash pyroclastic flows”) formados en relación al crecimiento de los domos traquíticos (por colapso gravitatorio o por pequeñas explosiones de los mismos).
E). Niveles de pómez, lapilli y cenizas (2).	Alternancias de pómez, lapilli y ceniza (clastos subangulosos con texturas “blocky” de basaltos y pómez), con laminación paralela o cruzada de bajo ángulo. Sólo aparece en el sector más oriental del afloramiento estudiado. Espesor: 1 -5 metros.	Depósitos de caída (“co-igmimbrite ash-fall”) y de flujos piroclásticos (PDC) diluidos (oleadas piroclásticas de base y techo de flujos piroclásticos (PDC) concentrados (“ground surge” y “ash-cloud surge”)).
D). Toba sálca inferior (1).	También cubre una superficie plana (inclinada al norte, unos 15°) sobre un aglomerado infrayacente, aunque sólo en el sector central y más oriental. De base a techo se distinguen: -A). Brecha polimíctica matriz-soportada, fragmentos líticos de basalto (20%) y pómez. Matriz de pómez y cenizas. Espesor: 1 metro. -B). Brecha monomíctica clasto-soportada con fragmentos de pómez de 10 cms de media. Espesor: 0,5 metros. -C). Brecha polimíctica matriz-soportada, fragmentos líticos de basalto (80%) y pómez. Los fragmentos de pómez son más abundantes en la base. Gradación inversa en la base. Espesor: 2-4 metros. -D). Brecha polimíctica matriz-soportada, fragmentos líticos de basalto (20%) y pómez. Matriz de pómez y cenizas. Espesor: 2- 4 metros.	Depósito de flujos piroclásticos (PDC) concentrados de bloques y cenizas (“block and ash pyroclastic flows”) formados en relación al crecimiento de los domos traquíticos (por colapso gravitatorio o por pequeñas explosiones de los mismos).
C). Aglomerado volcánico (2).	Brecha-conglomerado polimíctico matriz-soportado (matriz arenosa-arcillosa; cantos, de tamaño medio de 10 cms y máximo de 40 cms, de basaltos y del nivel B). Contacto erosivo con los niveles infrayacentes. Espesor: 0,5-5 metros.	Depósitos de “debris-flow” sobre una fuerte discordancia erosiva que marca una importante interrupción en la actividad volcánica.
B). Niveles de pómez, lapilli y cenizas (1).	Alternancias de pómez, lapilli y ceniza (clastos subangulosos con texturas “blocky” de basaltos y pómez), con laminación paralela o cruzada de bajo ángulo. La laminación es paralela al paleorrelieve que marcan los aglomerados infrayacentes, y cuando está muy inclinada, aparecen “slumps” sindeposicionales. Frecuentes bloques con huellas de impacto que deforman la laminación. Espesor: 4-30 metros, con mayor espesor cuando rellenan los paleovalles que tapizan los aglomerados inferiores.	Depósitos de caída y de flujos piroclásticos (PDC) diluidos (oleadas piroclásticas de base (“base surges”)) relacionadas con erupciones hidromagmáticas provocadas por la interacción agua-magma en la extrusión de domos traquíticos.
A). Aglomerado volcánico (1).	Brecha-conglomerado polimíctico matriz-soportado (matriz arenosa-arcillosa; cantos, de tamaño medio de 10 cms y máximo de 40 cms, de basaltos). Recubre un paleorrelieve con profundos valles que llevaban una dirección SE-NO. Espesor: 0,5-5 metros.	Depósitos de “debris-flow” que cubren una importante discordancia con paleorrelieve separando la actividad del Edificio Inferior de la del Medio.

TABLA I. Descripción e interpretación de las principales litologías que forman el Edificio Volcánico Mioceno Medio de Jandía, en su sector oriental.

TABLE I. Description and interpretation of the main lithologies that form the Miocene Jandía Volcano (eastern sector).

Dentro de este Edificio Mioceno Medio de Jandía (Tabla I), destaca la presencia de 3 niveles de tobas sálicas superpuestas cuyos afloramientos se muestran en la figura 1. La distribución de las tobas está muy condicionada por la existencia del paleorrelieve antes mencionado, de tal forma que, en el extremo nororiental de la zona estudiada, las tobas sálicas media y superior terminan contra una paleopared de fuerte pendiente excavada en los piroclastos-hidroclastos y las coladas basálticas del Edificio Inferior. El nivel de toba inferior sólo aparece en el sector más oriental del área estudiada, cubriendo una superficie plana levemente inclinada al Norte (unos 15°). Por el contrario, las tobas media y superior, sobre todo, esta última, aparecen más ampliamente distribuidas desde el extremo más oriental de la zona hasta perderse, cubiertas por sedimentos pliocuaternarios, en la parte más occidental del área estudiada. También parecen reposar sobre una superficie bastante llana, en general, horizontal, o levemente inclinada al sureste. En la figura 2 se muestra el aspecto de la toba sálica superior en tres localidades del afloramiento estudiado (cuyas posiciones aparecen en la Fig. 1), desde el extremo más oriental (Loc. 1) hasta la más occidental (Loc. 3), pasando por un punto intermedio (Loc. 2). Se trata de una típica colada piroclástica de Tipo 1 (Wilson, 1980), con gradaciones inversas de tipo "coarse-tail grading" (gradación inverso-normal para los líticos, gradación inversa para las pómez) y capa basal bien desarrollada. Comparando el aspecto de la toba en las 3 localidades se observa cómo tanto el espesor de la toba como el tamaño de los fragmentos líticos y de pómez que la forman, disminuyen desde el occidente al oriente.

Dado que las tobas sálicas descritas se interpretan como depósitos de coladas piroclásticas de tipo bloque y ceniza ("block and ash pyroclastic flow") procedentes del colapso gravitatorio más o

menos explosivo de domos traquíticos (ver Tabla I), y que los cantos juveniles que contienen tienen la misma composición que las rocas del domo del Islote de Cofete, podemos inferir que, como ya indicaron Cubas *et al.* (1989), estas coladas piroclásticas provienen del colapso gravitatorio más o menos explosivo del mencionado domo traquítico. La variación espacial del espesor y del tamaño medio de fragmento que presenta la toba superior (ver la Fig. 2, mayor hacia el Oeste, donde se sitúa el domo del Islote de Cofete) parecen también apuntar en ese sentido. Por otra parte, las alternancias de cenizas, lapilli y pómez se interpretan, fundamentalmente, como depósitos de caída y de oleadas piroclásticas traquíticas con abundantes materiales líticos relacionadas con erupciones hidromagmáticas que afectaron a este y a otros domos que aparecen en el Edificio (ver Tabla I), o con la evolución de las propias coladas piroclásticas ("co-ignimbrite ash fall", "ash-cloud surges" y "ground surges"), que, por su naturaleza, pudieron avanzar más que los propios flujos piroclásticos, explicando así su presencia en zonas más occidentales y meridionales del Edificio Medio de Jandía (playas de las Coloradas y de los Ojos, Punta del Corralito, Las Talahijas, La Cleta de La Madera, la degollada de Agua Ovejas); en estos casos interestratificadas con piroclastos basálticos formados en erupciones estrombolianas más locales.

Agradecimientos

Trabajo financiado por los Proyectos CGL2009-07775/BTE y CGL2016- 75062-P del Ministerio de Ciencia e Innovación de España; PIL2190901 del Gobierno de Canarias, y forma parte de las actividades del grupo de investigación de la Universidad de La Laguna "Crecimiento submarino y emersión de las Islas Canarias: estudio geológico de los Complejos Basales". Los autores agradecen las correcciones

del Dr. D. Julio de la Nuez Pestana y de la Dra. D^a Concepción Lázaro Calisalvo que con sus interesantes sugerencias han ayudado a mejorar este artículo.

Referencias

- Ancochea, E., Brandle, J.L., Cubas, C. R., Hernán, F. y Huertas, M. J. (1993). La Serie I de la Isla de Fuerteventura. *Memoria de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Servicio de Ciencias Naturales*, 27. 151 p.
- Ancochea, E., Brandle, J.L., Cubas, C.R., Hernán, F. y Huertas, M.J. (1996a). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 70, 183-204.
- Ancochea, E., Brandle, J.L., Cubas, C.R., Hernán, F. y Huertas, M.J. (1996b). *Geogaceta* 11, 5-38.
- Balcells, R., Barrera, J.L., Gómez, J.A., Cueto, L.A., Ancochea, E., Huertas, M. J. Ibarrola, E. y Snelling, N. (1994). *Boletín Geológico y Minero* 35, 450-470.
- Cubas, C.R., Fernández Santín, S., Hernán, F., Hernández-Pacheco, A. y de la Nuez, J. (1989). *Revista de Materiales y Procesos* 6, 71-97.
- Cubas, C.R., Hernán, F., Ancochea, E. y Brandle, J.L. (1992). *Geogaceta* 11, 79-81.
- Cueto Pascual, L.A., Balcells Herrera, R., Barrera Morate, J.L., Gómez Sainz de Aja, J.A., Ancochea Soto, E., Cubas Padilla, C.R. y Hernán Reguera, F. (2004a). *Mapa Geológico de España 1:25.000, hoja nº 1102-II/1110-I-IV (Cofete-Morro del Jable) y memoria*. IGME. Madrid, 85 p.
- Cueto Pascual, L.A., Barrera Morate, J.L., Gómez Sainz de Aja, J.A., Ancochea Soto, E., Cubas Padilla, C.R. y Hernán Reguera, F. (2004b). *Mapa Geológico de España 1:25.000, hoja nº 1103-III (El Jable) y memoria*. IGME. Madrid, 64 p.
- Muñoz, M. (1969). *Estudios Geológicos* 25, 257-310.
- Wilson, C.J.N. (1980). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 8, 231-249.

Diagnóstico geoquímico y relación geológico estructural para delimitación del corredor metalogénico Machala entre 3°20' - 4°00'S (Ecuador)

Geochemical diagnosis and geological-structural relationship for the delimitation of the Machala's metallogenic belt between 3 20'- 4 00'S (Ecuador)

Nathaly Espinosa¹, José Cuervas-Mons²

¹ Facultad de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleos y Ambiental. Universidad Central del Ecuador, Gilberto Gatto Sobral y Jerónimo Leiton, 170521 Quito (Ecuador). nvespinosa@uce.edu.ec

² Facultad de Geología. Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo (España). jcuervas@geol.uniovi.es

RESUMEN

El presente proyecto se ubica en la República del Ecuador, entre las latitudes 3°20'S y 4°00'S, siendo desarrollado con el objetivo de proponer targets potencialmente prospectivos, para lo cual se analizaron datos geológicos, geoquímicos y geofísicos de la zona.

A partir de la información geoquímica del proyecto PRODEM-INCA (muestreo de sedimentos fluviales) y aplicando el método de Kriging Ordinario, se generaron resultados para elementos: Ag, As, Au, Cu, Co, Cd, Cr, Fe, Ni, Pb, Sb V y Zn, definiendo 7 zonas potencialmente prospectivas, que presentan características típicas de sistemas tipo pórfido y epitermal. Con el procesamiento de datos magnéticos se delimitaron zonas de susceptibilidad magnética, asociadas a los diferentes tipos de rocas y fallas regionales.

En este trabajo se definió el corredor metalogénico Machala a partir del análisis de anomalías geoquímicas y geofísicas y de la geología estructural.

Palabras clave: Potencial Metalogénico, geoquímica, anomalía, susceptibilidad, lineamiento.

ABSTRACT

The present research is located in the Republic of Ecuador between latitudes 3°20'S and 4°00'S, was developed with the objective to proposing potentially prospective targets, for which geological, geochemical and geophysical data from the area were analyzed.

From the geochemical information PRODEM-INCA project (stream sediments sampling) and applying the Ordinary Kriging method, results were generated for elements: Ag, As, Au, Cu, Co, Cd, Cr, Fe, Ni, Pb, Sb V y Zn, defining 7 potentially prospective targets were defined, which have typical characteristics of porphyry and epithermal systems. Magnetic data processing delimited zones of susceptibility magnetic, zones were delimited, associated with different types of rocks and regional faults.

In this work, the metallogenic belt Machala was defined by means of geochemical and geophysical anomalies and the structural geology.

Key-words: Metallogenic potential, geochemical, anomaly, susceptibility, guidelines.

Geogaceta, 69 (2021), 39-42
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/06/2020

Fecha de revisión: 23/10/2020

Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción

Ecuador dispone de diferentes recursos minerales de gran interés, generando la necesidad de desarrollar exploración minera como fuente de ingresos y conocimiento científico para el país. Evaluar el potencial metalogénico de una región determinada, la búsqueda de yacimientos minerales y la distribución de éstos con relación al contexto geológico y estructural permite definir zonas potencialmente prospectivas. La cordillera de los Andes se constituye como la principal estructura geomorfológica y metalogénica del país, caracterizada por fallas N-S y N15°E (Yépez, 2015) y estructuras transversales con dirección NW-SE. Estas estructuras y la intrusión de cuerpos plutónicos intraminerales permitieron el desarrollo de importantes yacimientos minerales metálicos, la mayoría de los

cuales se encuentran hoy en día en estado de prospección y exploración minera.

El presente estudio se enfocó en la delimitación del corredor metalogénico situado entre 3°20' - 4°00'S, a partir de la combinación de análisis de la geología estructural, geoquímica de sedimentos fluviales y geofísica aeromagnética, mediante correlación y aplicación del Sistema de Folios (Andrade, 2017).

Marco Regional

La zona analizada se encuentra al Sur de la República del Ecuador, con un área aproximada de 8228 km², situada entre las latitudes 3°20'S y 4°00'S. Incluye gran parte de la provincia de El Oro, el sur de Azuay, la zona norte de Loja y la parte nor-occidental de Zamora (Fig. 1).

Desde un punto de vista geológico, el área de estudio se encuentra en la fran-

ja transicional entre los Andes de Perú y Ecuador, comprendiendo rocas pelíticas y cuarzo feldespáticas de edad paleozoica no metamórficas hasta facies de granulita (G. Tahuín) y rocas cretácicas de alta presión del complejo metamórfico El Oro (U. El Toro y U. Raspas) que conforman el basamento; este basamento se encuentra intruído por diferentes plutones de composición granítica y es sobreyacido por una secuencia de rocas andesito-basálticas cretácicas (Fm. Celica) y calco alcalinas oligocénicas (Fm. Saraguro), sobre las cuales descansan volcánicos de edad Paleoceno - Mioceno de las Fms. Sacapalca y Chinchillo (Kennerley y Almeida, 1973).

Metodología

El procedimiento metodológico aplicado en este trabajo abarcó las siguientes etapas:



Fig. 1.- Mapa de ubicación del área de estudio.
Fig. 1.- Location map of the study area.

Procesamiento geofísico

Se utilizaron datos aeromagnéticos obtenidos del Proyecto PRODEMICA, (2000). Para realizar el procesamiento de información aeromagnética, es necesario interpolar los valores medidos (x , y , z) del campo magnético total, aplicando el método Bi-direccional (Hinze, 2013). Obtenido el mapa de interpolación, se realiza la reducción al polo (RTP) para mejorar la geometría de las anomalías magnéticas, aplicando un filtro de continuación del campo hacia arriba (Hinze, 2013) de 1000 m; al aumentar la altura del filtro se eliminan los bajos magnéticos, y para evitar este caso se aplicó una altura en la que se minimizara el ruido de las altas frecuencias. Para mejorar las respuestas de las fuentes geológicas superficiales, se realizó el mapa de segunda derivada (2DV), identificando lineamientos estructurales.

Procesamiento geoestadístico

Contempló el análisis exploratorio de datos espaciales (AEDE) de 1499 muestras de sedimentos fluviales recolectadas por el proyecto PRODEMICA, de las cuales se realizó el análisis de los elementos: Ag, As, Au, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Ni, Pb, Sb, V y Zn, evaluando medidas de tendencia central, dispersión y forma, mediante datos iniciales en ppm y transformados en logaritmos, obteniendo posteriormente distribuciones normales. Para el análisis estructural se realizaron semivariogramas muestrales, determinando el mejor ajuste relacionado con la dispersión de los elementos. La interpolación fue realizada mediante el método Kriging Ordinario, el cual consiste en una técnica geoestadística muy útil y efectiva para predecir espacialmente anomalías geoquímicas (Jiménez, 1993). Por otro lado, el método Lepeltier Modificado permitió determinar poblaciones (background,

umbral, anomalías) y clasificar rangos de anomalías geoquímicas mediante datos normalizados (Mateus, 2011).

Correlación e interpretación

Por último, la información geológica, geofísica y geoquímica se correlaciona mediante la superposición de mapas, permitiendo asociar al posible tipo de yacimiento y delimitando el corredor Machala.

Resultados geofísicos

Con base al mapa reducido al polo (Fig. 2A) se procedió a realizar la inter-

pretación de posibles anomalías asociadas a litologías o controles estructurales.

Las anomalías se encuentran en la parte centro norte de la zona de estudio, formando cuerpos con dirección NNE-SSW y E-W. Para el análisis e interpretación de dichas anomalías magnéticas, se clasificaron de acuerdo con el grado de susceptibilidad magnética asociado al tipo de roca (Tabla. I).

Con el objetivo de destacar contrastes magnéticos que permitan delinear estructuras geológicas o lineamientos, se utilizó la segunda derivada del RTP (Fig. 2B).

Estos resultados evidencian estructuras en dirección NW-SE, E-W y NE-SW; es decir, se interpreta que existen 3 sis-

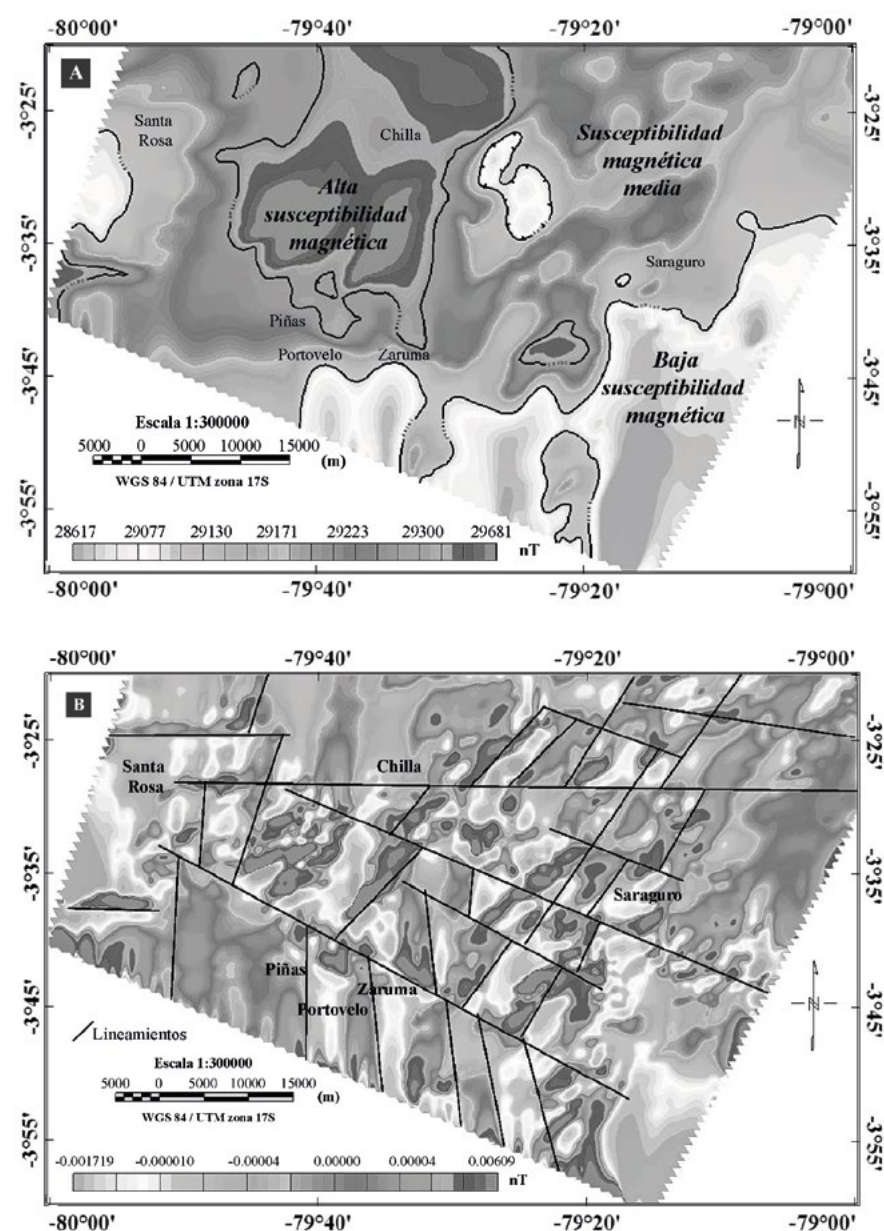


Fig. 2.- Mapas de interpretación geofísica. A) Mapa de reducción al polo. B) Mapa de la segunda derivada.

Fig. 2 Geophysical interpretation maps. A) Reduction to pole map. B) Second derivative map.

temas estructurales: i) los lineamientos NE-SW asociados al rumbo regional de la Cordillera Andina, específicamente a la Falla Girón-Cuenca ubicada cerca de la zona de estudio, ii) los lineamientos W-E asociados a la Deflexión de Huancabamba y iii) el sistema de fallas NW-SE el cual predomina y están asociados a la Falla Piñas-Portovelo. Cabe recalcar que estas estructuras cortan a los lineamientos anteriormente descritos y presentan mayor continuidad lateral (Fig. 2B).

Análisis espectral

El espectro de potencia promediado radialmente del mapa de anomalías magnéticas dió como resultado la profundidad de las fuentes someras, intermedias y profundas (González, 2010), a través de los cambios de las pendientes (Fig. 3).

La pendiente 1 representa a la fuente regional profunda, caracterizada por frecuencias y amplitudes menores, así como, longitudes de onda larga, encontrándose a una profundidad de 2.87 km. La fuente residual somera (pendiente 2), determinada por frecuencias mayores y longitudes de onda corta, se ubica a una profundidad de 0.25 km y la pendiente 3, donde las frecuencias son altas, relacionadas con ruido en los datos, cuya profundidad estimada es de 0.06 km.

Resultados geoquímicos

Una vez analizados los elementos

Grado	Tipo de roca	Formación geológica
Susceptibilidad magnética	Alta >29300 nT	Andesitas basálticas, riolitas, tobas Fm. Chinchillo (Mioceno) y Celica (Cretácico)
	Media 29108 a 29300 nT	Riolitas, tobas, pórfido cuarcífero, esquistos, andesitas, depósitos aluviales Fm. Tarqui (Pleistoceno, Saraguro (Oligoceno), Grupo Tahuín (Paleozoico))
	Baja <29108 nT	Riolitas, tobas, lutitas, limolitas, filitas Fm. Sacapalca (Paleoceno) y Ciano (Cretácico)

Tabla I.- Interpretación del grado de susceptibilidad magnética.

Table I.- Interpretation of the degree of magnetic susceptibility.

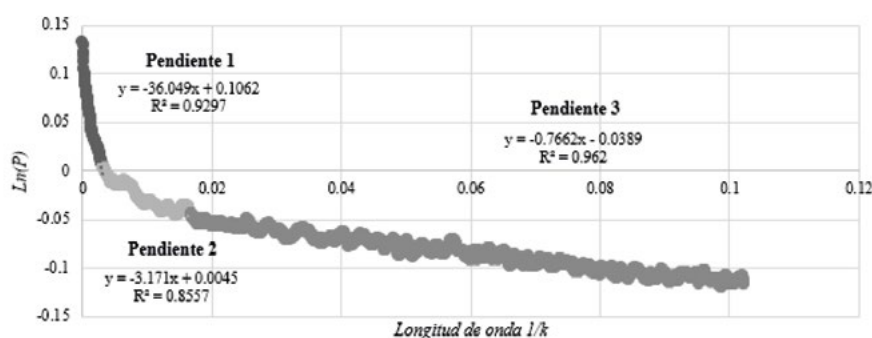


Fig. 3.- Espectro de potencia de anomalías magnéticas.

Fig. 3.- Magnetic anomaly power spectrum.

(Ag, As, Au, Cu, Co, Cd, Cr, Fe, Ni, Pb, Sb V y Zn) y tomando en cuenta los valores del umbral geoquímico se zonificó el área de estudio obteniendo 7 targets de interés (Tabla. II).

Interpretación y discusión

El Corredor Metalogénico Machala (NW-SE), ubicado entre los grados 3°20' - 4°00'S del Ecuador, constituye una zona rica en mineralización metálica. En este sector se evidencia fallas o lineamientos, que producen mecanismos de ruptura (múltiples zonas de cizalla, controles estructurales o estructuras circulares), permitiendo el ascenso de fluidos mineralizantes, emplazamiento de cuerpos multifase de intrusivos y la formación de depósitos de diversas características metalogénicas.

La respuesta geofísica obtenida en el mapa de susceptibilidad magnética (Fig. 2A), presenta valores variables (bajos, medios y altos), asociados a zonas con anomalías de Au (0,4-0,9 ppm), Ag (21-87 ppm), As (200-5338 ppm), Cu (97-5472 ppm), Co (28-155 ppm), Cr (53-854 ppm), Fe (5,2-10 ppm), Sb (41-168 ppm) y Zn (204-8516 ppm). Además, los sistemas estructurales identificados, concuerdan con la dirección de los lineamientos y fallas que se presentan a lo largo del territorio ecuatoriano y Colombia, planteado por Ujueta (2001) y coinciden con la simetría del Corredor Metalogénico "Machala" propuesto (Fig. 4), mismo que presenta una longitud aproximada de 75 km y 35 km de ancho (con un área aproximada de 2500 km²).

Conclusiones

Los resultados obtenidos con el mapa de la segunda derivada, permitió identificar lineamientos estructurales

con direcciones NE-SW, los cuales están desplazadas por el sistema de fallas con sentido predominante NW-SE y a la vez el sistema E-W crean un ambiente geológico-estructural que permite alojar depósitos con importante interés metalogénico.

La interpolación desarrollada por el método de Kriging Ordinario permitió establecer 7 targets de interés (Fig. 4) y definir anomalías principales en: elementos mayores (Ag 21-87 ppm, Au 0,4-0,9 ppm, Cu 97-5472 ppm, Pb 76-6732 ppm y V 135-720 ppm), pathfinder (As 200-5338 ppm, Co 28-155 ppm, Fe 5,2-10 ppm, Sb 41-168 ppm y Zn 204-8516 ppm) y otros elementos indicadores (Cd 9-137 ppm, Cr 53-854 ppm y Ni 16-850 ppm).

En este trabajo se ha realizado un aná-

Target	Anomalía principal	Posible tipo de depósito
1	Cr, Ni, V >16 ppm Ni <720 ppm V	Epitermal
2	Au, As, Cr, Cu, Co, Ni, Pb >0,4 ppm Au <5338 ppm As	Pórfido
3	Co, Cr, Cu, Fe >5,2 ppm Fe <5472 ppm Cu	Epitermal
4	Ag, As, Co, Fe, Ni, Cu, Cr, Au, Cd, Sb, V, Zn >5,2 ppm Fe <8516 ppm Zn	Pórfido Epitermal
5	Fe, Cu, Cd, Zn, Ni, V >5,2 ppm Fe <720 ppm V	Pórfido
6	Fe, Cu, Cd, Zn, Ni, V >5,2 ppm Fe <720 ppm V	Pórfido
7	Ni, Fe, V, Co >5,2 ppm Fe <720 ppm V	Epitermal

Tabla II.- Resumen de asociaciones geoquímicas.

Table II.- Summary of geochemical associations.

lisis conjunto de geofísica aeromagnética, geoquímica de sedimentos fluviales y geología estructural, mediante correlación y aplicación del Sistema de Folios. Se evidenciaron diferentes anomalías magnéticas y geoquímicas que permitieron caracterizar y delimitar de manera fiable y eficiente el corredor metalogénico de Machala.

Agradecimientos

Agradecemos al Instituto de Investigación Geológico y Energético-Ecuador (IIGE) por la autorización para el uso de datos del proyecto PRODEMINECA. Los autores desean agradecer a dos revisores anónimos y al editor de la revista, Aitor Cambeses, por sus sugerencias y comentarios para mejorar este manuscrito.

Referencias

- Andrade, A. (2017). *Investigación del potencial metalogénico entre 2° y 2°30'S de la Cordillera Occidental mediante correlación geológica, geoquímica y geofísica*. Tesis de pregrado, Univ Central del Ecuador, 101 p.
- González, D. (2010). *La Exploración Magnética Aérea en la Prospección de Yacimientos de Oro y Plata: caso Peña de Bernal, Querétaro*. Tesis de postgrado, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., 148 p.
- Hinze, W. (2013). *Gravity and Magnetic Exploration, principles, practice and application*. New York, 62 p.
- Jiménez, R. (1993). *Análisis geoestadístico de la distribución espacial de anomalías*

geoquímicas en exploración minera. Tesis Doctoral, Univ de Granada, 332 p.

Kennerley, J. y Almeida, L. (1973). *Mapa Geológico del Ecuador 1:100000, hojas n° 38, 55 y 56*.

Mateus, A. (2011). *Análisis Geoestadístico por el Método de Kriging Ordinario Aplicado a Muestras de Sedimentos Fluviales en el Distrito Minero Azuay*. Tesis de postgrado, Univ San Francisco de Quito, 142 p.

PRODEMINECA, (2000). *Final report, project SIAL 98-A02-08 Ecuador*, 62 p.

Ujueta, G. (2001). *Revista Geología Colombiana No. 26*, 5-27.

Yépez, B. (2015). *Zona de Alineamientos sureste Salinas-Ponce Enríquez-Los Encuentros (Sapele)*. Ecuador, 11 p.

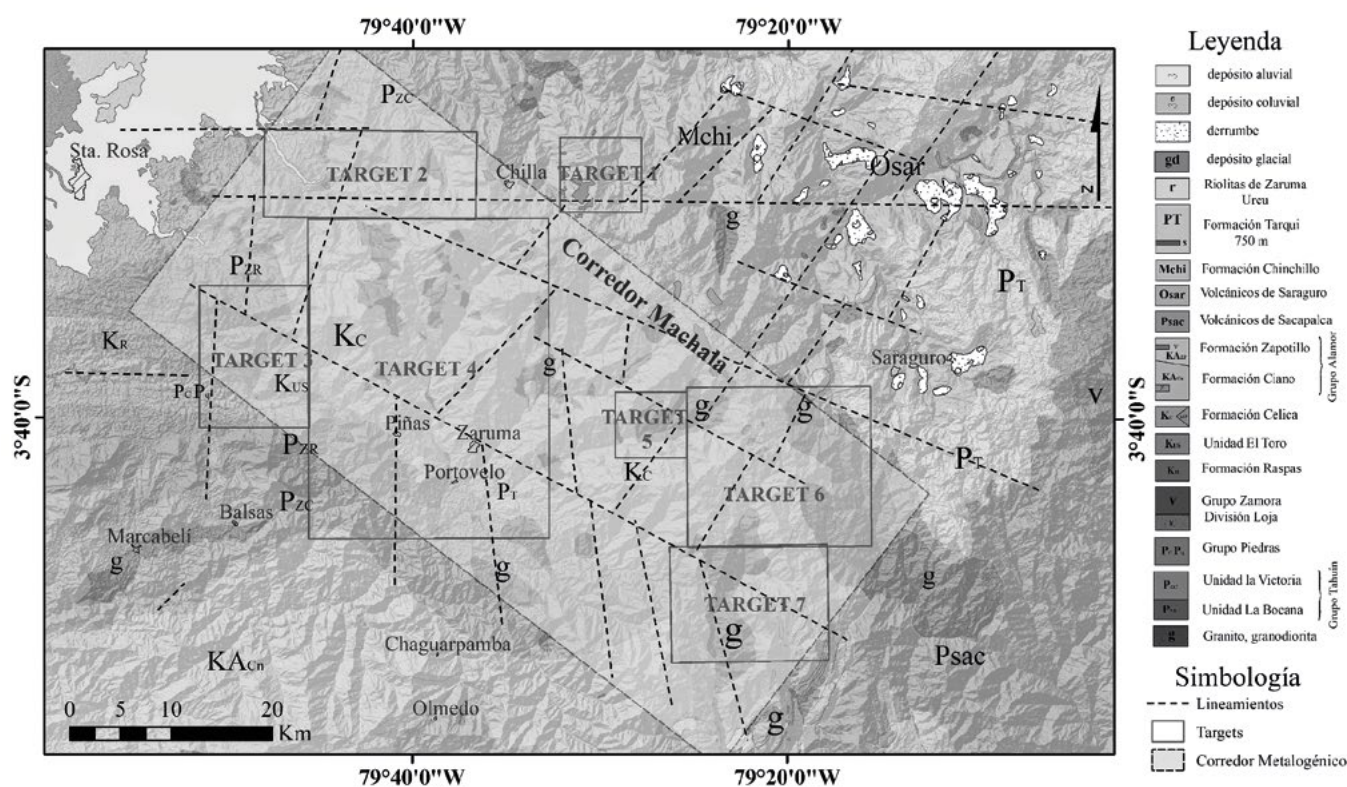


Fig. 4.- Mapa de targets de prospección y delimitación del corredor con potencial metalogénico entre 3°20' - 4°00'S del Ecuador.

Fig. 4.- Map of prospecting and delimitation targets of the belt with metallogenetic potential between 3°20' - 4°00'S of Ecuador.

Impacto en la red fluvial del levantamiento costero asociado a la subducción de la dorsal asísmica de Nazca (margen continental de Perú)

The Nazca aseismic ridge subduction, coastal uplift and impact on the fluvial network (Peruvian continental margin)

Pablo Martín Páez¹, Loreto Antón¹ y Gonzalo Zamora²

¹ Departamento de Ciencias Analíticas, Universidad Nacional de Educación a Distancia. Paseo Senda del Rey, 9, 28040 Madrid. pmartin@ccia.uned.es y lanton@ccia.uned.es

² Repsol E&P. C/ Méndez Álvaro 44, 28045 Madrid. gzamora@repsol.com

RESUMEN

En la costa oeste de Perú tiene lugar la subducción de dorsal de Nazca a lo largo del margen continental peruano, acompañado de un desplazamiento lateral de la dorsal hacia el sur. Este proceso produce deformación on-shore, mediante la inversión de la plataforma y un levantamiento en forma de domo asimétrico que se va desplazando a lo largo de la costa acompañando la migración de dorsal. El análisis morfométrico de la red de drenaje proporciona información cuantitativa útil para detectar anomalías asociadas a este proceso, como knickpoints en los tramos bajos o perfiles longitudinales con morfologías convexas o rectilíneas, y permite interpretar el alcance y la persistencia de estas señales en la red fluvial. Los resultados muestran una distribución casi simétrica de las morfologías fluviales a ambos lados del eje de la dorsal, indican que el levantamiento dinámico precede a la llegada de la dorsal y apunta a una relativamente rápida regularización y/o eliminación de las anomalías tras el paso del levantamiento activo.

Palabras clave: Geomorfología tectónica, fluvial, índices, subducción, levantamiento tectónico.

Geogaceta, 69 (2021), 43-46
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

ABSTRACT

In the western margin of Peru the subduction of the Nazca Ridge along the Peruvian margin occurs together with the southward lateral motion of the ridge. During this process deformation of the upper part of the coastal region occurs, producing the inversion of the continental shelf and uplift of the coastal area, in the shape of an asymmetrical dome structure, simultaneously to the southward migration. The morphometric analysis of the drainage network provides quantitative data for the identification of anomalies in the fluvial system associated to this process, such as knickpoints in the lower reaches or convexities in the long profiles, and allow the interpretation of its impact and the length of the signals in the fluvial system. Uplift along the coast precedes the ridge arrival. Results illustrate a symmetrical distribution of fluvial morphologies on-shore, in both sides of the ridge subduction zone, and point to a fast regularization or deletion of the anomalies once the active uplift have moved southward.

Key-words: Tectonic geomorphology, fluvial, indexes, subduction, uplift

Fecha de recepción: 27/06/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción

La subducción de la placa de Nazca-Farallón bajo la placa sudamericana ha controlado la geodinámica de los Andes centrales desde el Mesozoico (James, 1971; Hampel, 2002). Desde el Neógeno, la subducción oblicua de la dorsal asísmica de Nazca (250 km de anchura y 1.5 km de elevación; Hampel, 2002) ha dado lugar a una zona de subducción subhorizontal que ha ejercido un control no solo en la morfología de la costa, donde ha provocado el levantamiento de centenares de metros (Macharé y Ortlieb, 1992; Hampel, 2002), sino también en la posición del arco volcánico (Aleman, 2006), en la evolución de los Andes centrales (e.g. Ramos y Folguera, 2009) y en las cuencas de foreland (e.g. Espurt *et al.*, 2007).

Hampel (2002) estima que la dorsal comenzó a subducir hace 11.2 Ma en los 11° S; sin embargo, otros autores estiman edades más antiguas (Rosebaum *et al.* 2005). La dorsal de Nazca ha migrado de norte a sur hasta su posición actual entre los 14 y 16°S, con una velocidad decreciente, 75 mm/a antes de los 10.8 Ma, ~0.4 mm/a durante los últimos 5 Ma (Macharé y Ortlieb, 1992; Hampel, 2002).

La subducción de la Dorsal de Nazca ha ido acompañada de una inversión de la plataforma oceánica, dando lugar al levantamiento del denominado Batolito de la Costa (Macharé y Ortlieb, 1992) y la posterior subsidencia de la zona costera tras el paso de la dorsal (Viveen y Schlunegger, 2018).

En la zona de Ica (14-16°S), donde la subducción está actualmente activa,

se pueden observar terrazas marinas y sedimentos marinos emergidos de edad Plio-Cuaternaria. De acuerdo con Macharé y Ortlieb (1992) en un corte paralelo a la costa, las terrazas marinas Plio-Cuaternarias más elevadas están dispuestas formando un domo asimétrico cuyo punto más elevado son 900 m, indicando que la zona de Ica estaba sumergida y ha emergido por el efecto de la subducción del alto batimétrico que constituye la dorsal.

El presente trabajo aborda el análisis morfológico de la red fluvial, como elemento para identificar las señales tectónicas descritas en la zona, y su respuesta topográfica. Mediante la aplicación de índices geomorfológicos se caracteriza el drenaje de la zona y se identifican diversas anomalías en respuesta al progresivo desplazamiento de la dorsal hacia el sur.

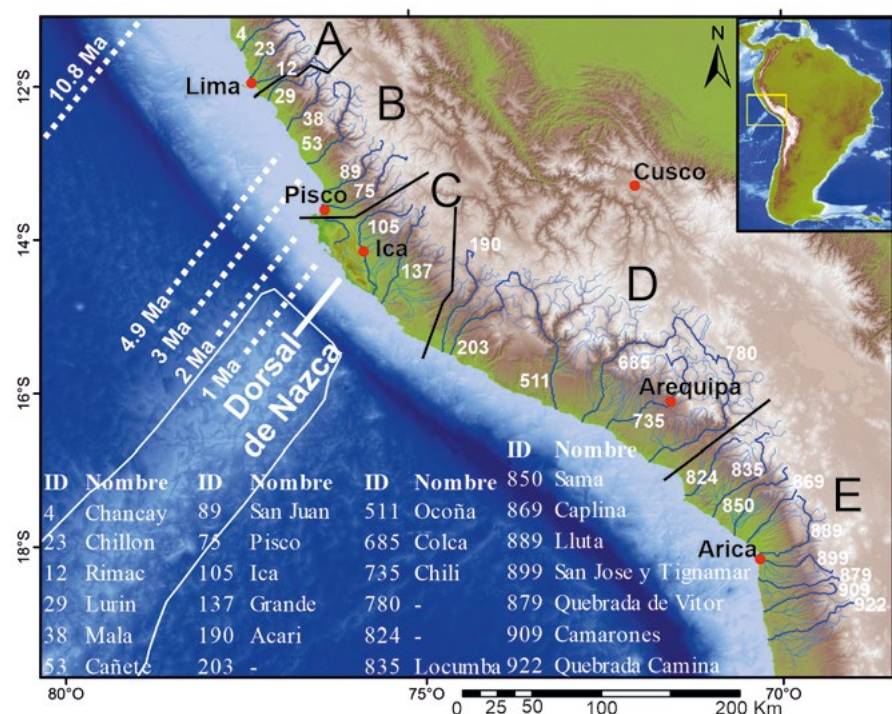


Fig 1: Mapa de localización del área de estudio en el que se representan los ríos analizados y las zonas en las que se han agrupado los ríos. La línea blanca continua indica la posición actual del eje de la dorsal, en discontinuo se muestra la posición del eje en diferentes épocas. Ver figura en color en la web.

Fig 1: Location map of the study area, it is represented the analysed rivers and the zones where the rivers were grouped. White line represents Nazca Ridge's axis, dotted lines are the position of de axis at different times. See color figure in the web.

Metodología

Como base para la extracción de los datos topográficos y de la red fluvial se ha empleado el modelo digital del terreno (MDT) del SRTM, con resolución de 90 m (Jarvis *et al.* 2008).

Mediante la herramienta FluNets desarrollada por Pastor-Martín *et al.* (2018) se ha generado la red fluvial de la zona comprendida entre los 11,5 y los 17°S, abarcando un área de unos 580.000 km² (Fig. 1). FluNets proporciona diversos atributos de los ríos (coordenadas, elevación, distancia a la cabecera, área de drenaje en cada punto y jerarquía de los ríos) que se han utilizado para la elaboración de mapas, perfiles longitudinales y cálculo de índices geomorfológicos de la red fluvial. Para el análisis se han seleccionado los 22 ríos de orden 1, de acuerdo con la clasificación de Hack (1957), con longitudes superiores a 100 km. De forma general los ríos principales nacen en los Andes y transcurren perpendicularmente a la línea de costa hasta su desembocadura en el Océano Pacífico, mientras que la red de tributarios configura un patrón dendrítico (Fig. 1).

Mediante sistemas de información geográfica (ArcMap y Saga) se han extraído las cuencas de drenaje para los

ríos seleccionados y calculado la curva hipsométrica (HC) e integral hipsométrica (Hi) de las mismas (Strahler, 1952; Keller y Pinter, 2002). La curva hipsométrica describe la distribución de elevaciones en la cuenca, representa el porcentaje de área de una cuenca situada por encima o por debajo de una determinada altitud (Fig. 2a). La Hi es el valor del área bajo HC. El valor de Hi puede variar entre 0 y 1. De este modo, formas convexas de HC con valores altos de Hi indican que un porcentaje importante de la topografía se mantiene a cotas altas; apuntando a cuencas jóvenes donde la red fluvial no ha desmantelado el relieve o donde mecanismos externos están favoreciendo el rejuvenecimiento de éste.

Sin embargo, morfologías cóncavas de HC, y valores bajos de Hi se interpretan como cuencas maduras, donde la mayor parte de la topografía ha sido desmantelada. Entre estos dos extremos se pueden encontrar estadios evolutivos intermedios, representados generalmente por curvas sinusoidales.

A partir de los perfiles longitudinales de los ríos se ha calculado el índice de concavidad normalizado (nCi) que permite la cuantificación de la curvatura del perfil tomando como referencia

la línea que une cabecera y desembocadura (Demoulin, 1998, Antón *et al.* 2014, Soria-Jauregui *et al.*, 2019). Los valores de nCi varían entre -1 (formas muy convexas) y +1 (morfologías muy cóncavas, próximas a un perfil regularizado). Valores próximos a 0 representan perfiles con morfologías rectilíneas.

Resultados

Para los 22 ríos analizados, los valores de Hi varían entre 0.33 y 0.63, con curvas hipsométricas que presentan morfologías mayoritariamente cóncavas y sinusoidales (Fig. 2). El nCi varía entre -0.04 y 0.52. Los resultados se muestran en la Figura 2 y la Tabla I.

En base a los resultados se han diferenciado varias zonas a lo largo del tramo estudiado (Fig. 1 y 2).

En la zona A (Lima), situada al norte, la longitud de los ríos varía entre 120 y 159 km, con áreas de drenaje entre 1593 y 3280 Km². Las curvas hipsométricas presentan morfologías sinusoidales. Los valores de Hi varían entre 0.44 y 0.57 y nCi entre 0.28 y 0.35.

En la zona B (Pisco) la longitud de los ríos varía entre 138 y 242 km, con áreas de drenaje entre 2363 y 6116 Km². En esta zona las curvas hipsométricas tienen una morfología convexa con valores de Hi muy homogéneos entre 0.62 y 0.56. El nCi varía entre 0.19 y 0.31 (Tabla I).

En la zona C (Ica), donde actualmente se localiza la dorsal, se han analizado únicamente dos ríos, el Río Ica con Hi= 0.33 y nCi= 0.52, y el río Grande con Hi= 0.46 y nCi= 0.44. Estos ríos tienen una longitud de 250 y 189 Km, con áreas de drenaje de 8174 y 11246 Km², respectivamente. Una peculiaridad de estos ríos es que presentan *knickzones* en los tramos bajos. En el río Ica el *knickzone* afecta a los últimos 35 Km con un desnivel acumulado de 215 m. En el río Grande el desnivel es de 110 m a lo largo de los últimos 18 Km. El río Acari, inmediatamente al sur, también presenta un *knickzone* de menor entidad, 45 m de desnivel en los últimos 5 Km (Fig. 1 y 2).

En la zona D (Arequipa) la longitud de los ríos varía entre 196 y 418 km, con áreas de drenaje entre 3500 y 17000 Km², y las cuencas de drenaje más grandes del área estudiada. Las curvas hipsométricas son convexas, y presentan valores de nCi entre -0.04 y 0.31 y de Hi entre 0.52 y 0.63. El valor negativo de nCi se asocia al

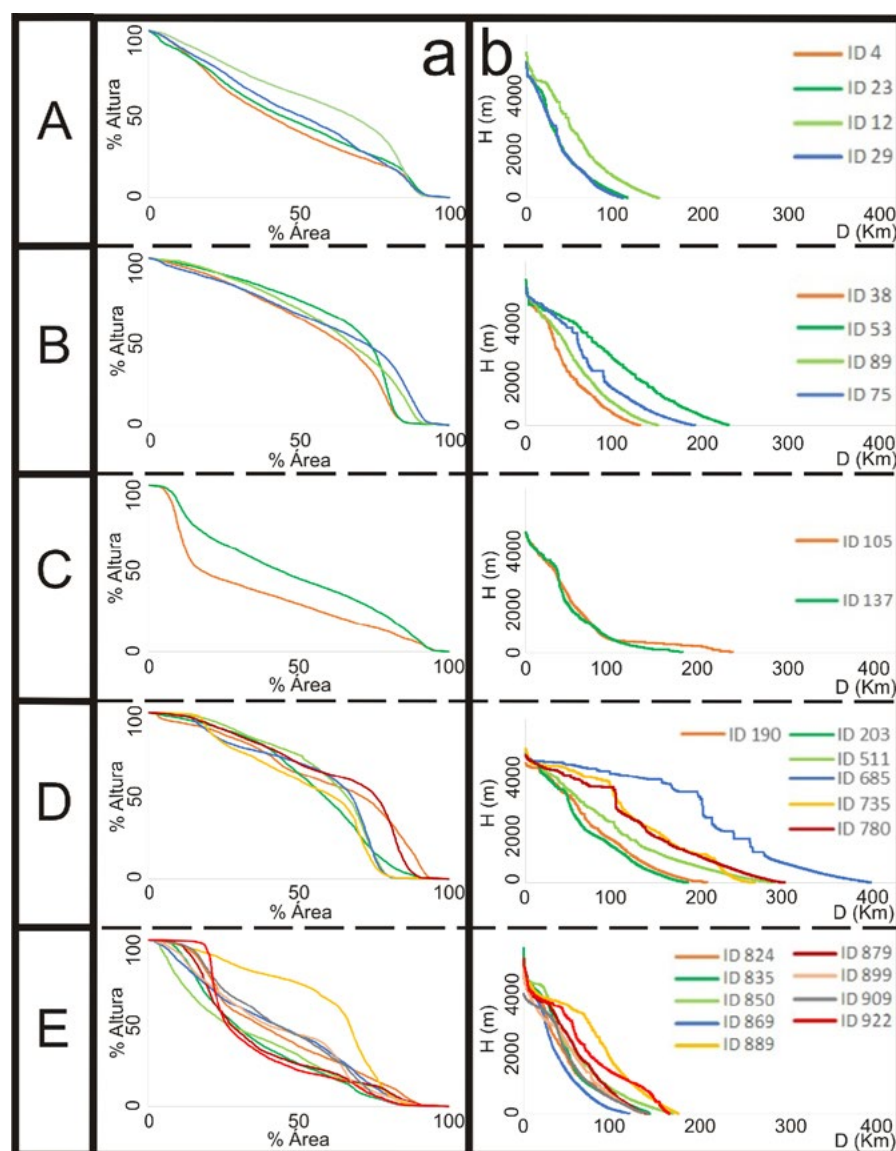


Fig 2: a) Curvas hipsométricas. b) perfiles longitudinales de los ríos, agrupados por la zona en la que se encuentran (ver figura 1). Ver figura en color en la web.

Fig 2: a) Hypsometric curves. b) River long profiles grouped by the areas shown in figure 1. See color figure in the web.

río (Colca, ID685), con un perfil muy convexo, que además es el de mayor longitud y área de drenaje (Tabla I).

Por último, la zona E (Arica) acoge ríos de longitudes comprendidas entre 127 y 213 km, cuencas de drenaje entre 1900 y 4880 km², y curvas hipsométricas sinusoidales (Fig. 2). En esta zona los valores de nCi varían entre 0.13 y 0.41 y Hi entre 0.31 y 0.58.

Discusión

La dorsal de Nazca constituye un alto batimétrico que subduce bajo la placa sudamericana, generando un levantamiento en la zona costera, con respuesta geomorfológica (Macharé y Ortlieb, 1992; Hample, 2002).

Mediante el análisis morfológico de la red fluvial se identifican anomalías en los perfiles longitudinales de los ríos o señales en los sistemas de drenaje en respuesta al levantamiento en forma de onda que se va desplazando a lo largo de la costa. El estudio aporta información semi-cuantitativa, sobre el impacto y el comportamiento de la red fluvial ante este proceso de subducción.

Los resultados muestran una cierta simetría en las características de las redes de drenaje a ambos lados de la zona de Ica (C), donde la dorsal subduce actualmente (Fig. 1).

En las zonas más alejadas (A y E) no se han identificado *knickpoints* ni anomalías que puedan asociarse a la subducción de la dorsal. Los perfiles longitudinales cóncavos y los índices indican una alta

madurez y regularización (tendencia al equilibrio) de los sistemas fluviales.

La elevación y el hundimiento generados por paso de la dorsal son efectos temporales (Krabbenhöft *et al.*, 2004), y los resultados apoyan la hipótesis de que tras el paso de la dorsal en el área que rodea Lima la red fluvial ha recuperado un estado de pseudoequilibrio; mientras que la zona de Arica aún está situada fuera de la zona de influencia de la anomalía.

En las zonas B y D, curvas hipsométricas convexas, perfiles irregulares e índices contrastan con los patrones de las zonas A y E (Fig. 2, Tabla 1), indicando una mayor anomalía con relación a lo que sería una cuenca estable con ríos regularizados, cuencas hidrográficas poco maduras, o rejuvenecidas, y perfiles longitudinales muy poco regularizados. Estos resultados parecen indicar que la anomalía causada por el paso de la dorsal aún está presente en la zona B. Mientras que las anomalías detectadas en la zona D, al sur de la posición actual del alto batimétrico, apuntan a que el levantamiento asociado a la sub-

Zona	Río	Hi	Ci	Área (km ²)	L (km)
A	ID4	0.44	0.35	2580	120
	ID23	0.46	0.30	2296	143
	ID12	0.57	0.28	3280	159
	ID29	0.49	0.34	1593	115
	ID38	0.56	0.31	2363	138
B	ID53	0.62	0.19	6116	242
	ID89	0.61	0.24	4701	158
	ID75	0.61	0.24	4039	201
	ID105	0.33	0.52	8174	250
C	ID105 recortado	0.64	0.13	2186	142
	ID137	0.46	0.44	11246	189
	ID190	0.61	0.21	4556	223
D	ID203	0.55	0.28	3555	196
	ID511	0.59	0.31	16061	300
	ID685	0.56	-0.04	17049	418
	ID735	0.52	0.04	13576	297
	ID780	0.63	0.13	13133	314
	ID824	0.43	0.31	3555	149
E	ID835	0.31	0.39	4182	213
	ID850	0.35	0.35	4879	179
	ID869	0.42	0.41	1899	127
	ID889	0.58	0.13	3346	185
	ID899	0.42	0.27	3321	142
	ID879	0.37	0.20	4651	149
	ID909	0.44	0.23	4651	150
	ID922	0.36	0.19	4723	175

Tabla I: Valores de la integral hipsométrica (Hi), índice de concavidad normalizado (nCi), área de la cuenca (A) y longitud (L) para cada uno de los ríos analizados. Se incluyen los valores para el río Ica (105) que ha sido recortado (ver explicación en el texto). Para Hi y Ci las barras están representadas respecto a 1, para A y L respecto al valor más alto registrado. Ver figura en color en la web.

Table II: Values for Hypsometric integral, normalized Concavity index, watershed area (A) and river length (L). The river Ica (ID 105) with a shorter length is included (see explanation in the text). Bars are related to 1 for Hi and Ci, and to the highest value for A and L. See color figure in the web.

ducción de la dorsal se anticipa a la llegada de esta, como evidencian Macharé y Ortlieb (1992) por la disposición de las terrazas marinas Plio-Cuaternarias.

En la zona C los valores parecen indicar una gran madurez en las cuencas, con alta concavidad en los perfiles (Fig. 2, Tabla 1). Sin embargo, esta es la zona donde se esperan las tasas máximas de elevación costera, que pueden ir desde 0.4 m/ka a 0.9 m/ka durante el Pleistoceno (Saillard *et al.* 2011). Observando la topografía, geomorfología y geología, se evidencia que la zona de subducción reciente de la dorsal se expresa por un estrechamiento de la plataforma, un desplazamiento de la costa hacia el mar, y la elevación del batolito de la costa en respuesta a una elevación costera acelerada. Los tramos medios-bajos de los ríos estudiados transcurren a favor de un valle plano (Fig. 1 y 2B). El río Ica, presenta un cambio brusco de orientación hacia el SSE al salir de la cordillera de los Andes, fluyendo paralelo a la costa durante unos 100 km, a favor de la cuenca de Pisco. Este cambio está probablemente causado por el obstáculo que representa la reciente elevación de la zona y del Batolito de la Costa (Macharé y Ortlieb, 1992). Esta modificación en los tramos bajos da lugar a valores de n_{Ci} e H_i compatibles con ríos maduros, no esperables en zonas de levantamiento activo. Para verificar esta hipótesis se han recalculado los índices para el río Ica, eliminando el tramo que transcurre por la cuenca de Pisco. Los valores obtenidos ($H_i=0.64$ y $C_i=0.13$) están en consonancia con los de las zonas limítrofes y son coherentes con zonas de levantamiento activo (Tabla 1).

La presencia de *knickpoints* en los tramos finales de los ríos también apoya esta hipótesis. Los descensos del nivel de base (por levantamiento en este caso) dan lugar a una onda de incisión que se propaga aguas arriba en forma de *knickpoints* (e.g. Crosby *et al.*, 2005). En la zona estudiada, solo se han identificado *knickpoints* en los ríos Ica, Grande y Acarai, y estos presentan un descenso progresivo del salto y del retroceso respecto a la costa de norte a sur (Ica>Grande>Acarai), consistente con el desplazamiento progresivo del levantamiento hacia el S. De modo que en el río Ica el levantamiento se inició antes y la propagación de la erosión remontante ha avanzado más aguas arriba, generando un *knick-*

point mayor. La presencia de un *knickpoint* en el río Acarai apoya la idea de que el levantamiento afecta a una zona situada varias decenas de kilómetros al sur del eje de la dorsal (Macharé y Ortlieb, 1992; Saillard *et al.* 2011). Mientras que, en la zona de Pisco, al norte, no se detectan *knickpoints* en los tramos bajos, bien porque esta señal ha sido borrada, o porque tras el paso de la dorsal procesos de subsidencia (Viveen y Schlunegger, 2018) han sumergido la zona costera por donde transcurrían los tramos bajos (Fig. 1).

Conclusiones

Mediante análisis morfológico de la red fluvial se ha estudiado el impacto de la subducción de la dorsal asísmica de Nazca en la costa peruana, en zona compendiada entre los 11,5 y los 17°S.

El análisis morfológico y morfométrico ha permitido identificar 5 zonas con características similares que se distribuyen simétricamente a ambos lados de la dorsal.

Los resultados evidencian mayores anomalías, en forma de *knickpoints*, convexidades en los perfiles longitudinales y grado de madurez de las cuencas hidrográficas, en la zona de Ica, donde actualmente subduce la dorsal, y al sur de esta (Arequipa), apoyando la idea de que la deformación on-shore se anticipa al paso de la dorsal (Macharé y Ortlieb, 1992; Hampel, 2002; Martinod *et al.*, 2013). Hacia el norte algunas de las señales han desaparecido tras el paso de la dorsal (p.ej. ausencia de *knickpoints* en la zona de Pisco). Mientras que en las zonas más alejadas (Lima y Arica) no se detectan anomalías que puedan asociarse al proceso estudiado, bien porque éstas han sido eliminadas (zona A) o porque la zona está aún fuera de la influencia de la dorsal (zona E).

Agradecimientos

El contrato de Pablo Martín Páez como Ayudante de Investigación ha sido financiado por la UNED en el marco del Programa de promoción del empleo juvenil. El trabajo se enmarca en el proyecto PGC2018-095999-B-I00. Agradecemos a los editores y revisores, Antonio Teixell y Julien Babault, su tiempo y contribución a la mejora del manuscrito.

Referencias

- Aleman, A. M. (2006). *Geological Society of America. Speciality Meeting 2*, 21 p.
- Antón, L., De Vicente, G., Muñoz-Martín, A. y Stokes, M., (2014). *Geomorphology* 206, 250–261.
- Crosby, B.T., y Whipple, K.X. (2006). *Geomorphology*, 82, 16–38.
- Demoulin, A., (1998). *Geomorphology* 24, 189–208.
- Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoine, P. O., Salas-Gismondí, R. y Bolaños, R., (2007). *Geology* 35, 515–518.
- James, D. (1971). *Geological Society of America Bulletin*, 82 (12), 3325–3346.
- Krabbenhöft, A., Bialas, J., Kopp, H., Kulkowski, N. y Hübscher, C. (2004). *Geophysical Journal International*, 159(2), 749–764.
- Hack, J.T., (1957). Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, US Government Printing Office.
- Hampel, A. (2002). *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 665–679.
- Keller, E.A. y Pinter, N., (2002). Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.
- Macharé, J. y Ortlieb, L. (1992). *Tectonophysics*, 205, 97–108.
- Martinod, J., Guillaume, B., Espurt, N., Faccenna, C., Funicello, F. y Regard, V. (2013). *Tectonophysics* 588, 39–55.
- Jarvis, A., Reuter, H.I., Nelson, A. y Guevara, E., (2008). Hole-filled seamless SRTM data V4.
- Pastor-Martín, C., Antón, L. y Fernández González, C. (2018). *Geographia Technica* 13(2), 114–124.
- Ramos, V. A. y Folguera, A. (2009). *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 31–54.
- Rosembaum, G., Giles, D., Sazon, M., Betts, P.G., Weinberg, R. y Duboz, (2005). *Earth and Planetary Science Letters*, 239, 18–32.
- Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Regard, V., Hérail, G. (2011). *Geomorphology*, 128, 178–190.
- Soria-Jáureguía A., Jiménez-Cantizano, F. y Antón, L. (2019) *Quaternary Research*, 91(2), 472–492.
- Strahler, A.N., (1952). *Geological Society of America Bulletin* 63.
- Viveen, W. y Schlunegger F. (2018). *Tectonophysics* 730, 48–62.

Análisis de movimientos del terreno en Guayaquil (Ecuador) mediante G-POD (A-DInSAR)

Analysis of ground movements in Guayaquil (Ecuador) by means of G-POD service (A-DInSAR technique)

José Cuervas-Mons¹, María José Domínguez-Cuesta¹ y Jerymy Antonio Carrillo¹

¹ Facultad de Geología. Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo (España). jcuervas@geol.uniovi.es, dominguezmaria@uniovi.es, uo259533@uniovi.es

RESUMEN

En este trabajo ha sido realizado un análisis preliminar de movimientos del terreno en el área metropolitana de Guayaquil (Ecuador), mediante la aplicación de la técnica A-DInSAR. Para ello se procesaron imágenes SAR de Envisat ASAR entre febrero 2003 y agosto 2005 por medio del servicio gratuito G-POD. Los resultados permitieron identificar tres importantes zonas de deformación, con velocidades medias en la dirección suelo-satélite (LOS) que van desde -19,2 hasta 10,1 mm/año. Además, las deformaciones acumuladas se sitúan entre los 24 y 52 mm. Estos movimientos del terreno se relacionan con diferentes procesos geológicos: I) subsidencia urbana, II) inundaciones y III) inestabilidades de ladera. Este estudio ilustra la utilidad del servicio G-POD para realizar procesados A-DInSAR como análisis preliminares de riesgos geológicos asociados a movimientos del terreno.

Palabras clave: Movimientos del terreno, A-DInSAR, G-POD, Ecuador, Guayaquil.

Geogaceta, 69 (2021), 47-50
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

ABSTRACT

In this work a ground movement preliminary analysis in the metropolitan area of Guayaquil (Ecuador) has been realised by means of the A-DInSAR technique. For this purpose, SAR images of Envisat ASAR were processed between February 2003 and August 2005 through the free G-POD service. The results allowed to identify three important deformation zones, with average line-of-sight (LOS) velocities ranging from -19.2 to 10.1 mm/year. In addition, the accumulated deformations are between 24 and 52 mm. These ground movements are related to different geological processes: I) urban subsidence, II) floods and III) slope instabilities. This study illustrates the usefulness of G-POD service for realise A-DInSAR processing like preliminary analysis of geohazards associated to ground movements.

Key-words: Ground movements, A-DInSAR, G-POD, Ecuador, Guayaquil.

Fecha de recepción: 29/06/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción y Objetivo

La aplicación de las técnicas A-DInSAR (Interferometría SAR Diferencial Avanzadas) en estudios sobre deformaciones del terreno asociadas a inestabilidades de ladera y subsidencia se lleva realizando desde el comienzo del siglo XXI (Ferreti *et al.*, 2001; Berardino *et al.*, 2002; Mora *et al.*, 2003). Constituyen poderosas herramientas para la detección, modelización y monitorización de inestabilidades del terreno, ya que presentan una alta resolución espacial y temporal (Herrera *et al.*, 2013; Barra *et al.*, 2017). En los últimos años se han desarrollado diversos servicios gratuitos para el procesamiento y análisis de datos A-DInSAR (De Luca *et al.*, 2015; Galve *et al.*, 2017). Así, la plataforma G-POD (Grid Processing On Demand) permite realizar procesados A-DInSAR sobre un área predefinida a partir de imágenes SAR proporcionadas por los satélites ERS-1/2 (1991-2011) y Envisat ASAR (2002-2012).

El área de estudio, con una extensión de 920,14 km², se ubica en el área me-

tropolitana de Guayaquil (Ecuador) (Fig. 1), conformada por la propia ciudad de Guayaquil y las poblaciones de Samborombón y Durán. Esta zona se caracteriza por presentar una problemática relacionada con inundaciones, inestabilidad de laderas y subsidencia (Delgado, 2013; Morante *et al.*, 2019).

De acuerdo a Núñez del Arco (2003), los materiales geológicos del área de estudio abarcan edades del Cretácico Superior (Fms. Piñón, Cayo y Guayaquil), conformado por rocas volcánicas y volcano-sedimentarias, del Terciario (Fm. San Eduardo y Grupo Ancón), formado por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas y del Cuaternario, integrado por depósitos aluviales, estuarinos y coluviales.

El objetivo de este trabajo es analizar los movimientos del terreno asociados a inestabilidades de ladera y subsidencia en el área metropolitana de Guayaquil, mediante la obtención de las series temporales de deformación (mm), así como un mapa de velocidades medias de deformación LOS (mm/año).



Fig. 1.- Ubicación del área de estudio, Ecuador.

Fig. 1.- Location of the study area, Ecuador.

Metodología

El procedimiento metodológico seguido en este trabajo incluye dos etapas principales: a) procesamiento de los datos A-DInSAR y exportación a un Sistema de Información Geográfica (SIG) y b) combinación de los resultados A-DInSAR con información geoespacial (Fig. 2A).

En este análisis se utilizaron un conjunto de 8 imágenes SAR (imágenes tipo Level 0 ASA_IM_OP, track 297, órbita descendente) proporcionadas por el satélite Envisat ASAR, abarcando las fechas desde febrero de 2003 hasta agosto de 2005. El rango de tiempo escogido está condicionado por la limitada disponibilidad de imágenes para esta área. Para llevar a cabo el procesado A-DInSAR, se utilizó la técnica de análisis multitemporal P-SBAS (Casu et al., 2014; De Luca et al., 2015), que tiene implementada la plataforma G-POD. Este procesado sigue una serie de fases que, en resumen, son las siguientes (Fig. 2B): 1) Corregistro de las imágenes SAR y posterior generación de 14 interferogramas diferenciales enrollados; 2) desenrollado de las fases temporales y espaciales para cada interferograma y estimación del error topográfico, de la deformación y filtrado atmosférico; 3) cálculo y estimación de las series temporales de deformación (cm) y velocidades medias de deformación LOS (cm/año). Los parámetros de procesado escogidos son los que proporciona la plataforma G-POD por defecto. Como producto final se obtiene un archivo de texto (.txt) que contiene las siguientes características de cada punto: ID, coordenadas geográficas en WGS 84, velo-

cidad media de deformación LOS (cm/año), cota topográfica (m), valores de coherencia y desplazamientos acumulados (cm). En este trabajo los resultados son presentados en mm/año y mm. Este archivo puede ser importado desde un SIG y cruzado con diferentes capas geoespaciales.

Resultados y Discusión

Referente al mapa de velocidades medias de deformación LOS, se obtuvieron un total de 19261 puntos, con desplazamientos anuales que varían entre -19,2 y 10,1 mm/año (Fig. 3); los valores de velocidad LOS negativos y positivos indican, respectivamente, un alejamiento y un acercamiento del suelo con respecto al satélite. La densidad de puntos obtenida fue de 20,9 puntos/km². Se identificaron tres áreas principales con importantes deformaciones del terreno (Fig. 3): a) Sector Vía a la Costa – Oeste de Guayaquil, b) Suroeste Guayaquil, c) Durán, sector noreste.

A continuación, se realiza un análisis e interpretación de cada sector por separado, teniendo en cuenta las series temporales de deformación obtenidas para cada área-sector identificado.

Vía a la Costa

Este sector ocupa 2,56 km² y se sitúa en el extremo más occidental del área de estudio (Fig. 3A). Presenta unas velocidades medias de deformación LOS de -11,0 a 5,6 mm/año, con un total de 127 puntos detectados (49,6 puntos/km²). De acuerdo a sus series temporales de deformación (Fig. 4), el desplazamiento máximo acumulado se sitúa sobre los 25,2 mm. En esta área los materiales corresponden a antiguos manglares y coluviones, actualmente ocupados por terrenos urbanos.

Suroeste de Guayaquil

Esta área, de 37,45 km², es la que presenta la deformación más importante (Figs. 3B y 4). Las velocidades de deformación LOS encontradas en este sector se encuentran entre los -19,2 y 8,3 mm/año, habiéndose detectado un total de 3272 puntos (87,3 puntos/km²). En cuanto a la deformación acumulada se observa un desplazamiento total máximo de 52,4 mm. Al igual que en el sector anterior, esta área totalmente urbana se asienta sobre antiguos terrenos ocupados por manglares y arcillas estuarinas cuaternarias.

Los puntos detectados en la parte más septentrional de esta área (con velocidades de entre -14,3 y 3,0 mm/año, Fig. 3 B) se sitúan sobre limolitas, areniscas y grauvacas de la Fm. Cayo (Cretácico Sup.), con pendientes naturales y antropizadas que pueden alcanzar los 30-45°, favoreciendo los procesos de gravedad. Las deformaciones acumuladas toman valores en torno a 24,6 mm (Fig. 4).

Durán Noreste

Este sector, situado en el extremo más oriental del área de estudio, ocupa 6,99 km² y presenta un total de 461 puntos (66 puntos/km²), con unas velocidades medias de deformación LOS de -11,2 y 5,1 mm/año (Fig. 3C). Las series de deformación observadas muestran unos desplazamientos acumulados totales de 30,2 mm (Fig. 4). En esta área los materiales corresponden a depósitos aluviales conformados por limos y arcillas.

Estos resultados permiten distinguir tres etapas en la evolución de la deformación que se pueden reconocer en las tres áreas estudiadas (Fig. 4): I) entre febrero 2003 – octubre 2003, no se detectan desplazamientos, excepto en el caso de Vía

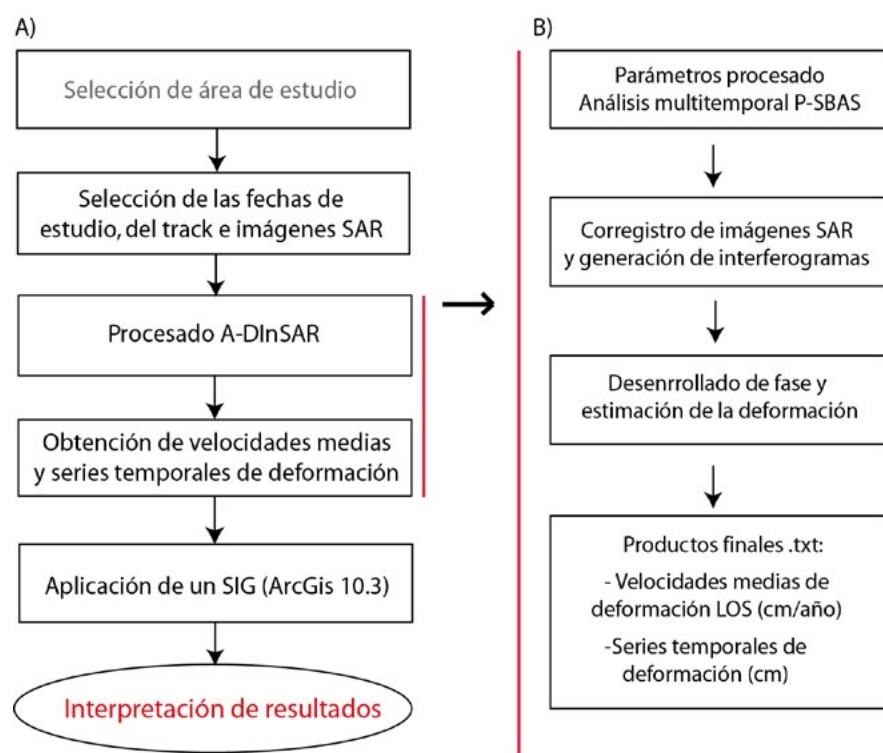


Fig. 2.- A) Secuencia metodológica general. B) Procesamiento A-DInSAR implementado en la plataforma G-POD y obtención de los productos finales A-DInSAR.

Fig. 2.- A) General methodological sequence. B) A-DInSAR processing implemented on G-POD platform and obtaining of A-DInSAR final products.

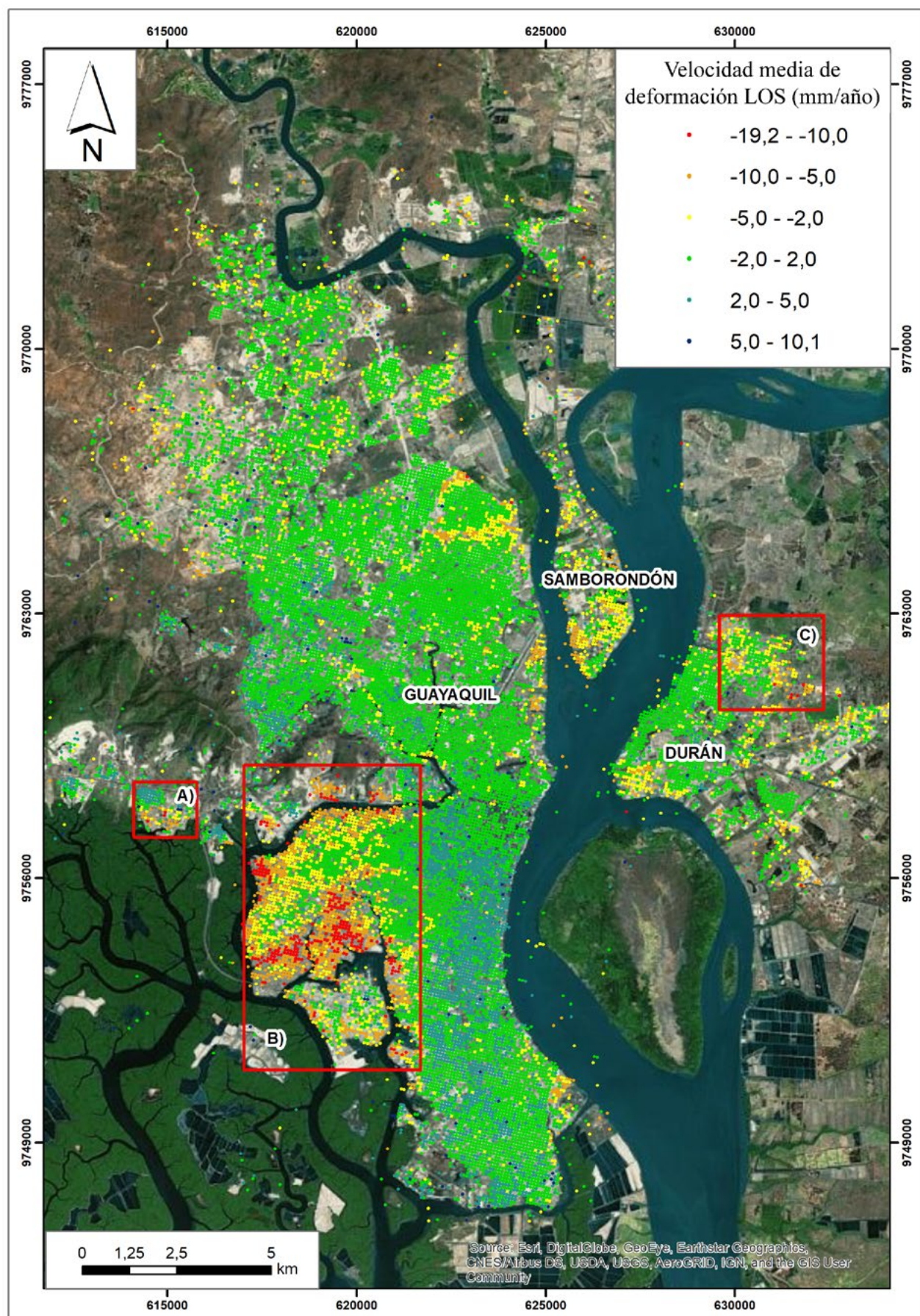


Fig. 3.- Mapa de velocidades de deformación LOS (mm/año) para el área metropolitana de Guayaquil (Ecuador). A) Sector Vía a la Costa; B) Sector Suroeste de Guayaquil; C) Noreste de Durán.

Fig. 3.- LOS deformation velocity map (mm/year) of Guayaquil metropolitan area (Equator). A) Via a la Costa Sector; B) Guayaquil Southwest sector; C) Duran Northeast.

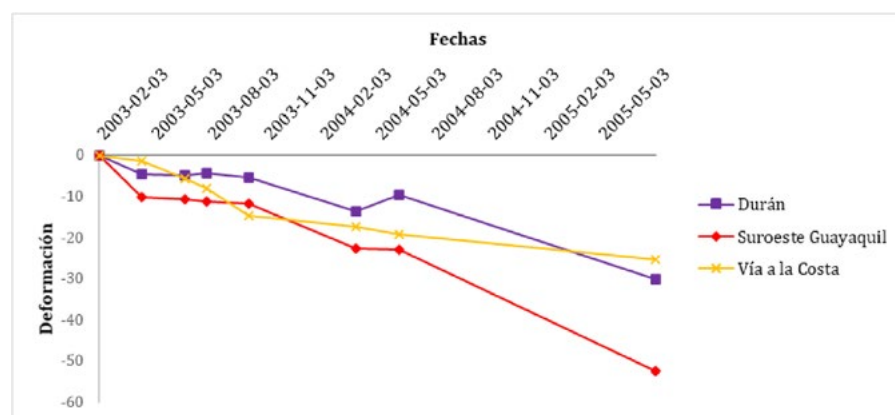


Fig. 4. Series temporales de deformación para cada uno de los sectores identificados.

Fig. 4.- Deformation time series for each sector identified.

a la Costa; II) octubre 2003 – marzo 2004 y III) junio 2004 – agosto 2005; Las deformaciones observadas pueden deberse a cuestiones diversas, como: a) asentamiento de rellenos urbanos y subsidencia producida por las arcillas estuarinas altamente compactibles; b) efecto de las mareas producidas en el área del río Guayas o inundaciones que sufren estas áreas urbanas durante época de lluvias estacionarias y extraordinarias (fenómeno de El Niño); c) inestabilidades de ladera o d) errores en el procesado A-DInSAR; en concreto, ruido atmosférico no corregido u otros artefactos (errores orbitales, topográficos, etc.). En el caso de la última etapa de deformación observada, es probable que se produjeran errores durante el desenrollado de fase de los interferogramas, ya que la última imagen (03-08-2005) se encuentra aislada con respecto a las demás, habiendo un salto temporal grande (de 1 año y 2 meses).

Si bien es cierto que las áreas comentadas aparentemente presentan deformación, también es destacable que hay algunas otras zonas cuya interpretación como origen de posibles movimientos del terreno es más difícil, lo cual es una limitación de la herramienta G-POD, al tratarse de un servicio no supervisado.

En general, la utilización de este servicio gratuito ha permitido realizar un análisis preliminar de deformaciones del terreno. Por otro lado, el haber utilizado por defecto los parámetros de procesado que predispone G-POD, deja en el aire un posible mejoramiento de los resultados, evitando componente atmosférico o cualquier otro artefacto.

Conclusiones

En este trabajo se ha realizado un estudio de movimientos del terreno en el área metropolitana de Guayaquil (Ecuador) a partir de la técnica A-DInSAR, desde febrero de 2003 hasta agosto de 2005. Para ello se utilizó el servicio gratuito G-POD, el cual lleva implementado la técnica de análisis multitemporal P-SBAS.

Los resultados A-DInSAR obtenidos muestran tres importantes áreas de deformación debidas, probablemente, a la subsidencia producida por asentamientos de los terrenos urbanos y a la naturaleza compresible y compactible de las arcillas estuarinas. Además, se detectaron deformaciones compatibles con movimientos de ladera. Los desplazamientos máximos observados se situaron en el suroeste de Guayaquil, alcanzando los 52,4 mm entre febrero 2003 y agosto 2005, con una velocidad LOS media de -19,2 mm/año.

La plataforma G-POD demuestra ser una herramienta útil para medir desplazamientos del terreno de manera gratuita y rápida, permitiendo hacer análisis preliminares de movimientos del terreno asociados a deslizamientos y procesos de subsidencia.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a Oriol Monserrat y a Marta Béjar Pizarro, así como al Editor de la revista, Aitor Cambeses, por sus útiles sugerencias y co-

mentarios para mejorar este manuscrito. Este trabajo ha sido desarrollado en el marco de los proyectos de investigación "COSINES" (CGL2017-83909-R, MINECO/AEI/FEDER, UE) y "GEOCANCOSTA" (GRUPIN-IDI-2018-184, Principado de Asturias).

Referencias

- Barra, A., Solari, L., Béjar-Pizarro, M., Monserrat, O., Bianchini, S., Herrera, G., Crosetto, M., Sarro, R., González-Alonso, E., Mateos, R. M., Liguërzana, S., López, C. y Moretti, S. (2017). *Remote Sensing* 9(10), Art. 1002.
- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R. y Sansosti, E. (2002). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 40(11), 2375-2383.
- Casu, F., Elefante, S., Imperatore, P., Zinno, I., Manunta, M., De Luca, C. y Lanari, R. (2014). *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 7(8), 3285-3296.
- Delgado, A. (2013). *Cities* 31, 515-532.
- De Luca, C., Cuccu, R., Elefante, S., Zinno, I., Manunta, M., Casola, V., Rivolta, G., Lanari, R. y Casu, F. (2015). *Remote Sensing* 7, 15630-15650.
- Ferreti, A., Prati, C. y Rocca, F. (2001). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 39(1), 8-20.
- Galve, J. P., Pérez-Peña, J. V., Azañón, J. M., Closson, D., Caló, F., Reyes-Carmona, C., Jabaloy, A., Ruano, P., Mateos, R. M., Notti, D., Herrera, G., Béjar-Pizarro, M., Monserrat, O. y Bally, P. (2017). *Remote Sensing* 9(12), Art. 1291.
- Herrera, G., Gutiérrez, F., García-Davalillo, J.C., Guerrero, J., Notti, D., Galve, J. P., Fernández-Merodo, J. A. y Cooksley, G. (2013). *Remote Sensing of Environment* 128, 31-43.
- Mora, O., Mallorquí, J.J. y Broquetas, A. (2003). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41(10), 2243-2253.
- Morante, M. F., Aguilar, M., Ramírez, G., Blanco, R., Carrión, P., Briones, J. y Berrezueta, E. (2019). *Geosciences* 9(3), Art. 103.
- Núñez del Arco, E. (2003). *Geología del Ecuador*. ESPOL, 253 p.

Identificación de zonas susceptibles a deslizamientos en Tegucigalpa, Honduras. Limitaciones del modelo del talud infinito

Identification of landslide susceptible areas in Tegucigalpa, Honduras. Limitation of the infinite slope model

Ginés Suárez Vázquez¹ y María José Domínguez-Cuesta²

¹ Banco Interamericano de Desarrollo, Colonia Escalón 89 Avenida Norte, Edificio World Trade Center Torre 1, Nivel 4. San Salvador, El Salvador. giness@iadb.org

² Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005. Oviedo, España. dominguezmaria@uniovi.es

RESUMEN

Este trabajo se centra en un área de 260 km² en el municipio de Tegucigalpa, capital de Honduras, que es el municipio que presenta un mayor número de deslizamientos históricos a nivel nacional (39% de los registros). El objetivo es validar la aplicabilidad del modelo del talud infinito para identificar las zonas más susceptibles a deslizamientos dentro de los suelos presentes en la zona de estudio. Para dicha validación se realizaron modelizaciones con el programa PISA-m en 5 deslizamientos activos que contaban con datos de propiedades geotécnicas y se realizó un análisis de sensibilidad de la fórmula del talud infinito. Se concluye que el modelo del talud infinito presenta un ajuste aceptable en las partes de los deslizamientos que presentan mayores pendientes, pero requiere la realización de ajustes con criterio experto para incluir las secciones de los deslizamientos que se encuentra en terrenos con pendientes inferiores a 10°.

Palabras clave: Deslizamiento, PISA-m, Talud infinito, Coluviones, Tegucigalpa

Geogaceta, 69 (2021), 51-54
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

ABSTRACT

This study is focused on an area of 260 km² in the municipality of Tegucigalpa, the capital of Honduras, which is the municipality with the highest number of historical landslides nationwide (39% of the records). The objective of this publication is to validate the applicability of the infinite slope model to identify the most susceptible areas to landslides within the soils present in the study area. For this validation, modeling with the PISA-m program was carried out on 5 active landslides, which available geotechnical properties data, and a sensitivity analysis of the infinite slope formula was performed. It is concluded that the infinity slope model presents an acceptable accuracy to identify the landslides areas of the that present the greatest slopes, but requires expert judgment adjustments to include the sections of the landslides located in terrains with slopes less than 10°.

Key-words: Landslide, PISA-m, Infinite slope, Colluviums, Tegucigalpa.

Fecha de recepción: 01/07/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción

La ciudad de Tegucigalpa, capital de Honduras, ha experimentado en los últimos años un crecimiento acelerado, lo que ha contribuido a que una parte importante de su población se haya asentado en áreas propensas a sufrir procesos de gravedad (Fig. 1).

La ciudad cuenta con diversos estudios sobre la problemática de los movimientos de ladera, que incluyen inventarios, estudios de susceptibilidad y estudios de lluvias desencadenantes.

Sin embargo, la utilidad de estos estudios para facilitar la toma de decisiones sobre ocupación del territorio es limitada, pues debido a su resolución califican como de alta y media susceptibilidad el 80% de la superficie urbana de la ciudad.

En este contexto se planteó el proyecto de tesis doctoral "Movimientos del terreno en el municipio de Tegucigalpa, Honduras: caracterización, estimación

de la peligrosidad y cuantificación de las pérdidas asociadas mediante modelos probabilísticos", del que forma parte este trabajo.

El área de estudio comprende 260 km² del área urbana del municipio (Fig. 2).

En términos geológicos el área de estudio se caracteriza por la presencia de



Fig. 1.- Deslizamiento en el coluvión de basaltos y andesitas en la residencial ciudad del Angel en Tegucigalpa (foto agosto de 2016). Foto: G. Suárez.

Fig. 1.- Landslide in the basalts and andesites colluvium, in the colony city of Angel, in Tegucigalpa (photo August 2016). Photo: G. Suárez.

(Fig. 3): (i) basamento sedimentario constituido por areniscas, lutitas y conglomerados rojos del Grupo Valle de Ángeles de edad Cretácica, con las formaciones Río Chiquito y Villa Nueva (Viland *et al.*, 1996); (ii) unidades volcánicas del Grupo Padre Miguel de edad Mioceno Medio compuesto principalmente por depósitos de tobas e ignimbritas (Garza *et al.*, 2012); (iii) vulcanismo basáltico, andesítico y riolítico, posiblemente de edad Holoceno (Carr *et al.*, 2003) y (iv) recubrimientos cuaternarios, que incluyen coluviones, depósitos aluviales y depósitos de movimientos en masa.

Como parte de la investigación se identificó la presencia de deslizamientos rotacionales y traslacionales afectando a suelos residuales y recubrimientos asociados a coluviones. Estos suelos cubren 39 km², un 15% del área de estudio (Fig. 3). Se identificaron 3 tipos, derivados de las principales litologías presentes: (i) el coluvión procedente de los basaltos,



Fig. 2.- Localización de la zona de estudio.

Fig. 2.- Location of the study area.

andesitas y riolitas (ii) el coluvión originado a partir del Grupo Padre Miguel y (iii) el suelo residual derivado del Grupo Valle de Ángeles. En conjunto, los coluviones y el suelo residual presentan pendientes de moderadas a bajas, con un 37% de su área por debajo de 10° de pendiente y un 82% por debajo de 20°.

El modelo del talud infinito es ampliamente utilizado para realizar análisis regionales de susceptibilidad espacial (Dietrich and Montgomery, 1998; Harp *et al.*, 2002; Van Westen *et al.*, 2006), dada su simplicidad, lo que permite aplicarlo en áreas extensas incluso con datos limitados.

El objetivo de este trabajo es analizar la validez del modelo del talud infinito para identificar las zonas susceptibles a deslizamientos dentro de los coluviones y suelos residuales presentes en la zona de estudio.

Metodología

A partir de las observaciones de campo se plantea que el modelo del talud infinito puede ser aplicable para modelar los deslizamientos traslacionales y rotacionales existentes en el área de estudio, dado que cumplen con las simplificaciones que adopta el modelo (Hammond, 1992): (i) el plano de rotura es paralelo a la superficie del terreno, (ii) existe una barrera de drenaje paralela a la superficie del terreno que es menos permeable que el suelo superficial, (iii) hay un gran contraste de conductividad hidráulica entre el suelo y la barrera de drenaje y (iv) existe una sola capa de suelo.

Para que esta hipótesis se pueda validar se requiere reducir las fuentes de incertidumbre asociadas a la aplicación del modelo. En este sentido existen dos tipos de fuentes de incertidumbre, las asociadas a la carencia de datos de los parámetros de resistencia al corte y pro-

fundidad de los suelos (Guimarães *et al.*, 2003; Van Westen *et al.*, 2006; Corominas *et al.*, 2014) y la incertidumbre epistémica asociada a las propias limitantes del modelo para explicar los deslizamientos traslacionales y rotacionales. Los pasos realizados para la validación se describen a continuación.

Selección de los deslizamientos y zonas piloto

Se seleccionó al menos un deslizamiento con información geotécnica y de profundidad de suelos para cada uno de los tres tipos principales de coluvión/suelo identificados. En total se seleccionaron 5 deslizamientos en 3 zonas piloto: 1 deslizamiento en las colonias José Arturo Duarte/La Ulloa, situadas sobre el coluvión de basaltos y andesitas, 2 deslizamientos en la colonia Nueva Santa Rosa, sobre el coluvión del grupo Padre Miguel y 2 deslizamientos en el cerro el Berrinche, en suelos residuales derivados del grupo Valle de Ángeles.

Un aspecto importante para la selección de los deslizamientos es que presenten actividad reciente. La mayor parte de la información de campo de este estudio se recopiló en junio del 2016, por lo que se consideró actividad reciente la de los años 2010-2015. Si los deslizamientos no están activos y han alcanzado un estado

de equilibrio, el Factor de Seguridad (FS) de la modelización debería ser mayor de 1 y perdería sentido la validación de la aplicabilidad del modelo del talud infinito para estos deslizamientos.

Definición de los parámetros para las modelizaciones

Para la modelización, se utilizó un modelo digital de elevaciones de tamaño de píxel de 10 x 10 m y los parámetros geotécnicos de profundidad, peso específico, ángulo de rozamiento y cohesión, introducidos como un valor único para cada tipo de suelo. Estos datos geotécnicos proceden de los estudios realizados por la alcaldía de Tegucigalpa. Se obtuvieron datos de: (i) 8 ensayos con valores de parámetros de resistencia al corte para el coluvión del Grupo Padre Miguel; (ii) 5 ensayos para el coluvión de basaltos y andesitas y (iii) 3 ensayos para el suelo residual del Grupo Valle de Ángeles. Para la modelación se utilizaron los valores promedio (ver Tabla I).

Adicionalmente a los valores obtenidos de los ensayos, para cada caso de estudio se realizaron modelizaciones con los parámetros por defecto que recomiendan Dietrich and Montgomery (1998) para coluviones: cohesión de 2000 N/m² y ángulo de rozamiento de 35°. Se consideraron estos parámetros por defecto

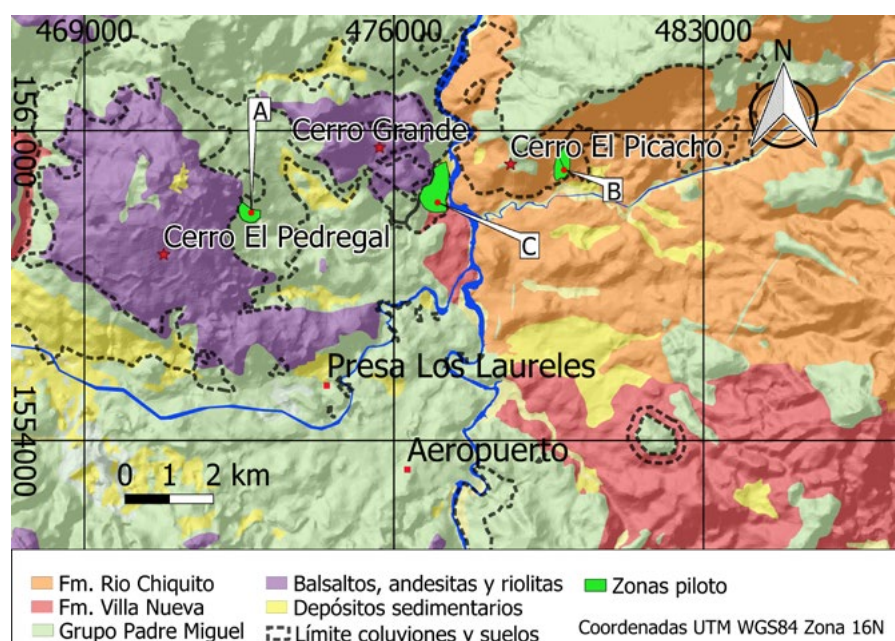


Fig. 3.- Mapa litológico del área de estudio elaborado a partir de la síntesis en BID, 2016. A: estudio piloto colonias Ulloa/José Arturo Duarte, B: estudio piloto colonia Nueva Santa Rosa y C: estudio piloto Cerro el Berrinche.

Fig. 3.- Lithology map of the study area, elaborated based on the synthesis from BID, 2016. A: pilot study Ulloa/José Arturo Duarte neighborhoods, B: pilot study Nueva Santa Rosa neighborhood and C: pilot study Cerro el Berrinche.

ya que corresponden a las propiedades que diversos autores atribuyen de forma genérica a los coluviones, considerando que son materiales que ya han experimentado procesos de remoción en masa y cuyo comportamiento está dominado por el ángulo de rozamiento y con baja cohesión (Ayala Carcedo y Posse, 1991; Dietrich and Montgomery, 1998). Esto contrasta con los valores promedio obtenidos de los ensayos, que arrojaron ángulos de rozamiento relativamente bajos y cohesiones altas (Tabla I).

Realización de las modelizaciones

Se realizaron modelizaciones con el programa PISA-m versión 1.0, que aplica el modelo del talud infinito y estima la probabilidad (de 0 a 1) de obtener un FS menor de 1 en cada píxel. Los parámetros del modelo se pueden introducir de forma probabilista o determinista, en este caso se hizo de forma determinista, aplicando valores fijos. Se asumió el escenario de saturación más desfavorable, es decir, que el valor H_w de la fórmula de talud infinito sea igual a 1. Los valores de probabilidad obtenidos fueron divididos en rangos en base a los rangos de probabilidad definidos por Hammond (1992).

Evaluación de los resultados de las modelizaciones

La calidad de las modelizaciones se evaluó comparando el resultado de las mismas con los deslizamientos existentes en las zonas piloto, mediante un índice de ajuste (IA). Este índice de ajuste es similar al empleado por Guimarães *et al.*

et al., 2003 para comparar los resultados de distintas modelizaciones con el modelo del talud infinito (aplicando la extensión de Arc View shalstab). El índice IA se definió como:

$$IA (\%) = ADI/AD$$

Siendo ADI el área (m²) de los deslizamientos en la zona de análisis que se superponen con áreas clasificadas como de alta y muy alta probabilidad de deslizamientos y AD el área total de deslizamientos en la zona de análisis. Cuanto mayor es el valor de IA, mejor es el ajuste de la modelización para explicar los deslizamientos inventariados.

Análisis de sensibilidad

A partir de las conclusiones de los estudios de los casos piloto se realizó un análisis de sensibilidad de la fórmula del talud infinito a la variación de la pendiente (Saltelli *et al.*, 2008). Se realizaron series de modelizaciones para valores fijos de pendiente en rangos de 5 grados, para todos los valores de propiedades mecánicas considerados en el estudio y asumiendo un valor fijo de H_w de 1. Cada serie incluyó 1000 cálculos de la fórmula, estimándose como resultado el porcentaje de valores de FS menores de 1.

Resultados y discusión

El valor más alto de IA se obtuvo para la modelización del deslizamiento en las colonias José Arturo Duarte/ La Ulloa y los parámetros promedio obtenidos de los estudios de suelos, con un valor del 76%. La modelización para la zona de estudio del Cerro el Berrinche con parámetros promedio, obtuvo un valor del 60%. De igual forma, el valor más alto para la zona piloto de la colonia Nueva Santa Rosa se obtuvo con la modelización con los parámetros promedio de los ensayos de suelos (Fig. 4).

Se aprecia (Fig.4) que los valores de IA obtenidos para las modelaciones donde se emplearon los parámetros promedio de los ensayos de suelos son sustantivamente mayores a los valores que arrojaron las modelaciones realizadas con las propiedades por defecto para coluviones, caracterizadas por ángulos de rozamiento mayores y cohesiones menores. Por otro lado, el coluvión de basaltos y

andesitas, caracterizado por los menores ángulos de rozamiento y mayores cohesiones (Tabla I), es el que presenta mayores valores de IA.

En la figura 5 se muestran los resultados obtenidos para las 3 zonas piloto, con los parámetros promedio de los estudios geotécnicos. En los casos de José Arturo Duarte/Ulloa y Cerro el Berrinche se puede apreciar, observando las distancias entre las curvas de nivel, que los valores menores de probabilidad de deslizamiento corresponden a las zonas con menores pendientes. En el caso de la colonia Santa Rosa esta relación no es tan evidente, lo que puede deberse a que la pendiente promedio es menor a la de las otras dos zonas. Como se puede apreciar en la tabla II las áreas de los deslizamientos clasificadas como estables se concentran en pendientes inferiores a 10°.

El resultado de la sensibilización de la fórmula del talud infinito evidenció que, para una pendiente de 10° el porcentaje de las modelizaciones que arrojan valores de FS inferiores a 1 (considerando el promedio de todos los parámetros geotécnicos) es del 20%. Este valor aumenta a 59% (prácticamente se triplica) con una pendiente de 20° y 81% con una pendiente de 30°. Estos valores evidencian la alta correlación entre pendiente y resultado de FS que caracteriza el modelo del talud infinito y es la causa de que el modelo subestime las áreas de deslizamiento con baja pendiente.

Dado que el modelo del talud infinito estima el FS en un píxel de forma independiente a los píxeles próximos, al existir una correlación entre la pendiente y el valor de FS, el modelo tiende a clasificar como inestables los escarpes y pies de los deslizamientos (Fig. 5), que se sitúan en zonas con mayores pendientes y como estables las zonas con pendientes menores, a pesar de que pueden formar parte de un mismo deslizamiento.

Esta subestimación del área de deslizamiento es relevante porque es precisamente en las zonas de menores pendientes donde se sitúa la mayor concentración de la población, lo que puede contribuir a una subestimación de la población expuesta y el riesgo de deslizamientos. Por ello, se sugiere que las modelizaciones de estabilidad de laderas mediante diferentes softwares y modelos matemáticos se complementen con estudios geomorfológicos que ayuden a tomar decisiones basadas en criterio experto.

Tipos de suelo	Peso específico húmedo (kN/m ³)	C (N/m ²)	Θ (°)
1	19	47317	11,25
2	16	28562	23,88
3	18	23536	13,33

Tabla I.- Principales parámetros utilizados en la modelización. C: cohesión. Θ: ángulo de rozamiento interno. Suelos 1: coluvión basalto andesita, 2: coluvión Padre Miguel y 3: suelo residual Grupo Valle de Ángeles.
 Table I.- Main parameters applied in the modelling. C: cohesion. Θ: internal friction angle. Soil 1: basalts and andesites colluvium, 2: Padre Miguel colluvium and 3: residual soil Valle de Angeles Group.

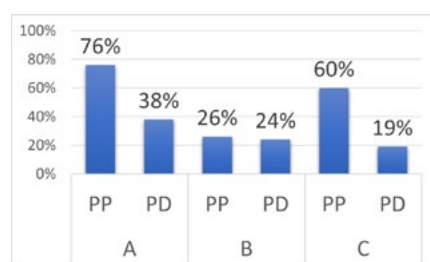


Fig. 4.- Resultados de IA para las 3 zonas piloto. PP: parámetros promedio de estudios de suelos, PD: parámetros por defecto para coluviones. A: colonias Ulloa/José Arturo Duarte, B: colonia Nueva Santa Rosa y C: cerro el Berrinche.

Fig. 6.- AI results for the 3 pilot zones. PP: average parameters from geotechnical studies, PD: standard parameters for colluviums. A: pilot study Ulloa/José Arturo Duarte neighborhoods, B: pilot study Nueva Santa Rosa neighborhood and C: pilot study Cerro el Berrinche.

Conclusiones

En los casos piloto analizados en la ciudad de Tegucigalpa se constata que el modelo del talud infinito tiende a clasificar como estables las zonas con pendientes inferiores a 10° . Dado que, en esta zona, los deslizamientos se localizan en coluviones y suelos residuales que se caracterizan por pendientes moderadas y que incluyen áreas de pendientes menores de 10° , el modelo tiende a subestimar las zonas de deslizamiento. Esto puede contribuir a minusvalorar el riesgo asociado, pues es precisamente en estas zonas con pendientes bajas, donde se concentra la población. Como alternativa para reducir esta subestimación se plantea complementar la modelización con un análisis basado en criterio exper-

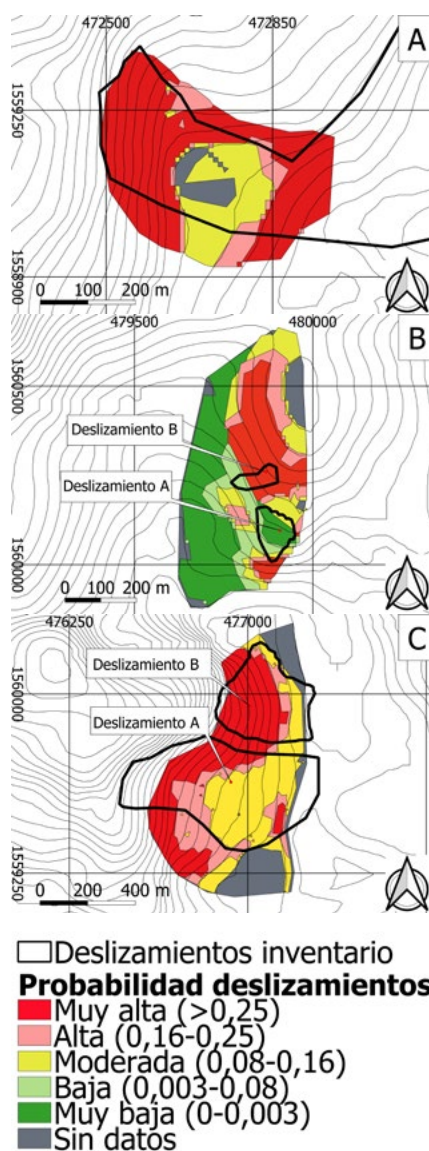


Fig. 5.- Mapas de las 3 zonas piloto con la probabilidad de movimientos de ladera. A: colonias Ulloa/José Arturo Duarte, B: colonia Santa Rosa, C: cerro el Berrinche.

Fig. 5.- Maps of the three pilot areas showing landslide probability. A: Ulloa/José Arturo Duarte neighborhoods,

to, para incorporar las áreas con menores pendientes en las zonas identificadas como de potencial deslizamiento por el modelo.

En lo que respecta a la relación de la estabilidad con las propiedades geotécnicas de los recubrimientos, son los suelos con ángulos de rozamiento menores y comportamiento cohesivo (con mayores valores de cohesión) los que presentan mayor probabilidad de deslizamientos.

En general, se constata la existencia de limitantes del modelo del talud infinito para identificar las áreas de movimientos de ladera en terrenos de bajas pendientes, limitantes que son intrínsecas al propio modelo.

Agradecimientos

Agradecemos a la Municipalidad de Tegucigalpa por brindar información para la realización de este estudio y a los revisores Carlos López Fernández y Óscar Elvir Ferman por sus valiosos aportes.

Referencias

- Ayala Carcedo, F.J. y Posse, A. (1991). *Manual de ingeniería de taludes*. Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), Madrid, 436 p.
- Carr, J., Feigenson, M., Patino, L. y Walker, J. (2003). *American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 138.
- Corominas, J., Van Westen, C., Frattini, P., Cascini, L., Malet, J.P., Fotopoulou, S., Catani, F., Van Den Eeckhaut, M., Mavrouli, O., Agliardi, F., Pitilakis, K., Winter, M.G., Pastor, M., Ferlisi, S., Tofani, V., Hervás, J. y Smith, J.T. (2014). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 73(2), 209–263.
- Dietrich, W.E. y Montgomery, D. R. (1998). In: *National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement Technical Report*, February 1998.
- Garza, R.S.M., Van Hinsbergen, D.J. J., Rogers, R.D., Ganerød, M. y Dekkers, M.J. (2012). *Tectonophysics*, 574–575, 144–157.
- Guimarães, R.F., Ramos, V.M., Redivo, A.L., Gomes, R.A.T., Fernandes, N.F. y Abílio de Carvalho, O. (2003). *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 4(June 2015), 2444–2446.
- Hammond, C. (1992). *Level 1 stability analysis (LISA) documentation for version 2.0*.
- Harp, B.E.L., Held, M.D., Castañeda, M.R., McKenna, J.P. y Jibson, R. W. (2002). *Landslide Hazard Map of Tegucigalpa, Honduras*.
- Saltelli, A., Ratto, M., Andres, T., Campolongo, F., Cariboni, J., Gatelli, D., Saisana, M. y Tarantola, S. (2008). *Global Sensitivity Analysis. The Primer*. In: *Global Sensitivity Analysis. The Primer*. John Wiley and Sons Ltd, Wichester, 300 p.
- Van Westen, C.J., Van Asch, T.W.J. y Soeters, R. (2006). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 65(2), 167–184.
- Viland, J.C., Henry, B., Calix, R. y Diaz, C. (1996). *Journal of South American Earth Sciences*, 9(3–4), 153–160.

Zona piloto	Rangos de pendiente (°)		
	5-10	10-20	20-30
A	99%	1%	
B	73%	27%	
C	100%		

Tabla II.- Distribución del área de los deslizamientos clasificada como estable por el PISA-m por rango de pendiente. A: zona piloto colonias José Arturo Duarte/Ulloa, B: colonia Santa Rosa, C: cerro el Berrinche.
Table II.- Distribution of landslide area classified as stable by PISA-m by slope range. A: pilot study José Arturo Duarte/Ulloa neighborhoods, B: Nueva Santa Rosa neighborhood and C: cerro el Berrinche.

A multiapproach for solving geoarchaeological problems: inferences from Roman gold mining in the Eria Valley (León)

Un enfoque múltiple para resolver problemas geoarqueológicos: inferencias de la minería de oro romana en el valle del Eria (León)

Javier Fernández-Lozano¹, Rosa M. Carrasco² and Javier Pedraza³

¹ Área de Prospección e Investigación Minera. Dpto. Ingeniería Minera, Topografía y Estructuras. ESTI de Minas. Universidad de León. Campus de Vegazana s/n, 24071, León. jferl@unileon.es

² Dpto. Ingeniería Geológica y Minera. Facultad de Ciencias Ambientales y Bioquímica. Universidad de Castilla-La Mancha. Avda. Carlos III s/n, 45071, Toledo. rosa.carrasco@uclm.es

³ Dpto. Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. C/ José Antonio Nováis 12, 28040, Madrid. javierp@geo.ucm.es

ABSTRACT

The Eria River valley exhibits one of the largest gold mining complexes in NW Iberia from Roman age. In this study, a geoarchaeological work is presented, combining a multiapproach based on airborne LiDAR remote sensing, descriptive geology and radiocarbon dating. The studied area is characterized by the presence of a mining infrastructure comprised of hydraulic canals driving the water at different levels to the mines. Mining works were associated with Plio-Quaternary raña deposits and Quaternary materials consisting of hillside and periglacial deposits, and fluvial terraces. The washing of the gold deposits used the hydraulic force to break up and drag out the sediment, giving rise to three different types of exploitation depending on the characteristics of the different materials. The results shed light on the geological materials exploited and other geographical aspects that conditioned the exploitation techniques. The work contributes to improving the knowledge about Roman gold mining and its geological context in northwest Iberia.

Key-words: geoarchaeology, roman gold mining, Eria river valley, radiocarbon dating, LiDAR.

RESUMEN

El valle del río Eria presenta uno de los mayores complejos de minería aurífera de época romana del noroeste de la península ibérica. En este trabajo se presenta un estudio geoarqueológico que combina un enfoque multidisciplinar basado en el análisis por teledetección con LiDAR aerotransportado, geología descriptiva y datación radiocarbónica. La zona estudiada presenta un entramado minero compuesto por una red de canales que dirigían el agua a distinta cota hasta las explotaciones. Los desmontes fueron realizados sobre materiales plio-cuaternarios de tipo raña y cuaternarios constituidos por depósitos de ladera, periglaciares y terrazas fluviales. El lavado de los depósitos auríferos empleó la fuerza hidráulica para deshacer y arrastrar el sedimento, dando lugar a tres tipos distintos de explotación en función de las características que presentan los diferentes depósitos. Los resultados arrojan luz sobre los materiales geológicos explotados y otros aspectos geográficos que condicionaron las técnicas de explotación de los yacimientos. El trabajo contribuye a mejorar el conocimiento sobre la minería aurífera del noroeste y su contexto geológico.

Palabras clave: geoarqueología, minería aurífera romana, valle del río Eria, datación radiocarbónica, LiDAR.

Geogaceta, 69 (2021), 55-58
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 24/06/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introduction

The most prolific auriferous mining sector in the Iberian Peninsula configures a bent gold belt that extends from the regions of Asturias and Galicia towards the Duero Basin (Fig.1A). This area is interspersed with a large number of mines that dates back to the Roman times (Pérez-García *et al.*, 2000; Sánchez-Palencia and Currás-Refojos, 2014). Despite most of these sectors are well known since the early 70-80s decades (Lewis and Jones, 1970; Domergue, 1970; Sánchez-Palencia, 1980; Bird, 1984), there are fundamental questions concerning the geology of exploited deposits that remain unclear yet. Differentiate between natural landforms or anthropic deposits is not always obvious due to the important landscape transforma-

tion that occurred during the past 2,000 years (Fernández-Lozano *et al.*, 2020). Therefore, a more detailed analysis based on the combination of different methods (geomorphological analysis, geochronology, etc.) and techniques (remote sensing from LiDAR and drone data) can shed light into the mining landscape, providing new insights over the nature of the mining deposits (*i.e.* natural or anthropic) and the location of gold occurrences to historians, archaeologist, and geologist.

This research work explores in detail a small sector of the Eria river valley (León) to describe the Roman gold mining infrastructure and the geomorphological features associated with the exploitation of secondary deposits (Fig. 1B). The implemented multidisciplinary approach relies on geomorphological mapping,

stratigraphic analysis, high-resolution LiDAR-derived data (1 m Digital Terrain Models) and geochronology based on radiocarbon dating from a charcoal sample.

Roman hydrologic infrastructure

The mining infrastructure implemented for hushing the auriferous deposits comprised a dense irrigation system of canals and tanks for water collection (Fig. 1B). In the study area, two different types of canals can be recognized according to Sánchez-Palencia (2014): i) supply canals or *corrugi* (numbered c-1, etc.), which bring water from the catchment areas (rivers or springs) or tanks that regulate the volume of water and transport it to the principal mining sectors; and ii) exploitation canals or *emissaria* (numbered e-1,

etc.), which usually present variable-length showing ramifications from supply channels and tanks and directed to the exploitation fronts. Note that the canal number shown in figure 1B is solely referred to the studied sectors.

Material and Methods

Firstly, a 1:25:000 geological and geomorphological mapping was carried out using 3D images from Junta de Castilla y León Spatial Data Infrastructure-Idacyl service (<https://idacyl.jcyl.es/>). Then, a detailed stratigraphic column of the most controversial deposit (Figs. 2 and 3) and the radiocarbon ^{14}C (tested at the BETA Analytics laboratory) analysis of a piece of charcoal collected from a tree branch fragment found in the interior of the material complemented the interpretation of natural and anthropic landforms related to the mining activity. Moreover, detailed surveying of the mining infrastructure was performed using high-resolution (1 m) LiDAR-derived images from the Spanish Geographical Institute (www.ign.es). Finally, the identification and description of different mining elements were assessed with fieldwork.

Results and discussion

The studied area consists of secondary gold occurrences. Detailed geological mapping pointed out to three main deposits that were exploited by the Romans: i) Plio-Quaternary raña deposits consisting of orange to reddish conglomerates typical of alluvial fans; ii) Quaternary fluvial terraces of the Eria River that comprise up to 4 levels (see Fig. 1, levels T4-T1), and iii) scree deposits. The raña conglomerates were intensively exploited in the valley, but in many areas, their presence has been inferred from the exposed mining tails, locally named *murias* (see mining sectors S-2, 5, 6 and 7 in Fig. 1B). The exploitation of these deposits consisted of deep trenches and mining cuts using the hydraulic force. While the fluvial terraces are widespread identified over the valley, the landscape transformation due to agriculture and livestock conceals the mining works. However, the development of hummocky morphologies suggests the presence of gold works. Another outstanding feature is represented by abundant scree with charcoal fragments (Figs. 2A,B) that may resemble deposits originated during the mining works (deposit S-3 in

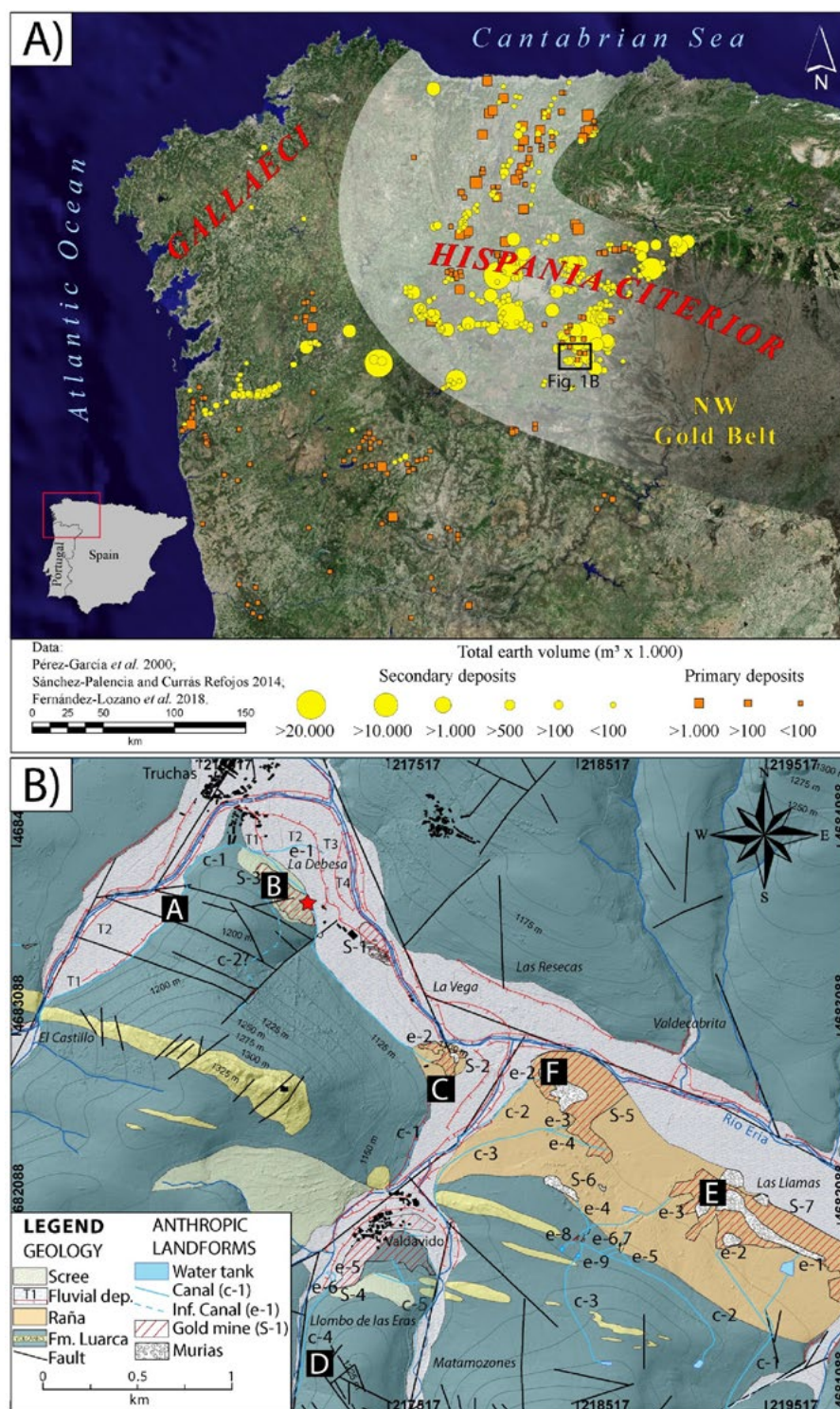


Fig. 1.- A) Location of the principal Roman gold mining complexes across the NW Iberian Gold Belt (data compiled from Pérez-García et al., 2000, Sánchez-Palencia and Currás-Refojos, 2014; Fernández-Lozano et al., 2018). B) Geological map showing natural and anthropic landforms related to Roman gold mining activity and hydrologic system comprising canals and water tanks. Red star indicates the location of the stratigraphic section showed in figure 3. Letters indicate the location of the pictures in figure 4. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- A) Mapa de localización de los principales complejos auríferos romanos a lo largo del cinturón aurífero del noroeste (datos procedentes de Pérez-García et al., 2000, Sánchez-Palencia and Currás-Refojos, 2014; Fernández-Lozano et al., 2018). B) Mapa geológico mostrando las principales formas naturales y antrópicas asociadas a la minería aurífera romana y el sistema hidráulico constituido por canales y estanques. La estrella roja indica la localización de la columna estratigráfica mostrada en la figura 3. Las letras indican la ubicación de las imágenes de la figura 4. See color figure in the web.

Fig. 1B). To gain insights into the nature of these deposits a detailed stratigraphic section was performed as shown in figure

3. It comprises a symmetric alternance of argillaceous microconglomerates (slate fragments < 1.5 cm) and conglomerates

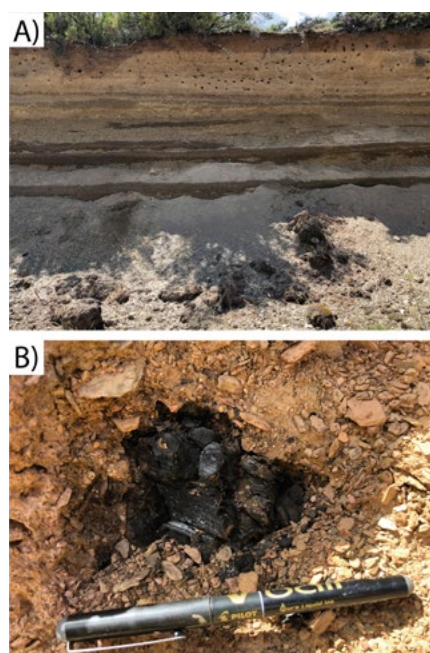


Fig. 2.- A) Studied section. B) Coal fragment used for ^{14}C dating. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- A) Sección estudiada. B) Fragmento de carbón sobre el que se ha realizado la datación por ^{14}C . See color figure in the web.

consisting of slate and quartz fragments (1.5-4 cm). Fragments are oriented parallel to the hillslope and, in some cases, quartz cobbles appear included in the deposit, accommodating the bed lamination. The section ends up towards a brown soil layer. About 1.6 m from the top of the section, several fragments of charcoal (diameter: 6-10 cm) were found associated with fine grain levels strongly rubefacted. The ^{14}C dating from a charcoal fragment yielded a conventional radiocarbon age of 4660 ± 30 BP. Therefore, it implies that this type of deposits was originally natural, which obey to a *grèzes litées* periglacial deposit. However, they present trenches and grooves overprinted by the mining activity, and a lower canal cross-cuts the deposit (Fig. 4A).

Similar deposits are found in the area of Valdavido (S-4). They show a series of trenches and convergent grooves that are similar to the systems used by the Romans to benefit the gold in shallow deposits (i.e. typical funnel-like structures with a narrow end for washing the fine auriferous materials). Therefore, these morphologies correspond with the well-known horseshoe-shaped opencast and mining trenches (Fig. 4B).

The hydraulic infrastructure conceived by the Romans to benefit these auriferous deposits consisted of a system of canals excavated in slate or volcanoclastic rocks and leats to bring the water to the main min-

ing sectors (Figs. 4A,C,D). Approximately they comprised a network over 3.5 km that collected water from rivers, streams and springs. The water level across these canals there must have been variable, as it has been observed to vary from a few centimetres to 0.35-0.40 m. Also, the canal width shows important variations from 0.4 m to over 1.2 m both differences must account either for the availability of water from the catchment areas and/or the strength of the excavated material (rock or soil) (Fernández-Lozano and Sanz-Ablanedo, 2021). In some cases, these canals were reinforced using nearby resources such as slate to build retaining walls (Fig. 4D).

The striking mine tailings, also known as *murias*, are widespread in the area (Fig. 4E). They consist of quartzite boulders that were set aside and accumulated during the mining works. Their size and characteristics are compatible with the observed alluvial fan reddish conglomerates of the raña. It is also important to notice the presence of prospection levels, a type of horizontal galleries carried out in the red sediments and often used to control the gold grades before the mine was abandon (Fig. 4F).

Conclusions

Understanding the geomorphic landforms in a mining context is vital to identify the Roman activity preserved over the landscape successfully. The

northwest Iberian Peninsula represents a natural laboratory for unveiling ancient mining landscapes. The identification of large volumes of material and geological formations altered for gold extraction can provide new insights into the large-scale infrastructure developed during the Roman times. The discovery of new elements of the hydraulic system and the geological characterization of auriferous materials improves the knowledge of the Roman gold mining in the Eria River valley (León) and contributes to better understand the technical and methodological mining developments implemented by the Romans in Hispania.

Acknowledgements

Authors are indebted to the comments and suggestions provided by the Editor and Dr. José Antonio Blanco and Valentí Turú.

References

- Bird, D. (1984). *Papers in Iberian Archaeology* 193, 341-368.
- Domergue, C. (1970). In Legio VII Gemina. Diputación de León (Ed.), 253-286.
- Fernández-Lozano, J., Carrasco, R. M., Pedraza, J. and Bernardo-Sánchez, A. (2020). *Geomorphology*, doi: 10.1016/j.geomorph.2020.107094.
- Fernández-Lozano, J., González-Díez, A.,

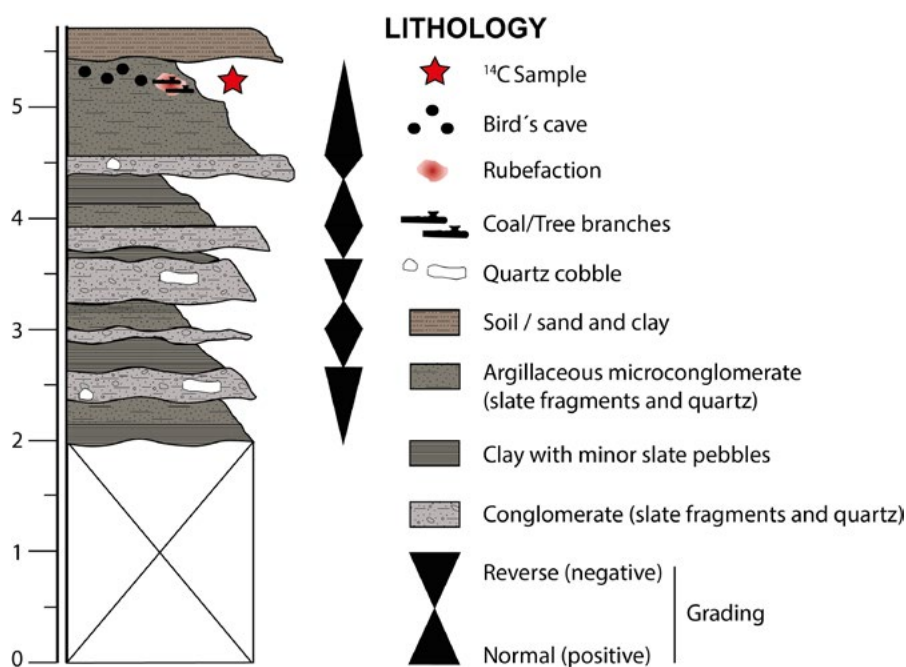


Fig. 3.- Tentative cross-section depicting the stratigraphy of the *grèzes litées*-type deposit. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Columna estratigráfica del depósito de tipo *grèzes litées*. See color figure in the web.



Fig. 4.- A) Supply canal (c-1) collecting water from the Truchillas River. B) Converging grooves used for the extraction of gold in the grèzes litées-like deposit. C) Leat (c-1) from the Valdavidio sector. D) Slate tiles used for wall protection of the (c-4) canal in the Valdavidio sector. E) Mine tailings (muriás) in Las Llamas sector. F) Prospection levels excavated in the raña deposits covered by mine tailings (locally called San Martín Cave). Ver figura en color en la web.

Fig.4.- A) Canal de abastecimiento (c-1) que toma el agua del río Truchillas. B) Explotación en "surcos convergentes" para la extracción aurífera en el depósito grèzes litées. C) Canal (c-1) excavado del sector de Valdavidio. D) Muro realizado con lascas de pizarra colocadas a "escote" para la protección del canal (c-4) situado en el sector de Valdavidio. E) Depósito de estériles (muriás) en el sector de las Llamas. F) Entrada de una galería prospectiva realizada en los depósitos de raña (localmente llamada Cueva de San Martín). See color figure in the web.

Gutiérrez-Alonso, G., Carrasco, R. M., Pedraza, J., García-Talegón, J., Remondo, J., Bonachea, J. and Morellón, M. (2018). *Minerals* 8, 518, doi:10.3390/min8110518.
 Fernández-Lozano, J. and Sanz-Ablanedo, E. (2021). *Remote Sensing*, 13(2), 291.
 Lewis, P.R., and Jones, G.D.B. (1970). *The Journal of Roman Studies* 60, 169-185.

Pérez-García, L.C., Sánchez-Palencia, F.J. and Torres-Ruiz, J. (2000). *Journal of Geochemical Exploration* 71, 225-240, doi: 10.1016/S0375-6742(00)00154-0.
 Sánchez-Palencia, J. (1980). *Noticiario arqueológico hispánico* 8, 213-252.
 Sánchez-Palencia, J. (2014). In: *Mine-ría romana en zonas interfronterizas*

de Castilla y León y Portugal (J. Sánchez-Palencia, Ed). Junta de Castilla y León, Valladolid, 135-180.
 Sánchez-Palencia, J. and Currás-Refojos, B. (2014). In *Las guerras Astur-Cántabras* (J. Camino Mayor, E. Peralta Labrador and J.F. Torres Martínez, Eds). KRK Ediciones, Gijón, 273-285.

Análisis gravimétrico y magnético de estructuras diapíricas en el offshore de la cuenca de Asturias

Gravimetric and magnetic analysis of salt diapirs in the offshore of the Asturias basin

Miguel Ángel de la Fuente¹, Alfonso Muñoz Martín¹, Antonio José Olaiz² y Gonzalo Zamora²

¹ Depto. GEODESPAL, Univ. Complutense. C/ José Antonio Novais 2, 28040 – Madrid (España). miguelde@ucm.es, amunoz@ucm.es

² Repsol, Exploration Technical Service. C/ Méndez Álvaro, 44, 28045 Madrid (España). antoniojose.olaiz@repsol.com, gzamora@repsol.com

RESUMEN

En este trabajo se analizan mediante campos potenciales (gravimetría y magnetismo) las estructuras salinas interpretadas previamente en el offshore de la Cuenca de Asturias. Para ello se han realizado los mapas de anomalías y tres modelos en 2+3/4D GRAV/MAG con datos coincidentes con un cubo sísmico 3D adquirido por Repsol en 2008. El análisis cuantitativo de los mapas y la modelización en 2+3/4D ha permitido reinterpretar la estructura del basamento y de las estructuras salinas hasta ajustar la señal GRAV/MAG. Estas modificaciones son significativas por debajo de los niveles de evaporitas, destacando la necesidad de introducir menor cantidad de sal, y una reinterpretación de la geometría del techo del basamento.

Palabras clave: gravimetría, magnetismo, Cuenca de Asturias, tectónica salina, margen Cantábrico

Geogaceta, 69 (2021), 59-62
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

ABSTRACT

In this work a potential field analysis (gravimetry and magnetism) of the salt structures interpreted in the offshore of the Asturias Basin. For this purpose, 2D processing of the anomaly maps and three models in 2+3/4D GRAV/MAG have been carried out with the data that coincide with a 3D seismic cube acquired by Repsol in 2008. The quantitative analysis of the maps and modeling has allowed the revaluation of the structure of the basement and salt structures until adjusting the GRAV/MAG signal. These modifications are significant below the levels of evaporites, highlighting the need to introduce less salt, and a new geometry of the basement top.

Key-words: gravimetry, magnetism, Asturias Basin, salt tectonics, Cantabrian margin.

Fecha de recepción: 19/06/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción y objetivos

El margen continental del norte de la Península Ibérica ha sido de interés para la industria petrolera desde los años 70. En él se han realizado diversas campañas geofísicas en las cuales se han tomado multitud de perfiles sísmicos y se han realizado varios pozos de exploración. La Cuenca de Asturias se localiza en el Margen Ibérico Norte, el cual se sitúa al sur del Golfo de Vizcaya, donde predominan estructuras con dirección E-O (Fig. 1). Este margen pasivo inicialmente constituyó un rift mesozoico a favor de fallas normales en dirección NW-SE (Gallastegui *et al.* 2002) que fue parcialmente invertido durante la orogenia alpina, la cual provocó la reactivación de las fallas y el desarrollo de otras en dirección E-O provocando el cierre parcial del Golfo de Vizcaya. El basamento de la Cuenca está constituido principalmente por cuarcitas y pizarras paleozoicas y está rellena de forma asimétrica por materiales mesozoicos como evaporitas, carbonatos, margas y en ocasiones niveles arenosos (Riaza, 1996).

El objetivo de este trabajo es contrastar las interpretaciones sísmicas de dia-

piros salinos realizadas en el offshore de la Cuenca de Asturias mediante técnicas geofísicas de campos potenciales naturales (gravimetría y magnetismo).

Para alcanzar este objetivo se han realizado una serie de procesados e interpretaciones de los datos GRAV/MAG, incluyendo la realización de modelos en 2+3/4D sobre secciones sísmicas interpretadas por Zamora *et al.* (2017) correspondientes a un cubo sísmico 3D adquirido por Repsol en 2008.

Datos utilizados y métodos

Se han utilizado datos bibliográficos sobre la estructura y estratigrafía de la cuenca, registros de pozos de la zona, y datos geofísicos recogidos durante la campaña de Repsol de 2008 que, además de los datos sísmicos, contienen los registros de las medidas gravimétricas, magnéticas y de batimetría multihaz.

Zamora *et al.* (2017) identifican y describen una serie de estructuras diapíricas a partir de la interpretación de los datos sísmicos y de pozo, si bien queda patente la dificultad de definir los límites de las estructuras intrusivas, así como la geo-

metría de la serie pre-salina y del techo del basamento. Este trabajo se centra en tres de las secciones sísmicas interpretadas por Zamora *et al.* (2017) (Figs. 1 y 2).

Además de los horizontes interpretados por estos autores y la proyección de los horizontes del pozo Asturias D-2BIS en el modelo 4a, se han utilizado los datos de velocidades sísmicas dinámicas, los valores de diagráfias sónicas y de densidad del pozo Asturias D-1 (Fig. 1) para establecer las relaciones Vp/densidad de los materiales de la zona, y poder convertir las secciones en tiempo a profundidades.

En la primera fase de análisis, se calcularon los valores de anomalía completa de Bouguer con una densidad de reducción de 2.2 g/cm³ para acentuar los contrastes de densidad entre las sales y los sedimentos mesozoicos; y los valores de anomalía magnética reducida al polo. Los mapas de estas dos anomalías se muestran en la figura 2, (A y B). Posteriormente se han obtenido mapas de anomalías regionales calculando la prolongación analítica hacia arriba (4000 m) de ambas anomalías (Dentith y Mudge, 2014), utilizada para calcular

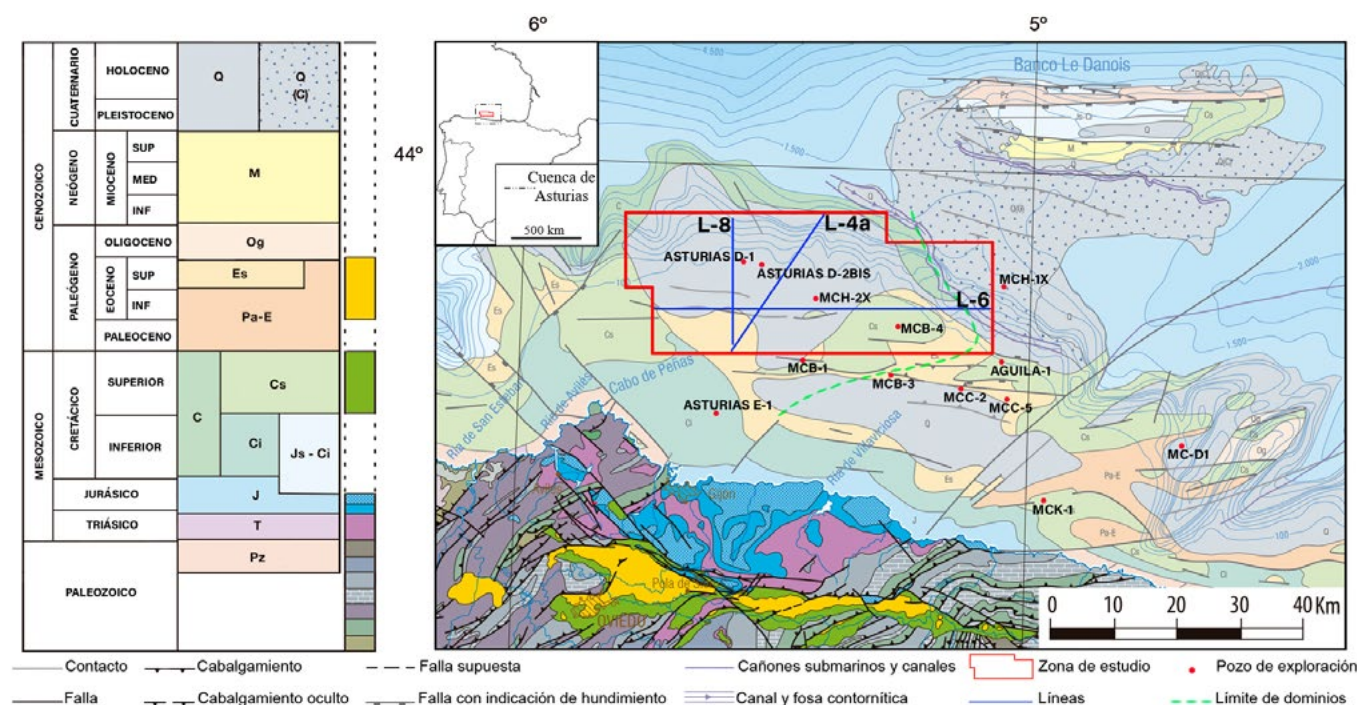


Fig. 1.- Mapa geológico de la costa asturiana y margen continental extraído del Mapa Geológico de España y Portugal escala 1:1.000.000. Rodríguez Fernández, L.R y Olivera, J.T. (2015). El marco rojo limita el cubo sísmico 3D analizado por Zamora *et al.* (2017), y las líneas azules la posición de las secciones modelizadas.

*Fig. 1.- Geological map of the Asturian coast and continental margin extracted from the Geological Map of Spain and Portugal scale 1:1,000,000. Rodríguez Fernández, L.R and Olivera, J.T. (2015). The red frame limits the 3D seismic cube analyzed by Zamora *et al.* (2017), and the blue lines the position of the modeled sections.*

las anomalías residuales respectivas sus-trayendo la malla de anomalía regional a la de anomalía completa (Fig. 2, C y D). Además, para definir los principales contrastes de susceptibilidad magnética y densidad, se han calculado los gradientes (vertical y total horizontal) de ambas anomalías. Esto ha permitido definir máximos, mínimos y zonas de gradiente de las anomalías, utilizados para identificar posibles zonas con gran acumulación de sales, depocentros, o aquellas donde el basamento se encuentra más elevado.

La segunda fase ha consistido en la elaboración de modelos en 2+3/4D de cada línea sísmica a partir de la anomalía de Bouguer y la anomalía magnética reducida al polo a lo largo las tres líneas de la figura 2. Para ello se han convertido los horizontes sísmicos de escala de tiempos dobles (segundos) a profundidades (metros) utilizando los registros sísmico y de densidad del pozo Asturias D-1. Para la asignación de densidades a los materiales, además de los datos de pozo, también se han utilizado curvas empíricas (Gardner *et al.*, 1974) y para la susceptibilidad se ha partido de un valor medio de la corteza continental (Hunt *et al.* 1995) para el basamento asumiendo valor nulo en la cobertera y la ausencia de magne-

tizaciones remanentes. Para la ubicación preliminar de la base de la corteza se ha tenido en cuenta el trabajo de Gallastegui *et al.* (2002).

El procesado de los datos, y el cálculo de mallas se ha realizado con el software de Geosoft Oasis montaj en el que se encuentra integrada la herramienta GMSYS con la que se han construido los modelos gravimétricos y magnéticos.

El ajuste de los modelos se ha realizado construyendo con los datos de pozo y de los horizontes sísmicos publicados previamente por Zamora *et al.* (2017). El ajuste de las anomalías se ha realizado de mayor a menor longitud de onda: en primer lugar, se ha ajustado la posición del moho y del basamento. En segundo lugar se ha modelizado la cobertera sedimentaria por encima del techo de la sal, y, por último, se han modificado los límites laterales de los cuerpos salinos, así como la secuencia presalina.

Resultados

Los resultados del ajuste de los tres modelos se muestran en la figura 3. En general, y tal y como mostraban los mapas de anomalías, se distingue una zona en el sur con un basamento elevado, y una zona en el centro y norte del área

estudiada que presenta elevadas potencias sedimentarias e importantes acumulaciones de evaporitas. Al calcular la señal teórica de los modelos de partida se observaron importantes desajustes tanto en la señal magnética como gravimétrica.

Para el ajuste del basamento ha sido necesario elevarlo en algunos sectores, y reducir los saltos de falla en los extremos de los modelos. En la cobertera el cambio más destacable ha sido la introducción de importantes cantidades de anhídrita en la base de los diapíros de los modelos, aumentando la cantidad de sal que sugería la interpretación sísmica de Zamora *et al.* (2017) (Fig. 3). Por otra parte, ha sido necesario modificar la geometría de los límites laterales de algunos de los diapíros interpretados previamente a partir de la información sísmica.

Un aspecto relevante es que la mayor parte de las estructuras diapíricas se localizan por encima de importantes fallas de basamento reactivadas durante la tectónica alpina.

Finalmente, los datos gravimétricos han permitido identificar y definir una estructura diapírica que no había sido interpretada previamente, y que se encuentra situada en el extremo occidental del Modelo 6 (Fig. 3).

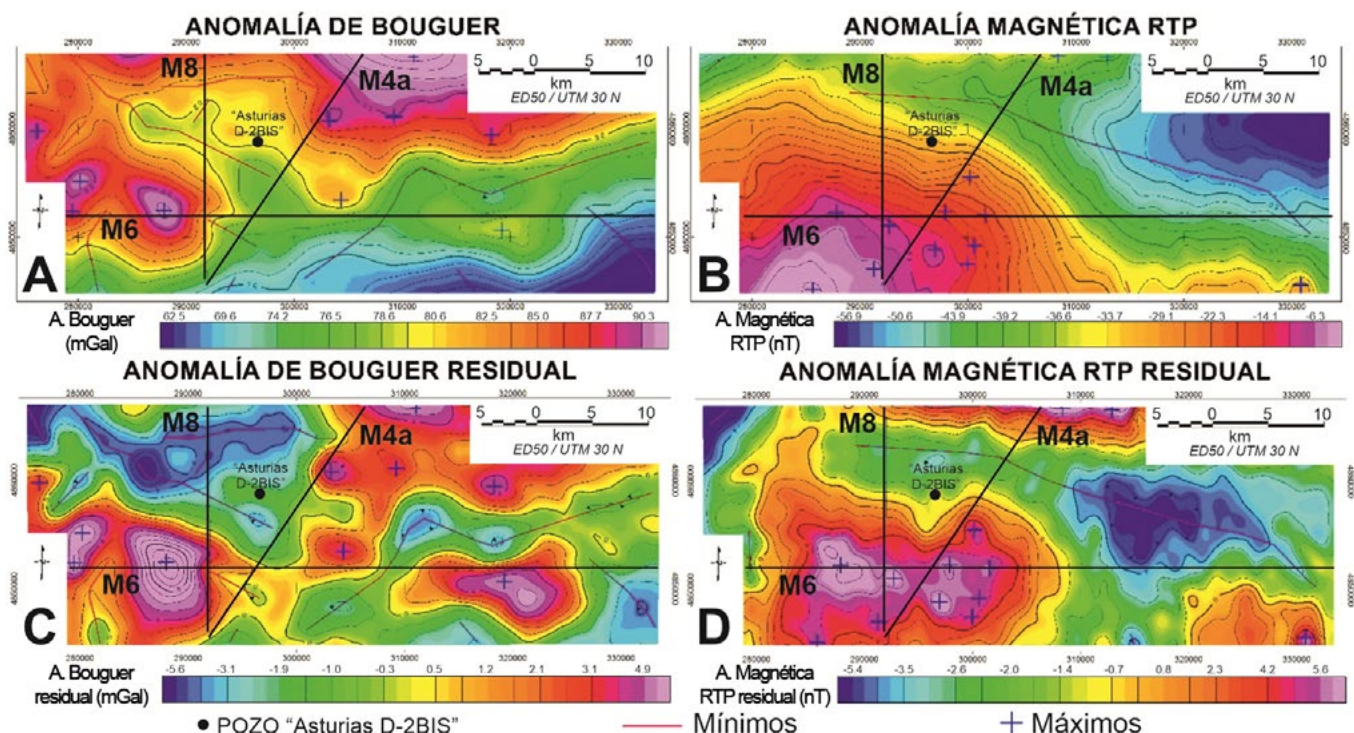


Fig. 2.- Arriba: mapas de anomalía gravimétrica de Bouguer (A) y de anomalía magnética reducida al polo (B) del cubo sísmico analizado. Abajo: Mapas de anomalías de Bouguer residuales (C) y de anomalía magnética reducida al polo residuales (D). Las líneas negras marcan la posición de los tres modelos GRAV/MAG ajustados en la figura 3. Los nombres de las secciones son los mismos que los utilizados por Zamora *et al.*, 2017, para facilitar su comparación.

Fig. 2.- Above: Maps of Bouguer gravimetric anomaly (A) and reduced magnetic anomaly to the pole (B) of the seismic cube analyzed. Below: Maps of residual Bouguer anomalies (C) and of reduced magnetic anomaly to the residual pole (D). The black lines mark the position of the three GRAV / MAG models adjusted in figure 3. The names of the sections are the same as those used by Zamora *et al.*, 2017, to facilitate their comparison.

Discusión y conclusiones

La utilización y análisis cuantitativo de los datos gravimétricos y magnéticos ha permitido reinterpretar la estructura del sector analizado de la Cuenca de Asturias definido previamente a partir de la interpretación sísmica.

La interpretación de los mapas de anomalías y gradientes ha permitido redefinir la estructura del basamento (altos y bajos estructurales) y de la cobertera (depocentros y diapiros). La presencia de diapiros en la zona de estudio se refleja únicamente en la anomalía gravimétrica, mediante mínimos de corta longitud de onda. La mayor parte de las estructuras diapíricas se desarrollan por encima de importantes fracturas de basamento, que además de controlar el espesor de las unidades triásicas, han debido nuclear parte de la deformación compresiva alpina.

El análisis de las anomalías y gradientes magnéticos han permitido definir la geometría del techo del basamento y las estructuras que lo limitan, por debajo de los niveles salinos triásicos. Esta información ha sido fundamental para ajustar mediante gravimetría la estructura de la

cobertera. Los modelos GRAV/MAG en 2+3/4D han permitido reinterpretar las líneas sísmicas aportando importantes cambios que van más allá de la presencia o ausencia de sales. Las principales modificaciones deducidas respecto a la interpretación previa son:

a) Ha variado significativamente la profundidad del basamento, especialmente bajo las estructuras diapíricas. Esto ha supuesto un reajuste de las unidades suprayacentes de la cobertera.

b) Ha sido necesario incluir niveles de anhídrita (de mayor densidad), descritos en los pozos de la cuenca, para ajustar los datos gravimétricos.

c) Los modelos gravimétricos han permitido identificar un diapiro en una de las secciones (modelo 6, fig. 3) que no estaba interpretado previamente.

d) Ha sido necesario definir la geometría de los límites laterales de algunos de los diapiros interpretados previamente a partir de la información sísmica.

Los resultados obtenidos apoyan la utilización de datos GRAV/MAG en el estudio de márgenes con presencia de sales. Estos datos permiten fijar la estructura profunda por debajo de los niveles salinos, lo que supone una mejor defini-

ción de los depocentros y de las posibles trampas de interés exploratorio.

Agradecimientos

Este trabajo es parte del Proyecto Fin de Máster del primer autor, y ha sido beneficiado con una beca del programa de ayudas para máster de REPSOL. Este trabajo ha sido financiado por el Programa de Actividades de I+D entre grupos de investigación de la Comunidad de Madrid en tecnologías 2018 CARESOIL-CM (S2013/MAE-2739) y por el Proyecto MARIBNO (PGC2018-095999-B-I00).

Los autores agradecen a las revisoras del trabajo (María Druet y Patricia Ruano) por sus sugerencias y comentarios, que han contribuido a mejorar la calidad de este manuscrito.

Referencias

- Dentith, M. y Mudge, S. T. (2014). *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press, 85-191.
- Gallastegui, J., Pulgar, J. A. y Gallart, J. (2002). *Tectonics* 21 (4), 15-1-15-14.
- Gardner, G. H. F., Gardner, L. W. y Gregory, A. R. (1974). *Geophysics* 39 (6), 770-780.

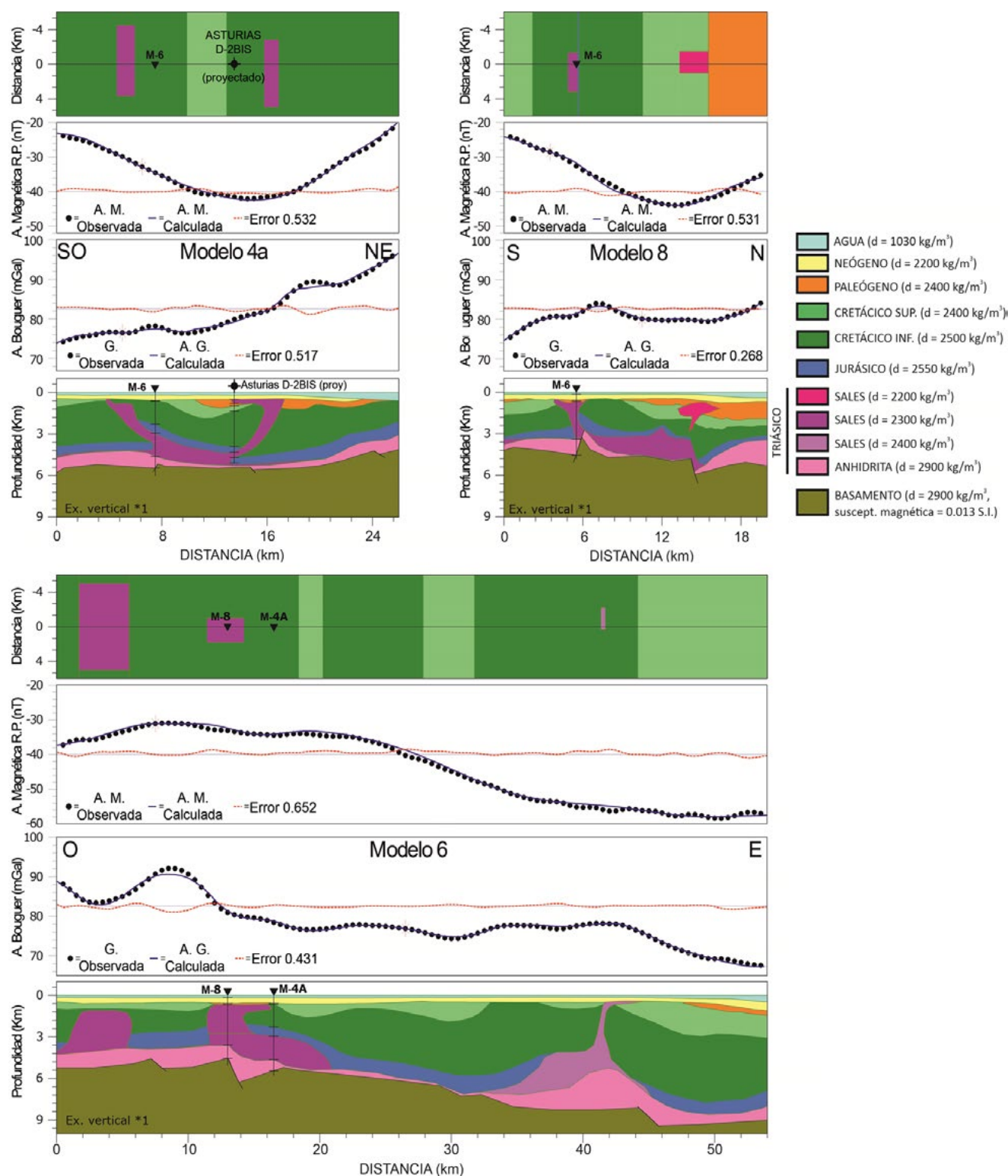


Fig. 3.- Modelos gravimétricos y magnéticos ajustados a las anomalías observadas, según el proceso descrito en el texto. La posición de los mismos se localiza en las figuras 1 y 2. En la parte superior de los modelos se muestran las vistas en planta a 1500 m de profundidad.
 Fig. 3.- Gravimetric and magnetic models adjusted to the observed anomalies, according to the process described in the text. Their position is located in Figures 1 and 2. Plan views at a depth of 1500 m are shown above the models.

Hunt, C. P., Moskowitz, B. M. y Banerjee, S. K. (1995). En: *Rock physics and phase relations: A handbook of physical constants* (T.J. Ahrens, Ed). American Geophysical Union, 3, 189-204.

Riaza Molina, C. (1996). *Geogaceta* 20 (1), 169-171.
 Rodríguez Fernández, L.R y Olivera, J.T. (2015): *Mapa Geológico de España y Portugal, E 1:1.000.000*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.

Zamora, G., Fleming, M., y Gallastegui, J. (2017). En: *Permo-Triassic salt provinces of Europe, North Africa and the Atlantic margins* (Juan I. Soto, Joan Flinch y Gabor Tari, Eds.). Elsevier, 353-368.

Propiedades petrofísicas de las cuarzoarenitas de la Fm Barrios (Zona Cantábrica, N de España)

Petrophysical properties of Barrios Fm quartzarenites (Cantabrian Zone, N Spain)

Sergio Llana-Fúnez¹, Andrés Zaragoza¹, Vicente G. Ruiz de Argandoña¹, Carlos López¹, Javier Olona² y Luis Pando¹

¹ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, calle J Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, llanasergio@uniovi.es, pandoluis@uniovi.es, lopezcarlos@uniovi.es, vgargand@uniovi.es

² Terradat, javier@terradat.es

ABSTRACT

The Barrios Formation is one of most characteristic lithostratigraphic units in the external parts of the Variscan orogen. It is constituted by continuous quartzarenites that can exceed a hundred meters in thickness. These rocks are present in almost all tectonic units within the Cantabrian Zone. The mineralogy determines its strength for most part of the unit, particularly for the beds made of quartzarenites. In this contribution, basic physical and mechanical properties are described in samples from six blocks, generally fresh, from which 64 cores have been tested. The properties determined are apparent density, open porosity, strength to uniaxial compression, tensional strength (Brazilian testing), and elastic properties using ultrasonic testing.

Key-words: quartzarenite, ultrasonics, Barrios Fm, porosity, rock deformation tests.

Geogaceta, 69 (2021), 63-66
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

La Formación Barrios es una de las unidades litoestratigráficas más características de las zonas externas del orógeno Varisco. Constituida por cuarzoarenitas muy continuas que pueden exceder el centenar de metros de potencia, está presente en casi todas las unidades tectónicas de la Zona Cantábrica. La composición mineralógica determina la alta resistencia mecánica de la mayor parte de la sucesión de estratos que forman la unidad, especialmente las cuarzoarenitas. En este trabajo se describen las propiedades físico-mecánicas determinadas en seis bloques de muestras de esta litología, en general poco alteradas, de las que se han extraído y ensayado 64 probetas. Se han determinado densidad aparente y la porosidad abierta, realizado diferentes ensayos mecánicos sin confinamiento (compresión uniaxial y tracción indirecta), y se han caracterizado las propiedades elásticas mediante ultrasonidos.

Palabras clave: cuarzoarenita, ultrasonidos, Fm. Barrios, porosidad, ensayos mecánicos.

Fecha de recepción: 01/07/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción

El desarrollo de infraestructuras en la Cordillera Cantábrica está en gran medida condicionado, técnicamente, por dos aspectos geológicos: la orografía del terreno y la naturaleza –litología y estructura– del sustrato rocoso. Los relieves más importantes de la cordillera se han erigido a favor de un sustrato paleozoico constituido por la sucesión pre- y sinorogénica de la Zona Cantábrica (Alonso *et al.*, 1996). Esta es una de las zonas en que se ha dividido el orógeno Varisco en el norte peninsular, representando en concreto su zona externa (Julivert *et al.*, 1972). La mayor parte de las estructuras en las rocas de la Zona Cantábrica (ZC), cabalgamientos y pliegues de escala decamétrica a kilométrica, se formaron durante el ciclo varisco (Pérez-Estaún *et al.*, 1988). Fenómenos tectónicos posteriores, caso de las extensiones durante el Mesozoico y la convergencia cenozoica que levantó la Cordillera Cantábrica, han quedado registrados en las rocas expues-

tas más superficiales, ámbito dominado, sobre todo, por una fracturación adicional en los términos mecánicamente más resistentes de la sucesión estratigráfica.

En este trabajo se caracterizan las propiedades físico-mecánicas del litotipo representativo de una de las unidades más distintivas de la ZC: las cuarzoarenitas de la Formación Barrios. Estas rocas cuentan con múltiples usos industriales, que varían según la característica requerida. Mientras su resistencia mecánica y frente a la meteorización química permite su utilización como balasto ferroviario, como áridos para hormigón, como bloques destinados a muros de escollera o como piedra de construcción (en el norte de León conocida como piedra Maragata), su composición permite su uso en procesos de fabricación de vidrio (Gutiérrez Claverol *et al.*, 2008). De igual modo, sus propiedades mecánicas, estructurales y composicionales condicionan la ejecución de obras de ingeniería, en especial aquellas que conllevan la realización de excavaciones subterráneas.

Una de las peculiaridades de la Fm. Barrios y, en particular de las cuarzoarenitas, es el acusado grado de fracturación, generándose una densa red de diaclasado que contrasta con la menor presencia de discontinuidades en las unidades adyacentes, cuyas rocas poseen un comportamiento más dúctil. No existe un estudio sistemático regional de la fracturación que presenta esta unidad en todos los contextos, no obstante, varios de los sistemas de diaclasas más comunes se han asociado a pliegues generados como consecuencia de la tectónica varisca (Blenkinsop y Drury, 1988).

La motivación para abordar este tipo de estudio en esta litología en particular es, por tanto, doble, académica y aplicada, pero con el punto en común que representa evaluar sus propiedades mecánicas.

La Formación Barrios

La columna estratigráfica general de la ZC muestra una parte inferior de la

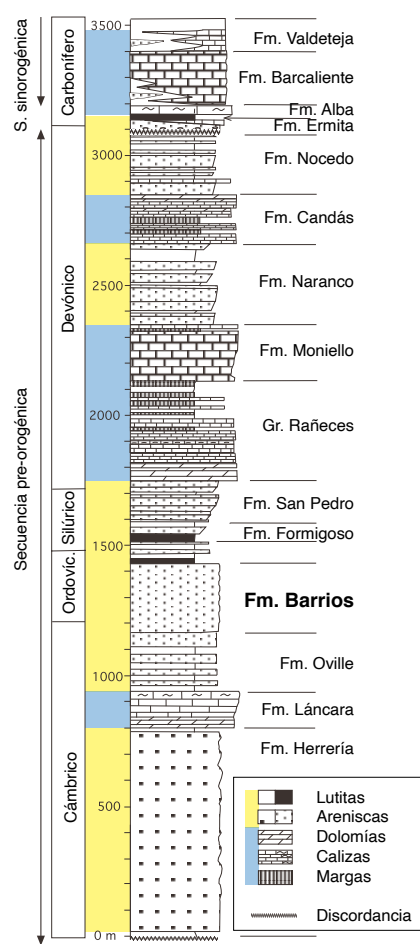


Fig. 1.- Columna estratigráfica idealizada de la Zona Cantábrica (modificada de Alonso et al., 2009). Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Idealized stratigraphy of the Cantabrian Zone (modified after Alonso et al., 2009). See color figure in the web.

sucesión fundamentalmente detrítica, eminentemente arenosa, y una parte superior carbonatada, con predominio de calizas (Fig. 1). Dentro de esta sucesión, la Fm. Barrios se encuentra muy próxima al nivel de despegue habitual de los cabalgamientos en la ZC, la Formación Láncara (Pérez-Estaún et al., 1988).

Como se observa en lámina delgada, las cuarzoarenitas están formadas por granos subredondeados, de tamaño variable entre medio y grueso. Los granos subredondeados de cuarzo aparecen siempre en contacto y habitualmente mostrando ligeras indentaciones de unos granos en otros, lo que sugiere disolución por presión durante la litificación o posterior enterramiento (Fig. 2). Así mismo, se aprecia localmente la existencia de una cementación de cuarzo epitaxial que reduce sustancialmente la porosidad de estas rocas. Por esta característica, a estas litologías también se les ha denominado cuarcitas en la literatura, aunque

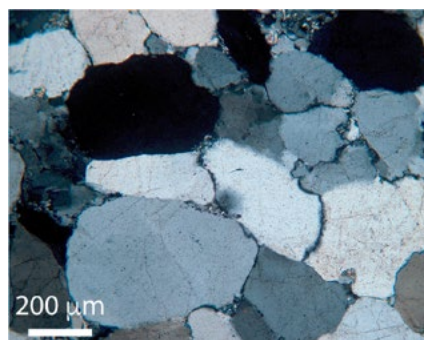


Fig. 2.- Cuarzoarenita constituida por granos subredondeados, habitualmente mostrando indentaciones producto de la compactación. Imagen obtenida mediante microscopía óptica con polarizadores cruzados.

Fig. 2.- Quartz arenite formed by rounded detritic grains, frequently showing evidences of indentation during compaction. Image in optical microscopy with transmitted light under crossed nicols.

no se haya descrito un metamorfismo regional en la ZC que lo justifique.

El contenido en cuarzo en las muestras estudiadas excede el 95 % clasificándose en todos los casos como cuarzoarenitas (Zaragoza, 2018). Como accesorios se han podido reconocer por difracción de rayos X, goethita y caolinita.

Materiales y métodos experimentales

Para esta investigación se han recopilado seis bloques provenientes de dos localidades: B1, B2 y B3 proceden del Cogollo (coordenadas 43° 27,642' N 5° 59,807' O en Las Regueras) y B4, B5 y B6 de las Mestas (coordenadas 43° 12,604' N 5° 12,091' O en Ponga). Los bloques fueron elegidos de *visu* dada su aparentemente reducida alteración y a la ausencia significativa de fases secundarias.

Las probetas para la medida de propiedades físicas, un total de 37, se extrajeron con broca de corona diamantada de 35 mm de diámetro de los bloques paralelamente a la estratificación. La rectificación de las probetas durante el tallado se comprobó con un calibre, estando la diferencia de longitud siempre por debajo de 100 μm. También se obtuvieron probetas más cortas, de 50 mm de diámetro, para ensayos de tracción indirecta. Todas las muestras se almacenaron al menos 12 h en un horno a 60 °C previamente a la realización de medidas de propiedades.

Las relaciones masa-volumen se obtuvieron siguiendo la norma UNE-EN

1936:2006, determinando densidad aparente ρ_b (kg/m³) y porosidad abierta n_o (%).

Las medidas de propagación de ultrasonidos se efectuaron con un equipo Proceq, modelo Pundit 200. Las ondas P se detectaron con transductores de 54 kHz, y las ondas S con transductores de 500 kHz. Los registros de las ondas se han grabado y exportado a un archivo csv, lo que ha permitido precisar el tiempo de la primera llegada de ondas P y de onda S.

Los ensayos mecánicos, por su parte, incluyeron ensayos de resistencia a la compresión uniaxial bajo norma UNE-EN 1926:2006 y UNE-EN 14580:2006, obteniéndose el esfuerzo de rotura y módulo de Young medio mediante el análisis de la pendiente del tramo recto de las curvas de carga. Los ensayos se realizaron con una prensa MTS 815 con una capacidad de carga nominal de 3000 kN sobre 10 de las probetas con una esbeltez de 2-2,5 (Tabla 1). Los ensayos se realizaron a velocidad de desplazamiento constante del pistón superior (~0,02 mm/s), lo que equivale a una tasa de deformación de $\sim 3 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. El sistema de medida del desplazamiento vertical de la prensa MTS ha sido previamente calibrado con un transductor LVDT.

Por otro lado, sobre 27 discos de 50 mm de diámetro se llevaron a cabo ensayos de resistencia de tracción indirecta (tipo brasileño), siguiendo la norma UNE 22950-2:1990 (Zaragoza, 2018).

Resultados

Los resultados obtenidos en el trabajo experimental se encuentran recogidos numéricamente en las tablas I y II, y, gráficamente, en las figuras 3 y 4.

Todas las muestras analizadas presentan porosidades por debajo del 6 %, y velocidades de propagación de ondas en el rango de 3-4 km/s para ondas P y 1,5-2,5 km/s para ondas S. No existen diferencias significativas de densidad entre las probetas de cada bloque, ni entre los distintos bloques (Tabla 1). Sí se aprecia una correlación negativa de las velocidades con la porosidad (Fig. 4A.).

Una inspección visual a la figura 3 muestra que las curvas de carga son en general reproducibles en probetas de diferentes bloques, aunque no tanto el esfuerzo a la rotura, más expuesto a la presencia local de discontinuidades en cada probeta. La resistencia a la rotura de

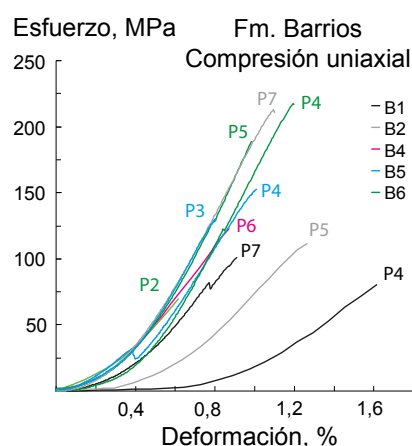


Fig. 3.- Curvas de esfuerzo-deformación obtenidas en los ensayos de resistencia a compresión uniaxial.

Fig. 3.- Stress-strain curves obtained in uniaxial compression strength tests.

las probetas ensayadas llega a exceder los 200 MPa, aunque en varias de ellas los valores se reducen al entorno de 100 MPa (Fig. 3). Con la excepción de tres probetas (dos en el bloque 1 y otra en el 2), existe una buena correlación entre la pendiente de las curvas de carga (módulo de Young estático) con respecto a la velocidad de propagación de ondas sísmicas (Fig. 4A₂) y con la porosidad (Fig. 4A₃). También existe una buena correlación entre el módulo de Young determinado dinámicamente, con respecto al estático (Fig. 4A₄).

El análisis por bloques muestra resistencias a la tracción en el rango de 20-45 MPa (Fig. 4B y Tabla II). A pesar de que el número de muestras ensayadas en tres de los bloques es muy reducido, se observan correlaciones negativas entre

Bloque	Tracción		ρ_o		ρ_b
	MPa	n	%	kg/m ³	
B1	21	1	4,6	2677	
B2	25	19	2,0	2597	
B4	43	4	0,9	2627	
B5	29	2	1,4	2618	
B6	22	1	2,2	2587	

Tabla II.- Valores medios de propiedades físicas en los bloques de cuarzoarenitas estudiados.

Table II.- Average values for physical properties in the studied blocks of quartzarenites.

Probeta	n_o	ρ_b	Vp	Vs	Vp/Vs	Coef. Poisson	Módulo de Young		Comp. Uniaxial
	%	kg/m ³	54 kHz m/s	500 kHz m/s			Estático GPa	Dinámico GPa	
B1 - P1	6,2	2618	3083	1414	2,18	0,37		14	
B1 - P2			3408	1630	2,09	0,35			
B1 - P4	4,3	2678	3160	1756	1,80	0,28	10	21	84
B1 - P5	4,3	2688	3018	1713	1,76	0,26		20	
B1 - P6			3524	1731	2,04	0,34			
B1 - P7	4,7	2669	4116	2158	1,91	0,31	19	33	101
B1 - P8	3,8	2706	4084	2175	1,88	0,30		33	
B1 - P10	4,5	2700	3377	1786	1,89	0,31		22	
B2 - P4			3799	2111	1,80	0,28			
B2 - P5	2,5	2586	3690	2103	1,75	0,26	15	29	112
B2 - P6			4071	2411	1,69	0,23		37	
B2 - P7	1,9	2603	3990	2455	1,63	0,20	28	37	213
B2 - P8			4070	2286	1,78	0,27			
B2 - P10	1,9	2602	3908	2218	1,76	0,26		32	
B2 - P11	1,7	2593	3688	2183	1,69	0,23		30	
B2 - P12			3930	2209	1,78	0,27			
B2 - P13	2,3	2597	3807	2233	1,70	0,24		32	
B2 - P14	2,0	2599	3993	2188	1,82	0,29		32	
B2 - P16			3834	2184	1,76	0,26			
B2 - P18			3998	2239	1,79	0,27			
B2 - P19			3870	2241	1,73	0,25			
B4 - P3	0,9	2625	4390	2361	1,86	0,30		38	
B4 - P6	0,8	2629	4301	2392	1,80	0,28	19	38	123
B5 - P3	1,3	2620	4384	2591	1,69	0,23	26	43	130
B5 - P4	1,3	2620	4220	2481	1,70	0,24	23	40	153
B5 - P6	1,5	2617	4282	2259	1,90	0,31		35	
B5 - P9	1,6	2614	4150	2295	1,81	0,28		35	
B6 - P1	2,3	2582	3211	1927	1,67	0,22		23	
B6 - P2	2,1	2591	3126	1848	1,69	0,23	16	22	67
B6 - P3			3133	1781	1,76	0,26			
B6 - P4	2,1	2588	2848	1692	1,68	0,23	28	18	218
B6 - P5	2,2	2588	3444	1907	1,81	0,28	32	24	205
B6 - P6	2,3	2584	3232	1808	1,79	0,27		21	
B6 - P8			3138	1729	1,82	0,28			
B6 - P9	2,1	2587	3194	1796	1,78	0,27		21	
B6 - P10			3203	1943	1,65	0,21			
B6 - P11			3031	1765	1,72	0,24			

Tabla I.- Propiedades físicas determinadas en probetas en los seis bloques de cuarzoarenitas (el sombreado o su ausencia permite diferenciar las probetas del mismo bloque).

Table I.- Physical properties determined in cylindrical specimens from six different blocks of quartzarenites (the shading or lack of it highlights samples from the same block).

la resistencia a la tracción y la porosidad (Fig. 4B₁), y positivas entre la resistencia a la tracción y la velocidad de ondas P y S, (Fig. 4B₂).

Discusión

A la vista de los resultados experimentales se pueden efectuar varias observaciones sobre las cuarzoarenitas de la Fm. Barrios. La microestructura de estas cuarzoarenitas ejerce un control claro en las propiedades elásticas, fenómeno que se puede observar en dos aspectos del gráfico que compara la velocidad de propagación de ondas frente a la porosidad abierta en las probetas (Fig. 4A₁).

El primero se aprecia cuando se compara con la velocidad teórica de una roca formada exclusivamente por cuarzo sin orientación cristalográfica preferente, representado por puntos rojos en el gráfico (Hacker y Abers, 2004). Como se puede observar, el cambio en las velocidades reales con respecto a las teóricas para una roca en más de un 95% constituido por cuarzo es notable, y únicamente achacable a la microestructura: bordes de grano, porosidad intergranular y la distribución de impurezas a lo largo de los bordes de los granos detríticos de cuarzo.

El segundo aspecto, aunque menos intenso, es la progresiva disminución de

las velocidades con la porosidad, algo también observado en trabajos previos sobre los mismos litotipos de esta unidad en otra localidad, aunque en un rango de porosidades ahora superior (Fig. 4A₁) (Olona, 2014).

La medida de propagación de ultrasonidos y la realización de ensayos de carga sobre las mismas probetas permite la comparación de los módulos de elasticidad (módulo de Young), dinámico versus estático, respectivamente (Fig. 4A₄). Con la excepción de dos probetas (bloque 6, Tabla 1), se observa una buena correlación, comparable a la de otros materiales como rocas carbonatadas (Martínez-Martínez *et al.* 2012).

Conclusiones

Los resultados experimentales confirman una relativa alta resistencia mecánica en las cuarzoarenitas de la Fm. Barrios, con esfuerzos de rotura en torno a 200 MPa para probetas sin discontinuidades.

El rango de porosidades estudiado es reducido, como corresponde al tipo de muestras seleccionadas, pero se revela como un parámetro importante en el control de la velocidad de ondas P y S en esta clase de materiales.

Salvo en uno de los bloques (B6) existen una buena correlación entre el módulo de elasticidad determinado por ensayos destructivos (estático), con respecto al módulo de elasticidad determinado mediante propagación de ondas P y S (dinámico). En este sentido, cabe destacar la utilidad de los ultrasonidos para detectar cambios en la microestructura de un mismo material, dada la alta sensibilidad de esta propiedad física a este tipo de cambios ante una misma composición.

Agradecimientos

La actualización de la prensa MTS y la adquisición del equipo de ultrasonidos se ha realizado a través de una ayuda a grupos de investigación financiada por el Gobierno del Principado de Asturias (GEOCANTÁBRICA, GRUPIN14-044). Los integrantes agradecen la financiación actual por la AEI a través del proyecto CGL2017-86487-P. Una parte de los datos han sido extraídos del TFM de A. Zaragoza, presentado en la Universidad de Oviedo en 2018.

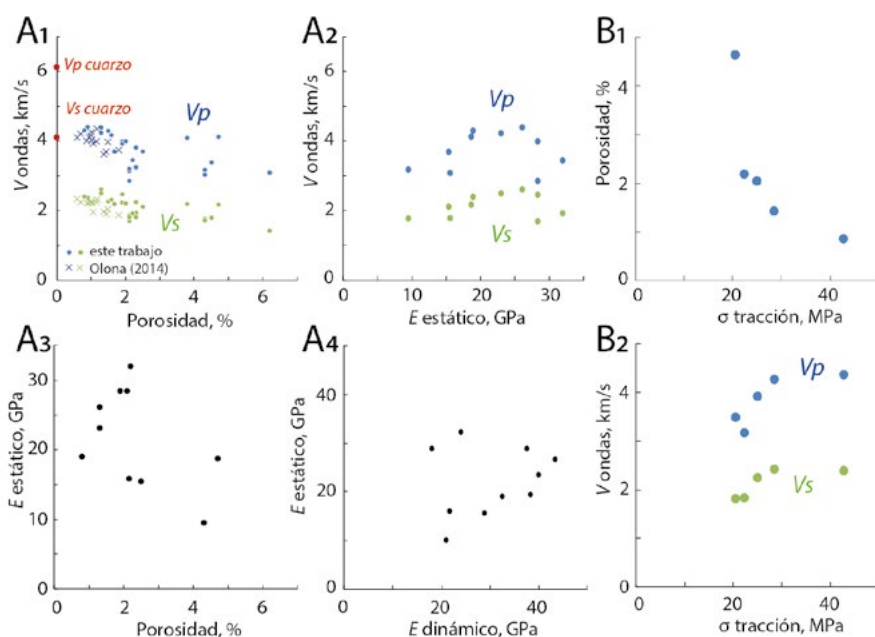


Fig. 4.- Comparación entre diferentes propiedades físicas determinadas para las cuarzoarenitas de la Fm Barrios en probetas (A) y en bloques (B). A₁) relación lineal negativa entre las velocidades de ondas P y S con la porosidad. A₂) variabilidad en el módulo de Young (E) estático para las velocidades de ondas P y S. A₃) relación del módulo de Young estático con la porosidad. A₄) correlación positiva entre el módulo de Young estático frente al dinámico, con la excepción de las probetas del B6. B₁) esfuerzo de tracción (σ) frente a la porosidad y B₂) esfuerzo de tracción frente a la velocidad de ondas P y S.

Fig. 4.- Comparative between different physical properties for the Barrios Fm quartzarenites, from individual cylindrical samples (A) and from block averages (B). A₁) negative linear correlation between P and S waves with porosity. A₂) range of static Young modulus (E) with P and S velocities. A₃) relation between the static Young modulus with porosity. A₄) positive linear correlation between the static against the dynamic Young modulus, excepting B6. B₁) Tension stress (σ) against porosity, and B₂) against P and S wave velocities.

Referencias

- Alonso, J.L., Marcos, A. y Suárez, A. (2009). *Geologica Acta* 7, 451-473.
- Blenkinsop, T. y Drury, M. (1988). *Journal of Structural Geology* 10(7), 673-684.
- Gutiérrez Claverol, M., Pando, L. y García-Ramos, J.C. (2008). Procesos y productos de alteración de formaciones rocosas en Asturias y su repercusión socio-económica. *Boletín Geológico y Minero* 119(2), 211-230.
- Hacker, B.R. y Abers, G.A. (2004). *Geochimistry, Geophysics, Geosystems* 5(1), 7 p.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1972). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares 1:1.000.000*. IGME, Madrid.
- Martínez-Martínez, J., Benavente, D. y García-del-Cura, M.A. (2012). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 71, 263-268.
- Olona, J. (2014). *Integración de metodologías geofísicas para la caracterización geológico-geotécnica del terreno*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 349 p.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquín, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1988). *Tectonics* 7(3), 517-537.
- UNE-EN 1926:2006 (2006). *Métodos de ensayo para piedra natural: Determinación de la resistencia a la compresión uniaxial*. AENOR, 21 p.
- UNE-EN 1936:2006 (2006). *Métodos de ensayo para piedra natural: Determinación de la densidad real y aparente y de la porosidad abierta y total*. AENOR, 13 p.
- UNE 22950-2:1990 (1990). *Propiedades mecánicas de las rocas. Ensayos para determinación de la resistencia. Parte 2: resistencia a tracción indirecta*. AENOR, 13 pp.
- UNE-EN 14580:2006 (2006). *Métodos de ensayo para piedra natural: determinación del módulo de elasticidad estático*. AENOR, 17 p.
- Zaragoza, A. (2018). *Caracterización geotécnica de la Formación Barrios en la Zona Cantábrica*. Trabajo Fin de Máster, Univ. de Oviedo, 86 p.

Concepción Bonet Muñoz (1916-2014). Pionera de la geología profesional y la fotogeología en España

Concepción Bonet Muñoz (1916-2014). Pioneer of professional geology and photogeology in Spain

E. Boixereu¹, M.A. García del Cura², M. V. Esteban Bonet³ y S. Arca⁴

¹ Área de Inv. en Recursos Minerales. IGME, Ríos Rosas, 23 28003 MADRID e.boixereu@igme.es

² Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante. Ap.99, 03580 Alicante angecura@ua.es

³ Juliana, 23 28280 El Escorial marivi.angel211@gmail.com

⁴ BNE Sede de Alcalá de Henares. Carretera de Meco, km 1,600. silvia.arca@bne.es

RESUMEN

Concepción Bonet Muñoz (1916-2014) fue la primera mujer que se incorporó a la geología profesional y, además contribuyó en la implementación de la fotogeología en España. Cursó Ciencias Naturales en Madrid, graduándose en 1943. Se dedicó a la enseñanza, y en 1950 obtuvo una beca del CSIC para especializarse como paleontóloga. Entre 1953 y 1954, realizó una estancia en la Universidad de Heerlen (Holanda) para estudiar las megasporas carboníferas. Defendió su Tesis Doctoral en 1955. Entre 1954 y 1956 dió clases en la Facultad de Ciencias Naturales. Se especializó en Fotogeología y entre 1956 y 1973 impartió clases de fotogeología. En 1957 ingresó en la Junta de Energía Nuclear, donde creó el Departamento de Fotogeología y realizó varias estancias de especialización en el extranjero. En 1964 entró en la Dirección General de Carreteras del Ministerio de Obras Públicas, donde permaneció hasta que se jubiló en 1984. Trabajó en el desarrollo del Plan General de Carreteras y participó en los Estudios Geológicos Previos de las principales carreteras, donde influyó en la metodología de trabajo, incluyendo los fotoplanos geológicos como herramienta fundamental de trabajo, tanto por su aportación al conocimiento de la geomorfología como por su utilidad para buscar materias primas para la obra pública.

Palabras clave: Concepción Bonet, Fotogeología, geóloga, Historia de la geología.

Geogaceta, 69 (2021), 67-70
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

ABSTRACT

Concepción Bonet Muñoz (1916-2014) was the first woman who joined professional geology, and also she contributed to the implementation of photogeology in Spain. She studied Natural Sciences at Madrid University, finally she was graduated in 1943. She devoted herself to teaching, and in 1950 she obtained a CSIC research grant to specialize as a palaeontologist. Between 1953 and 1954, she got a research grant to stay at the University of Heerlen (Holland) to study the carboniferous megasporas. She completed her PhD in 1955. Between 1954 and 1956 she taught at the Faculty of Natural Sciences. She specialized in Photogeology and between 1956 and 1973 taught photogeology classes. In 1957 she joined the Nuclear Energy Board, where she created the Department of Photogeology and made several specialization stays abroad. In 1964 she joined the Department of Roads of the Ministry of Public Works, where she retired in 1984. She joined the development team of the General Road Plan and participated in the Previous Geological Studies of the main roads, where she strongly influenced the work methodology, making geological photoplanes the fundamental work tool, both for her contribution to the knowledge of geomorphology and for its usefulness in looking for raw materials for public works.

Key-words: Concepción Bonet, photogeology, geologist, History of geology

Fecha de recepción: 19/06/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción

En el VIII Congreso Geológico de España (Oviedo, 2012), se celebró un acto homenaje a las geólogas pioneras que no incluyó la figura de Concepción Bonet (Comisión Mujer y Geología, 2012). Con este trabajo, y siguiendo uno de los principales objetivos de la Comisión de Mujeres y Geología de la SGE, intentamos reconocer el papel que ha tenido Concepción como pionera del desarrollo profesional de la geología en nuestro país y la importancia que tuvo en el desarrollo de la geología de su tiempo.

Sus inicios, educación

Concepción Bonet Muñoz nació en

Madrid el 14 de diciembre de 1916 en el seno de una familia de clase media acomodada. Su abuelo materno era el pintor y escenógrafo Joaquín Muñoz Morillejo (1861- 1935). Era la segunda de cuatro hermanos. En su familia estaban preocupados en dar la mejor educación posible a sus hijos, y así, desde los 6 a los 16 años estudió la Enseñanza Primaria y Secundaria en el Instituto-Escuela de Madrid (Fig.1). El Instituto-Escuela fue un exitoso proyecto pedagógico, promovido por la Institución Libre de Enseñanza, que constituye un modelo ejemplar en la historia de la Educación. En esta novedosa institución, prescindiendo de los libros de texto, los alumnos debían construir sus propios materiales de estudio con apuntes y cuadernos. Además de impartir co-

nocimientos en ciencias y letras, se daba una gran importancia al trabajo de campo y laboratorio, al amor por la naturaleza y a la educación física, pero sobre todo al valor de la observación y el análisis de todo el entorno, al gusto por el conocimiento y al esfuerzo. Sus profesores más destacados fueron, entre otros, Miguel A. Catalán, Manuel Terán, Rafael Benedito y Jimena Jiménez Pidal. Sin ninguna duda, su afán investigador y su capacidad de trabajo se forjaron en esta época escolar, tal y como se puede apreciar en sus primorosos cuadernos de campo, y así ella siempre lo reconoció (Figura 2).

Comprometida con los valores que le inculcaron en el Instituto-Escuela, participó como miembro del teatro y del coro,



Fig. 1.- Concepción en el Instituto -Escuela. Concepción es la muchacha agachada que mira sonriente a la cámara

Fig. 1.- Concepcion at the "Instituto -Escuela". Concepción is the girl crouched looking smiling at the camera.

junto a su hermana Enriqueta, en las Misiones Pedagógicas, un proyecto cultural solidario que tenía como objetivo "difundir la cultura general, la moderna orientación docente y la educación ciudadana en aldeas, villas y lugares, con especial atención a los intereses espirituales de la población rural" y que había organizado el gobierno de la República.

En el año 1934 se matriculó en la carrera de Ciencias Naturales en la Facultad de Ciencias de la Universidad Complutense de Madrid. Desgraciadamente, la Guerra Civil interrumpió sus estudios, y durante la época más dura de la guerra, ella y su familia tuvieron que desplazarse a Valencia. Cuando finalizó la contienda, reanudó sus estudios universitarios y en julio de 1943 obtuvo la Licenciatura en Ciencias Naturales.

Concepción Bonet fue siempre una gran deportista: esquió desde su juventud hasta los 70 años de edad, fue portera de la selección Nacional Española de Hockey hierba con la que ganó muchos campeonatos, copas y medallas. Nadadora hasta los noventa años, y gran amante del senderismo y el esquí, perteneció a la Real Sociedad Española de Alpinismo Peñalara.

Carrera investigadora en paleontología

Al finalizar la carrera, se dedicó a la enseñanza, impartiendo clases de Ciencias Naturales en distintos colegios, el

primero de ellos era una academia particular dirigida por el Dr. Bermudo Meléndez, aunque también trabajó en otros colegios privados madrileños como el colegio San José de Cluny, el colegio Santa Sofía o en la Institución Teresiana. Como profesora, despertó la vocación científica de sus alumnas, como por ejemplo la de la Dra. López de Azcona (Comisión Mujer y Geología, 2012), iniciando así una importante saga de geólogas discípulas suyas.

Su labor investigadora se inició en 1951 al obtener una beca del "Patronato de Alfonso X el Sabio" para realizar una estancia en el "Instituto Lucas Mallada de Investigaciones Geológicas" del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), donde se empezó a interesar por la paleobotánica (Bonet, 1951, 1952, 1953 y 1954).

Obtuvo otra beca del CSIC para realizar una estancia de 4 meses (de octubre de 1953 a febrero de 1954) en la Universidad de Heerlen (Holanda) sobre "Megaspores Carboníferas" bajo la dirección del Dr. S. J. Dijkstra del "Geologisch Bureau", que habría de ser fundamental para su investigación (Fig. 3). Allí aprendió los métodos de estudio y de clasificación de las megaspores, obteniendo una formación que le permitió completar la Tesis Doctoral "Correlación de las Cuencas Carboníferas españolas mediante el estudio de las megaspores" bajo la dirección del Dr. Bermudo Meléndez de la cátedra de Paleontología en la Facultad de Ciencias de la Universidad Complutense de Madrid que defendió en junio de 1955 con la calificación de Sobresaliente (Bonet, 1955). El tema había sido sugerido al Dr. Meléndez por el Dr. Jongmans a quien

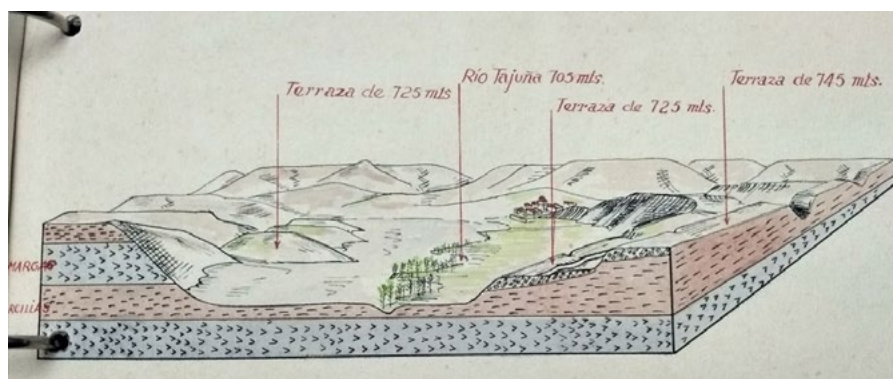


Fig. 2.- Bloque diagrama de su cuaderno de campo. Salida a Alcalá de Henares, prácticas de Geografía Física, diciembre 1935. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Block diagram from her field notebook. Alcalá de Henares field trip. December 1935.

acompañó en una visita a España en 1947 (Meléndez, 1955). Posteriormente, le fue concedido el Premio Extraordinario de Doctorado. La tesis constituyó una novedad en cuanto a la metodología paleontológica de la época y permitió confirmar la edad Estefaniense de la cuenca carbonífera de Puertollano, donde además encontró una especie nueva a la que asignó el nº 54 a la que denominó *Triletes ojailensis*. Posiblemente los resultados de mayor interés se obtuvieron en la cuenca carbonífera asturiana de La Camocha, a la que le atribuyó una edad Westfaliense inferior y en la Cuenca Central Asturiana donde comprobó que la parte superior de la formación hullera explotada correspondía al Westfaliense C y D. De este modo demostró indirectamente que la fase orogénica astúrica se extendió durante el Estefaniense. (Meléndez, 1955)

Los resultados parciales de su tesis fueron publicados en un artículo (Bonet y Dijkstra, 1956) que ha sido ampliamente referenciado.

Durante los cursos 1954/55 y 1955/56 desempeñó función docente como "Extensión de Cátedra" de la asignatura Geognosia en Ciencias Biológicas. En 1957 fue nombrada "Colaborador Honorario" del "Instituto Lucas Mallada de Investigaciones Geológicas" del CSIC y, después, hasta 1958 fue Ayudante de Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica.

Carrera profesional en fotogeología

De todas formas, fue a través de la fotogeología, un campo realmente muy alejado de la paleontología, en la que a partir de entonces habría de desarrollar su carrera profesional. Concepción se introdujo en esta, entonces novedosa técnica, a través de su colega y también paleobotánico, Jacinto Talens García (1923- 2020), quien había aprendido fotogeología durante una estancia en Utrech en el año 1953 (Wagner, 2011). Es así como Concepción contribuyó a introducir en la Facultad de Ciencias de la Universidad Complutense de Madrid la aplicación de las fotografías aéreas en la geología, impartiendo las primeras clases en la Cátedra de Estratigrafía. Desde el curso 1958/59 hasta el curso 1972/73 fue profesora encargada de los "Cursos monográficos de fotogeología" para el Doctorado en la Facultad de Ciencias de la Universidad Complutense de Madrid.

Como prueba de su vocación docente, y su carácter altruista, nunca obtuvo ningún tipo de remuneración por impartir esas clases.

Ser uno de los pocos expertos en fotogeología le permitió, en el año 1957, incorporarse a la Junta de Energía Nuclear (JEN) de Madrid (actual CIEMAT) en la División de Minería y Geología, donde creó el Departamento de Fotogeología.

Concepción realizó varias estancias de especialización en fotogeología en extranjero. Así, en 1957 permaneció en la Junta de Energía Nuclear de Lisboa (Portugal), con el profesor suizo Dr Obèrholcher para especializarse en fotogeología del granito y en 1961 en el Instituto del Petróleo de París (Francia).

De todas formas, su gran aportación profesional se inició en el año 1964 cuando entró a formar parte, como Personal Colaborador y categoría de Técnico Superior de Estudios y Proyectos, de la Dirección General de Carreteras (División de Materiales) del Ministerio de Obras Públicas en Madrid (MOP). Ahí prestó sus servicios como especialista, creando la sección de Fotogeología (Fig. 3). Formó parte importante del equipo que desarrolló el Plan General de Carreteras de España y participó en los Estudios Previos de Terrenos (Martín Contreras et al 2000) de casi todas las grandes carreteras nacionales y autopistas que se desarrollaron

durante todos esos años en España. En los archivos del Ministerio de Fomento aparece como autora/supervisora, junto a los ingenieros Antonio Alcaide Pérez y José Antonio Hinojosa Cabrera, de más de 50 proyectos, entre los que destacan los de las Autopistas del Mediterráneo, del Cantábrico, Madrid-Zaragoza, Madrid- Burgos y el plan de Pirineos. Sin embargo, nunca logró ser funcionaria, pues en aquella época, y hasta bien entrados los años 1980, los geólogos no podían optar a puestos de funcionarios como titulados superiores en puestos técnicos, pues éstos estaban reservados a los distintos cuerpos de ingenieros.

Durante su estancia en el MOP, siempre compaginó sus tareas profesionales con labores formativas, organizando cursos intensivos de fotogeología tanto para los miembros del Ministerio como en la Facultad de Geológicas de Madrid y Granada.

A lo largo de su carrera asistió a numerosos simposiums y congresos y es autora de un buen número de publicaciones (v.gr.Bonet, 1973).

Cuando se jubiló, a los 68 años de edad, continuó llevando una vida muy activa, tanto socialmente, como culturalmente, pues era una impertérrita viajera, y una gran deportista. Concepción Bonet Muñoz falleció en San Lorenzo del Escorial el 4 de septiembre de 2014, a los 98 años.

Consideraciones finales

Concepción Bonet Muñoz fue la primera mujer española, de la que tenemos noticia que desarrolló la geología como profesión, no sólo en el ámbito universitario y/ o docente, sino también como geóloga profesional en distintos organismos estatales (Junta de Energía Nuclear y Dirección General de Carreteras) al máximo nivel que le era permitido a un Licenciado/Doctor en Ciencias en su época.

Esta excelente trayectoria profesional la ha hecho merecedora de la distinción de Colegiada Honorífica a título póstumo por el Ilustre Colegio Oficial de Geólogos en el año 2019 (<https://cgeologos.es/noticia/m-concepcion-bonet-geologa-honorifica-a-titulo-postumo>).

Agradecimientos

A Paloma Cabrera Bonet, recientemente fallecida, y a Concepción López de



Fig. 3.-. Concepción Bonet durante su estancia en Heerlen (Holanda) en el año 1954
Fig. 3.- Concepción Bonet during his stay in Heerlen (Netherlands) in 1954.

Azcona, por aportar sus vivencias sobre aspectos personales de Concepción Bonet, así como a Ana Ruíz Constán y a Rosa María Mateo por la revisión del artículo.

Referencias

- Bonet, C. (1951). Estudio microscópico del carbón y métodos que se utilizan. *Estudios Geológicos*, 13: 177 – 187
- Bonet, C. (1952). Correlación de cuencas hulleras mediante el estudio de megasporas, *Estudios Geológicos*. 16.
- Bonet, C. (1953). Microfósiles vegetales y aplicación de su estudio a la Estratigrafía. *Estudios Geológicos*, 20 :525 – 541.
- Bonet, C. (1954). Los métodos de estudio de las megasporas y componentes del carbón. *Estudios Geológicos*, 23 – 24: 391-396 Madrid, dic. 1954
- Bonet, C. (1955). Correlación de las cuencas carboníferas españolas mediante el estudio de las megasporas. *Tesis doctoral*. Universidad Central de Madrid. Inédita.
- Bonet, C. (1973). Aplicaciones de los sensores remotos al estudio de la geología terrestre. "Materiales" MOP, Dirección General de Carreteras, 5: 4-29
- Bonet, C. y Dijkstra, S. J. (1956). Megasporas carboníferas de la Camocha (Gijón). *Estudios Geológicos* 31-32 (XII) 245- 266 Madrid : C.S.I.C.



Fig. 4.- Concepción Bonet utilizando el estereoscopio en el laboratorio del MOP, a mediados de la década de los '60, en segundo plano, el geólogo Santiago Leguey

Fig. 4.- Concepción Bonet using the stereoscope in the MOP laboratory, in the mid-1960s, in the background, the geologist Santiago Leguey.

- Comisión "Mujer y Geología", Sociedad Geológica de España. 2012. En agradecimiento a nuestras pioneras. *Geotemas*, 13, 2012
- Martín Contreras, J., Parrilla Alcaide, A. y Santamaría Arias, J. 2000. Estudios Previos de Terrenos de la Dirección General de Carreteras. *Symposium sobre Geotecnia de las Infraestructuras del Transporte*. Bar-

- celona. Septiembre 2000. Actas: 139-150.
- Meléndez, B. (1955). Informe sobre la Tesis Doctoral "Correlación de las Cuencas Carboníferas mediante el estudio de las Megaesporas". Inédito 3 p.
- Wagner, R.H. (2011). Jacinto Talens García (1923-2010): una semblanza. *Boletín Real Sociedad Española Historia Natural* (Actas) 108: 23-25.

Un mapa geológico inédito de Ceuta de Máximo Laguna y Luis Satorras (1861)

An unpublished geological map of Ceuta by Máximo Laguna and Luis Satorras (1861)

Ester Boixereu Vila¹ y Alejandro Robador Moreno²

¹ Área de Investigación en Recursos Minerales. IGME. Ríos Rosas, 23 28003 MADRID e.boixereu@igme.es

² Área de Geología, Geomorfología y Cartografía Geológica. IGME. Calera s/n Tres Cantos 28007 MADRID a.robador@igme.es

RESUMEN

En la biblioteca del Ministerio de Defensa se conserva un ejemplar de un mapa manuscrito titulado "Croquis geológico de Montes de Sierra Bullones a escala 1:20.000", firmado por los ingenieros de montes Máximo Laguna y Luis Satorras, en 1861 y que había permanecido hasta ahora inédito para la historiografía geológica. Los autores fueron dos ingenieros de montes españoles que se habían desplazado a Ceuta en Julio de 1860 para reconocer el territorio recién anexionado a España tras la Guerra de África (1859-1860). Los resultados fueron presentados en una memoria y también se levantaron un mapa geológico y uno de rodajes. Años después, en 1877, la memoria fue publicada, sin incluir el mapa geológico. En el mapa se diferencian cuatro unidades litológicas distintas y en ella se traza, con notable acierto, los principales rasgos geológicos del territorio. Este trabajo pretende dar a conocer a la comunidad científica esta cartografía geológica inédita, que se adelanta en 56 años a la de Dupuy de Lôme y Milans del Bosch de 1917, que hasta ahora se consideraba la primera cartografía geológica de Ceuta.

Palabras clave: Ceuta, cordillera del Rif, Historia de la geología, Mapa geológico, Máximo Laguna.

ABSTRACT

The library of the Ministry of Defense keeps of a handwritten map entitled "Geological sketch of Montes de Sierra Bullones at scale 1:20,000", signed by the forestry engineers Máximo Laguna and Luis Satorras, in 1861. This map had remained unpublished until now, and therefore hidden for geological historiography. The authors were two Spanish forest engineers who had traveled to Ceuta in July 1860 to recognize the territory recently annexed to Spain after the African War (1859-1860). The results were presented in a report and a geological map and a vegetation map were also created. Years later, in 1877, the memory was published, without including the geological map. Four different lithological units are distinguished on the map, and the main geological features of the territory are traced with remarkable success. This work aims to present to the scientific community this unpublished geological map, which is 56 years ahead of that of Dupuy de Lôme and Javier Milans del Bosch in 1917, which until now was considered the first geological map of Ceuta.

Key-words: Ceuta, Rif range, History of geology, Geological map, Máximo Laguna.

Geogaceta, 69 (2021), 71-74
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 01/07/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción

La Historia de la Cartografía Geológica está limitada al estudio a los documentos que han llegado hasta nuestros días. Lamentablemente, no todos los mapas geológicos que se han levantado han sobrevivido, pues hay que tener en cuenta que éstos se dibujan sobre soportes frágiles. De todas formas, los mapas nos aportan una valiosa información sobre el pensamiento geológico de la época y el autor. Es por esto que el hallazgo de un mapa antiguo siempre es una buena noticia.

Gracias al tratado de Wad-Ras (Tetuán, 26 de abril de 1860), que puso fin a la Guerra de África (1859-1860), España consiguió ampliar y consolidar sus dominios en Ceuta hacia el oeste, al incluir las estribaciones de la sierra de Bullones. Con el fin de evaluar el aprovechamiento

económico de estos nuevos territorios, el Gobierno comisionó a especialistas para que reconocieran el terreno. Así, se dispuso que dos Ingenieros de Montes formaran las Memorias de Reconocimiento de los montes de Ceuta. Máximo Laguna fue el encargado del estudio, acompañado por el ingeniero subalterno Luis Satorras. Los ingenieros realizaron un informe con sus observaciones, que incluían una descripción geológica de los terrenos, y levantaron un mapa geológico y otro forestal. Una copia manuscrita del mapa geológico, a escala 1:20.000 se conserva en el Archivo Histórico del Ejército. Gracias a la reciente digitalización y a la campaña de difusión de sus fondos que ha realizado la Biblioteca Virtual del Ministerio de Defensa, ha sido posible localizar este mapa, que hasta ahora había pasado desapercibido para la historiografía geológica. Con este trabajo pretendemos di-

fundir y analizar esta cartografía geológica, para que, a partir de ahora sea tenida en cuenta en el análisis del desarrollo histórico de la cartografía geológica.

Situación geográfica y geológica

La ciudad autónoma de Ceuta está situada en la costa norte de África, en el extremo de la cordillera del Rif, frente al Estrecho de Gibraltar. Ocupa una superficie de 19,3 km². Al este, se encuentra la península de Almina, dominada por el Monte Hacho de 195 m de altura. La parte central es un estrecho y alargado istmo. Las tierras continentales del oeste, el Campo Exterior, son las estribaciones de la Sierra Bullones.

Desde el punto de vista geológico, el territorio de Ceuta presenta una geología singular que corresponde a una de las secuencias tectónicas continuas

más completas de la cordillera, como se describe en el mapa geológico a escala 1:25.000 de la serie MAGNA del IGME (Pineda *et al.*, 2013)

Su superficie se encuentra, casi por completo, dentro del Dominio de Alborán que, de forma general, coincide con las Zonas Internas Bético-Rifeñas. El Dominio de Alborán (Balanyá y García-Dueñas, 1987) está formado mayoritariamente por la parte interna del Arco de Gibraltar, que incluye las sierras béticas y rifeñas con materiales metamórficos y el basamento del Mar de Alborán, y constituye un dominio cortical autóctono que cabalgó durante el Mioceno sobre los Dominios Sudibérico (o Zonas Externas de las Cordilleras Béticas) y Magrebí (o Zonas Externas del Rif), correspondientes a los paleomárgenes mesozoico-cenozoicos de las Placas Ibérica y Africana, respectivamente. Estructuralmente, entre el Dominio de Alborán y los Dominios Sudibérico y Magrebí se encuentran las Unidades del Surco de Flyschs y las Unidades Predorsales.

El territorio ceutí ofrece una sección completa, aunque muy adelgazada, de la parte superior del Dominio de Alborán. En la península de Monte Hacho afloran las unidades alpujárrides inferiores (granitoides y gneises migmatíticos de la Unidad de Monte Hacho, equivalente a la de U. de Sierra Blanca en la Serranía de Ronda) que probablemente corresponde a parte del basamento del Mar de Alborán, tal como lo corroboran varias campañas oceanográficas que han encontrado rocas similares a las de Monte Hacho a unos 100 km al NE de Ceuta. Hay que destacar que el Monte Hacho es la única zona, de todo el Rif, donde afloran estas unidades.

En el extremo oeste del Monte Hacho, junto al istmo de Ceuta, se encuentran otras unidades alpujárrides: una lámina peridotítica aflorante en la cala del Sarchal; y sobre ella la Unidad de Jubrique, que está constituida por gneises granatíferos (kinzigitas) y migmatíticos. Todas estas unidades, originalmente cabalgantes, están en contacto mediante zonas de cizalla de carácter extensional.

La parte continental del territorio está constituida por una gran sinforma (el sinclinal de Fnideq) constituido en su parte central por una serie maláguide/ghomáride, con términos de edades comprendidas entre el Ordovícico y el Permotriás. Las unidades cartografiadas son: filitas y conglomerados deformados

ordovícico - silúricos, calizas y pizarras devónicas y pizarras grauvacas, liditas y conglomerados permotriásicos. En su núcleo afloran sedimentos de edad Eoceno a Mioceno inferior compuestos por areniscas, limolitas, margas, calizas y conglomerados de las Formaciones de Alozaina y la Viñuela.

Esta serie maláguide se apoya tectónicamente sobre unidades alpujárrides en los flancos del sinclinal: la ya mencionada Unidad de Jubrique al este, y las Unidades de Federico al oeste. Estas últimas están constituidas por series de filitas y esquistos de edad paleozoica a triásica.

En el extremo occidental afloran materiales de la Predorsal. Se trata de una serie flyshoide oligocena que se encuentra en contacto, mediante una falla de salto en dirección, con la Unidad alpujárride de Beni Mesala.

Los depósitos cuaternarios son muy escasos, si bien en la costa norte hay importantes depósitos fluviales.

Croquis geológico de Montes de Sierra Bullones

El mapa se titula "Montes de Sierra-Bullones pertenecientes a España, croquis geológico, escala 1:20.000". Está fechado y firmado en Madrid, el 27 de abril de 1861 y se indica que es copia del plano levantado por el Cuerpo de Inge-

nieros de Montes y firmado por D. Máximo Laguna y Luis Satorras (Fig.1).

El mapa es un manuscrito montado sobre papel vegetal, tiene un tamaño de 369 x 570 mm, y la hoja tiene un tamaño de 543 x 793 mm. Está dibujado a pluma en tintas negra, azul y roja y coloreado a la aguada en azul, verde, rosa, ocre y amarillo claro. Está orientado al norte, aunque no incluye ningún símbolo que indique su orientación y tampoco presenta coordenadas geográficas.

Los caminos, fortificaciones y el perímetro fortificado de la ciudad están indicados con una línea roja continua. La red hidrográfica viene simbolizada por líneas azules. El relieve no está representado.

En la parte inferior derecha se encuentra la leyenda geológica en la que se distinguen cuatro unidades geológicas, representadas en cajetines independientes, con indicación de la litología a la izquierda, y su edad a la derecha. Están ordenados de forma cronológica descendente. En ellas se ha distinguido: (A): Serpentina, en color verde oscuro; (B): Gneis-Micaesquisto, en color rosa; (C): Conglomerado rojo-Areniscas, en color ocre, Terrenos devonianos y (D): Pizarras arcillosas -Areniscas- Calizas, Terrenos silurianos, en color amarillo claro.

La zona cartografiada representa el territorio español de Ceuta, con los límites de 1860, y que coinciden con los actuales.

Según el mapa, el monte Hacho está



Fig. 1.- Mapa geológico de Sierra Bullones (Ceuta). La escala original es 1: 20.000. Tamaño del mapa: 369 x 570 mm en una hoja de 543 x 793 mm. Está firmado por Máximo Laguna y Luis Satorras el 27 de abril de 1861.

Fig. 1.- Geological map of Sierra Bullones (Ceuta). The original scale is 1: 20,000. Map size: 369 x 570 mm on a 543 x 793 mm sheet. It is signed by Máximo Laguna and Luis Satorras on April 27, 1861.

formado por completo por gneises y micaesquistos. Las serpentinas, afloran en una estrecha franja, al suroeste del monte Hacho, en el extremo Este del istmo, en el contacto entre los gneises y los terrenos silurianos. Tanto el istmo, como el resto del territorio están ocupados por los materiales silúricos (pizarras arcillosas, areniscas y calizas), a excepción de tres afloramientos de materiales devónicos (conglomerado rojo-areniscas). Los distintos contactos entre terrenos están señalados con una línea de puntos, a excepción del contacto serpentinas/ gneises que es una línea continua. No hay indicaciones de buzamiento de las capas.

Los trabajos de campo se desarrollaron durante el mes de julio de 1860. Máximo Laguna y Luis Satorras presentaron una memoria con sus trabajos al Ministerio de Fomento el 10 de febrero de 1861 acompañada, al menos por dos mapas, uno, el mapa geológico que nos ocupa, y el otro, un mapa forestal, de rodiales, a escala 1: 10.000. Años después, en 1877, la memoria fue publicada pero no así los mapas.

La memoria (Laguna y Sartorras, 1877) está dividida en tres partes. En la primera se describe la orografía del territorio estudiado, hidrografía, hidrogeología, geología, edafología, vegetación, fauna y climatología. La segunda parte, titulada "Determinación de existencias", es una descripción del mapa forestal (rodiales). Por último, la tercera parte expone el proyecto del aprovechamiento de los montes.

En primer lugar, en la memoria se indican las coordenadas geográficas del territorio, que no están referenciadas en el mapa. Respecto a la descripción geológica, para los autores, el monte Hacho está formado por gneises, que corresponden a antiguos esquistos cristalinos. También distinguen los afloramientos de serpentina, que consideran relacionados a los gneises. Para ellos, el resto de afloramientos corresponden a materiales paleozoicos, entre los que predominan pizarras arcillosas silúricas y algunos niveles de areniscas y calizas de la misma edad. Distinguen otra formación de conglomerados cuarzosos rojos que atribuyen al devónico. Al no observar fósiles, confiesan haber asignado la edad por comparación con las descripciones de las series inglesas de Sedgwick y Murchinson. Han representado el Devónico tan solo dónde encontraban afloramientos extensos de conglomerado rojo.

En la descripción edafológica, señalan en primer lugar que, el suelo del monte Hacho, dónde aflora el gneis, es pobre, incluyendo un acertado apunte: "el gneis suele ser tan ingrato y estéril para el agricultor como rico para el minero". En el Campo de Ceuta domina un suelo arcilloso y fuerte, allí el buzamiento de las capas hacia el mar facilita el drenaje, por lo que consideran que esos terrenos son adecuados al cultivo. La mayor parte del terreno recién anexionado es arcilloso y está cubierto de bosques vírgenes y matorrales espesos cuyas raíces han desagregado las pizarras. El suelo es aquí tipo "negrilla", principalmente en el sector occidental. En la zona central el suelo es una tierra albariza que procede de la descomposición de las pizarras, de color rojizo claro.

El objetivo del reconocimiento geológico del terreno era demostrar la relación de la litología con la vegetación arbórea (fitostática). Así, se describe que el límite del alcornocal es el que separa las pizarras de las calizas, "no hallándose sobre éstas ni un solo árbol de aquella especie", viendo aquí la práctica de en comprobación de la teoría, que considera que los suelos calizos no son favorables para el alcornoque".

Los autores

Máximo Laguna y Villanueva (1826-1902)



Fig. 2.- Retrato de Máximo Laguna y Villanueva.

Fig. 2.- Portrait of Máximo Laguna y Villanueva.

Máximo Laguna y Villanueva (Santa Cruz de Mudela, Ciudad Real, 1826-1902), (fig. 2), fue un ingeniero de montes y botánico español. Ingresó en la Escuela de Montes en 1847, formando parte de la primera promoción de alumnos (1852). Durante los dos años siguientes disfrutó de una pensión para ampliar sus estudios en Alemania, en la prestigiosa escuela de Tharand. En el año 1860, recién finalizada la guerra de África, Laguna fue comisionado por el Ministerio de Fomento para que reconociera el terreno y así valorar y planificar su posible aprovechamiento agrario y forestal. Levantó cartografías y escribió la memoria que nos ocupa. En 1862 publicó otra memoria de reconocimiento de la sierra de Guadarrama, ambas memorias constituyen dos textos clásicos de la literatura forestal española. Desde 1862 fue profesor en la Escuela, de la que fue director. En 1864 realizó un segundo viaje de estudios por Austria y Rusia, que dio a conocer en su "*Excursión Forestal por los imperios de Austria y Rusia*". En 1867 fue nombrado Jefe de la Comisión de la Flora Forestal Española. Era miembro de la Real Academia de Ciencias, Exactas, Físicas y Naturales, de la que fue vicesecretario y presidente de la Sección de Ciencias Naturales. También fue presidente de la Sociedad Española de Historia Natural. Ver su biografía en González Escrib y Fernández Ruiz (1997).

Luis Satorras y Vilanova (1835- 1902)

El segundo autor había nacido en Tarragona y era también ingeniero de Montes de la promoción de 1857. En el momento de la realización del trabajo de Ceuta, era un ingeniero subalterno. No obstante, después de la redacción de esta memoria, no escribió ningún otro artículo y se dedicó por completo a la administración forestal. Desempeñó distintos cargos en la administración, entre los que destaca su intervención en la clasificación de los montes públicos. Fue Vocal de la Junta facultativa de Montes hasta que se jubiló en 1901. Falleció en La Selva del Camp (Tarragona), tan solo un mes después que su compañero, Máximo Laguna (Necrología, 1902).

Contextualización de la cartografía

La geología general de esta región norteafricana había sido descrita por el

geólogo francés Herni Coquand en 1847, aunque este autor no dejó ninguna cartografía.

Entre los antecedentes metodológicos habría que reconocer la influencia del botánico sajón Moritz Willkomm (1821-1895), quien en 1852 levantó un mapa geológico de la península ibérica a escala 1:2.300.000 para establecer las regiones geobotánicas del territorio (Boixereu, 2016). Sin duda, Laguna y Satorras son sus primeros herederos.

En la realización de este trabajo, los autores siguieron las normas metodológicas que recomendaba la Escuela de Montes. Así, una "instrucción especial" de 1853 establecía los criterios a aplicar en las memorias de reconocimientos, que desde un punto de vista cartográfico debían contener a) un croquis general, b) un croquis geológico, c) un croquis del suelo de cada monte, distinguiendo únicamente la especie, y empleando las tintas y signos convencionales indicados en un anexo de la "instrucción" (Muro y Casals, 2011).

Es por este motivo que consideramos posible que se hubieran levantado otras cartografías geológicas como apoyo de las forestales y que, por distintas razones no han llegado a nuestros días. Quizás se han extraviado, o bien se han destruido.

De todas formas, con el trabajo de Laguna y Satorras, queda patente la contribución de los ingenieros de montes al conocimiento geológico de nuestro país. Aunque el objetivo principal de su trabajo era la ordenación territorial de los montes, con nuestro estudio se pone de manifiesto la importancia que para ellos tenía el conocimiento geológico del territorio y su expresión cartográfica.

En el momento en que se realizó esta cartografía, el responsable de las cartografías temáticas del Estado español era el ingeniero de montes Agustín Pascual (1818-1884), que dirigía las cartografías geológicas, hidrológicas, forestales e itinerarias desde la Junta general de Estadística (Rábano, 2015). Pascual había sido profesor de Máximo Laguna.

Conclusiones

El mapa geológico de Sierra Bullones fue realizado en 1861, aunque los trabajos de reconocimiento de campo tuvieron lugar durante el mes de julio de 1860. Es la única cartografía geológica que realizaron los autores, si bien Máximo Laguna siempre estuvo interesado en la geología por su importancia en la distribución de la flora, no en vano se le considera el padre de la geobotánica española.

En la historia de la geología española se ha obviado la contribución de escuelas distintas de la minera, como son, en este caso, los ingenieros de montes, cuyo interés por la geología y los reconocimientos geológicos son patentes.

El mapa no fue nunca publicado y no se ha encontrado ninguna referencia a la existencia de este mapa geológico, como tampoco se ha reconocido la importancia de la descripción geológica de la memoria publicada.

Agradecimientos

Damos las gracias a los revisores, Isabel Rábano y Octavio Puche, por su contribución a la mejora del manuscrito original.

Referencias

- Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1987). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 304, Série II, 929-932.
- Boixereu Vila, E. (2016). *Evolución histórica de la cartografía geológica en España: desde sus orígenes hasta los mapas de Verneuil y Collomb (1864) y Maestre (1864)*. Tesis Doctoral Univ. Politécnica de Madrid. 487 p.
- Coquand, H. (1847). *Bulletin. Soceté. Géologique de France*, 4, 1188-1249.
- Dupuy de Lôme, E. y Milans Del Bosch, J. (1917). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, XVIII, 27-158.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. (1992). *Geo-Marine Letters*, 12, 88-95.
- González Escrib, J.L. y Fernández Ruiz, B. (1997). *Máximo Laguna y Villanueva (1826- 1902): Un manchego autor de la Flora Forestal Española*. Instituto de Estudios Manchegos. Ciudad Real, 120 p.
- Muro Morales, J.J. y Casals Costa, V. (2011). En: *Técnica e ingeniería en España* (M. Silva, Ed.) Real Academia de Ingeniería, Institución Fernando el Católico y Pressas Universitarias de Zaragoza, Zaragoza, 121-170.
- Necrología (1902). Necrología, Luis Satorras y Vilanova. *Revista de Montes*. 602, 101-104.
- Pineda Velasco, A., Sánchez Gómez, M., Salazar Rincón, A. y Camarero Benito, Y. (2013) *Mapa geológico de España hoja nº1110-III (Ceuta). E. 1:25.000 y memoria*. IGME Madrid. 88 p.
- Rábano, I. (2015). *Los cimientos de la geología: la comisión del mapa geológico de España (1849-1910)*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 329 pp.

Uso de mercurio para el beneficio de yacimientos secundarios de oro en época romana. ¿Realidad o ficción?

Mercury alloy for secondary gold ores extraction in Roman times. Fact or fiction?

Javier Fernández-Lozano¹, Antonio Nsue Nnandong², Sofía Rivera², José María Esbri², Rosa M. Carrasco³, Javier Pedraza⁴, Antonio Bernardo-Sánchez⁵ y Pablo Higuera²

¹ Área de Prospección e Investigación Minera. Dpto. Ingeniería Minera, Topografía y Estructuras. ESTI de Minas. Universidad de León. Campus de Vegazana s/n, 24071, León. jferl@unileon.es

² Instituto de Geología Aplicada, Universidad de Castilla-La Mancha, 13400 Almadén (Ciudad Real) pablo.higuera@uclm.es, josemaria.esbri@uclm.es

³ Dpto. Ingeniería Geológica y Minera. Facultad de Ciencias Ambientales y Bioquímica. Universidad de Castilla-La Mancha. Avda. Carlos III s/n, 45071, Toledo. rosa.carrasco@uclm.es

⁴ Dpto. Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. C/ José Antonio Nováis 12, 28040, Madrid. javierp@geo.ucm.es

⁵ Área de Explotación Minera. Dpto. Ingeniería Minera, Topografía y Estructuras. ESTI de Minas. Universidad de León. Campus de Vegazana s/n, 24071, León. antonio.bernardo@unileon.es

RESUMEN

Una de las mayores controversias que suscita el estudio geoarqueológico de la minería aurífera romana se refiere al empleo de la amalgama con mercurio (Hg) para la concentración de oro en yacimientos tipo placer, donde éste aparece libre, en forma de pequeñas partículas o pepitas que se acumulan en el sedimento aurífero. A pesar de que el uso y propiedades del mercurio fueron conocidas en época romana, son escasos los trabajos realizados que permiten establecer las condiciones en las que su empleo estaba justificado en la recuperación y beneficio del oro procedente de yacimientos secundarios. En este artículo se ha realizado un estudio geoquímico de suelos para establecer su empleabilidad en la recuperación de oro en este tipo de explotaciones. Para ello, se ha analizado la concentración de Hg en los tramos de canal de lavado (agogae), donde se realizaría la extracción de oro. Los resultados indican que las anomalías observadas están ligadas al acopio y su posterior uso, ya que se concentran en los tramos inferiores de los canales. Esto confirma el empleo de mercurio para el beneficio aurífero en yacimientos de tipo placer, arrojando luz sobre los métodos metalúrgicos empleados en época romana.

Palabras clave: Minería aurífera romana; mercurio; Distrito aurífero del Eria; yacimientos placer; prospección geoquímica.

ABSTRACT

One of the major controversies in the geo-archaeological study of Roman gold mining concerns the use of mercury (Hg) amalgamation for gold concentration in placer-type deposits, where appears as native gold, in the form of small particles or nuggets that accumulate in the sediment. Despite the use and properties of Hg were known in Roman times, few studies have been focused on the conditions under which its use was justified in the recovery of gold from placer deposits. In this article a soil geochemical study has been conducted to confirm its use in the gold recovery process within this type of exploitations. To this end, the concentration of Hg was analyzed in sections of the washing channel (agogae), where the gold was extracted. The results indicate that Hg anomalies are associated with the collection and subsequent use of mercury, since they are concentrated in the lower sectors of the mine. This suggests the use of Hg for gold mining recovery in placer ore deposits, shedding light into the metallurgical methods used in Roman times.

Key-words: Roman gold mining; mercury; Eria gold district; placer ores; geochemical exploration

Geogaceta, 69 (2021), 75-78
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 31/03/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción

El yacimiento aurífero de Las Medulas (León), declarado Patrimonio de la Humanidad en 1997 por la UNESCO, es un referente mundial de la minería romana para la obtención de oro, mediante el empleo de métodos de alto rendimiento, que requerían de una ingeniería hidráulica revolucionaria para la época (Lewis y Jones, 1970; Sánchez-Palencia *et al.*, 1990; Domergue y Héral, 1999; Sánchez-Palencia *et al.*, 2000). Se trataba de un método que utilizaba la fuerza hidráulica para el arranque del todo uno, pero también para el beneficio del oro contenido; el método, que consistía en la remoción de grandes volúmenes de

material sedimentario de elevado espesor (>30 m), recibe el nombre de *Ruina Montium* (ver Domergue, 1986 entre otros). Su aplicación es posible porque las rocas que contienen el oro son rocas detríticas, que en concreto corresponden a las formaciones geológicas miocenas Santalla y Médulas (Heredia *et al.*, 2015). Sin embargo, existe otra tipología de yacimientos en materiales similares que alcanzan grandes extensiones y se caracterizan por presentar unas potencias menores de material sedimentario (5-15 m). En estos casos, los trabajos de lavado del oro se concentran en la zona inferior de la explotación, donde se ha focalizado el estudio geoquímico de mercurio.

El objetivo del presente trabajo ha sido localizar mediante geoquímica de suelos indicios de la presencia de mercurio, que permitan establecer si este fue usado en el sistema de recuperación de oro en placeres de escaso espesor.

Método de explotación romana

El conjunto de explotaciones mineras de Castrocontrigo (SO de la provincia de León, Figura 1A), conocidas localmente como Las Murias-Los Tallares, representan un laboratorio natural para el estudio de las técnicas de explotación aurífera en época romana, gracias a su buen estado de conservación. Dentro de este entramado minero se sitúan las minas del Vallico

La Escoba, estudiadas en este trabajo.

Estas explotaciones se sitúan sobre un depósito de raña (Plio-Cuaternario) que se extienden a lo largo de más de 5 km sobre la ribera del río Eria, compuesto por niveles de conglomerados rojizos que no superan los 5-10 m de espesor.

En este tipo de yacimientos secundarios, los métodos de extracción están basados en obtener el máximo rendimiento en toda su extensión, a través de la construcción de un entramado hidráulico consistente en estanques y canales para el acopio y distribución del agua que era dirigida hacia las explotaciones. Una vez el agua llegaba a la mina, el trabajo extractivo se centraba en la apertura de surcos convergentes, dando lugar a formas en peine sobre el relieve (Figura 1B).

El beneficio de los placeres auríferos se llevó a cabo mediante la aplicación del método denominado como "arrugia" romana, es decir, la separación del oro de forma mecánica mediante el lavado del sedimento. Clasificando el material en función de su tamaño y desechando la parte más gruesa (bloques y cantos) para formar estructuras lineales de estériles, conocidos en la provincia como "murias". En la parte final de la explotación se situaban los lavaderos o zonas de evacuación, aprovechando la separación por gravedad en el flujo de agua.

En estos tramos se ubicaban los canales de lavado o "agogae" (Figura 2), dispuestos como una serie de tabloncillos donde se realizaría, de acuerdo con la descripción de Plinio el Viejo en su *Historia Naturalis*, la extracción de partículas de oro mediante el uso de plantas de brezo o urz (*Ericaceae*): las "palagae" o "palacurnae", también denominado *balux*, cuando el tamaño de las partículas era pequeño.

A pesar de existir numerosas referencias al proceso de extracción del oro en estos canales "agogae", son especialmente difusas las que aluden al posible proceso de recuperación del metal mediante el empleo de *hidrargiro* o mercurio.

Metodología

Para realizar la geoquímica de suelos se diseñó una malla de muestreo regular de 42 muestras distribuidas en 4 perfiles perpendiculares a los canales, de 300 m de longitud y con 10 muestras por perfil, así como dos muestras de fondo tomadas en los extremos de la explotación

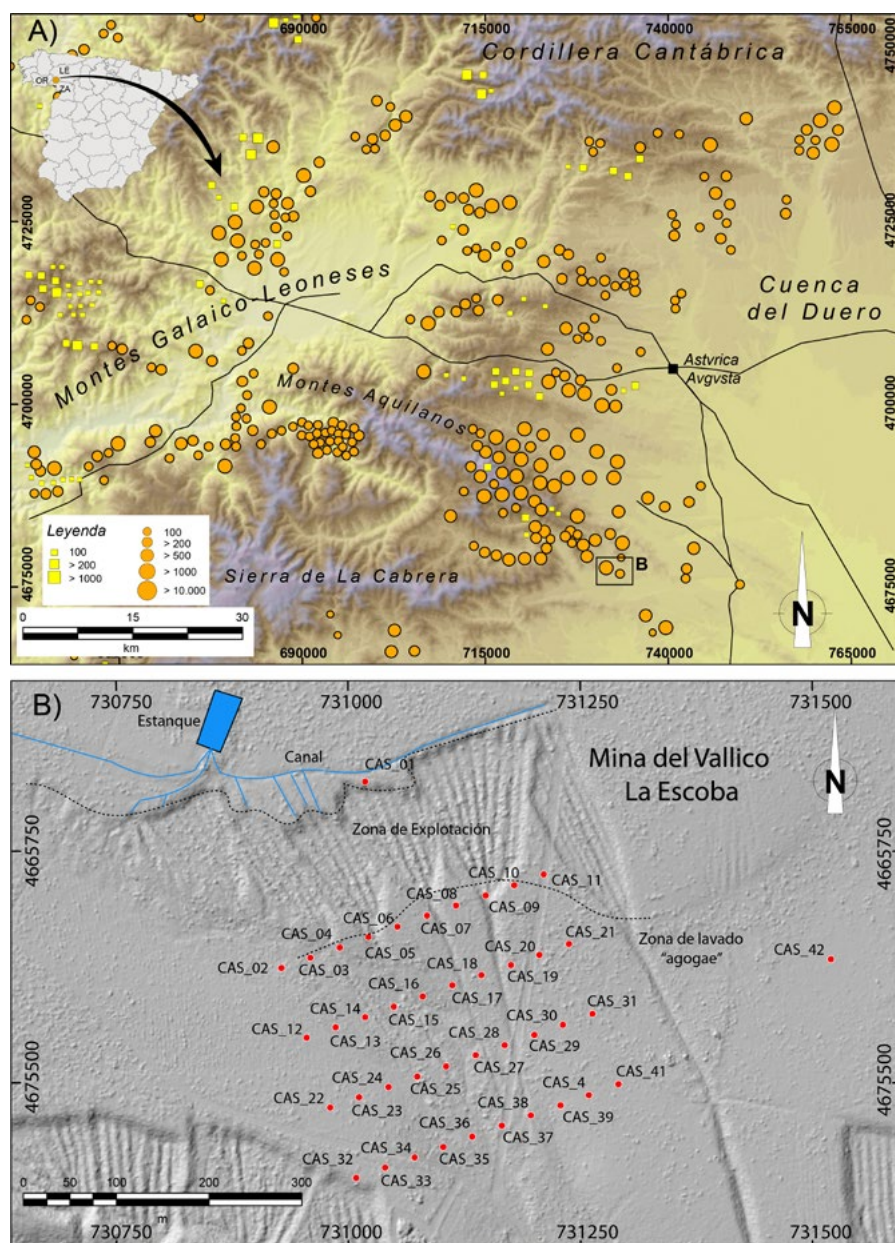


Fig. 1.- A) Mapa con las principales explotaciones auríferas (primario y secundario) de época romana en el noroeste de Iberia. Datos de oro en volumen ($m^3 \times 1.000$). B) Zona de estudio y localización de las muestras para geoquímica de mercurio.

Fig. 1.- A) Map of the Roman gold mines in NW Iberia (primary and secondary). Data of gold volume ($m^3 \times 1.000$). B) Map of the study area and location of the Hg samples for geochemical analysis.

(CAS_01 y CAS_42).

El material se tomó a una profundidad entre 20-30 cm, recogiendo tres muestras contiguas por punto, por debajo de la vegetación y la capa superficial de suelo. Las muestras se secaron a temperatura ambiente, se separó por tamizado la fracción mayor de 2 mm, y se obtuvieron dos alícuotas representativas para determinaciones analíticas, una para parámetros edáficos (pH y conductividad) y otra para determinaciones de materia orgánica y análisis geoquímico multielemental. Los análisis químicos se realizaron mediante el uso de espectrometría de fluorescencia de rayos X con dispersión de energía y la cuan-

tificación de mercurio total y compuestos de mercurio mediante espectrometría de absorción atómica con efecto Zeeman.

Los datos geoquímicos se interpolaron en una malla de 1x1 m mediante el método de *kriging* (Cressie, 1990), y se realizó un suavizado de las curvas de isovalores, todo ello con ayuda de Arcgis 10.3® (Figura 3).

Resultados

El mapa de isoconcentraciones de mercurio (Figura 3) muestra valores mínimos de 46.9 $ng \cdot g^{-1}$ y máximos de 91.8 $ng \cdot g^{-1}$. Las anomalías observadas se distribuyen

en dos sectores del área estudiada. En su borde noroccidental y en el suroriental. Los valores máximos se sitúan en estos puntos, mientras que los mínimos se ubican en los extremos opuestos. La anomalía mayor ($91.8 \text{ ng}\cdot\text{g}^{-1}$), con morfología semicircular, se ubica en el inicio del tramo de canal de lavado del sector más oriental de la explotación, mientras que la otra ($66 \text{ ng}\cdot\text{g}^{-1}$) se localiza en la zona más oriental de la explotación, a unos 150 m por debajo del tramo desde el que arranca el canal de lavado. En este punto, la anomalía adquiere una forma ligeramente elíptica, con el eje máximo situado a lo largo del canal (Figura 3). Los análisis de especiación del mercurio contenido en el suelo indican que está en forma de un único compuesto: mercurio ligado a los ácidos húmicos del suelo.

Discusión

Los datos de mercurio registrados en el entorno de la explotación del Vallico La Escoba, con valores que varían entre 46.9 y $91.8 \text{ ng}\cdot\text{g}^{-1}$, se sitúan por encima de los datos regionales publicados en el Atlas Geoquímico de España para este sector de 10 km^2 (con valores que fluctúan entre 0.28 y $46.12 \text{ ng}\cdot\text{g}^{-1}$ Rupérez *et al.*, 2012). El dato de especiación sugiere el uso de mercurio líquido, probablemente obtenido de los yacimientos de cinabrio presentes más al norte (Luque *et al.*, 1989) y empleado para la recuperación de oro en época romana, que se volatilizó durante los 2 000 años transcurridos desde los trabajos mineros. Una parte minoritaria de este mercurio gaseoso en el suelo quedó ligado a la fracción orgánica.

Trabajos similares realizados en otros sectores mineros como las minas de Las Médulas por Sánchez-Palencia *et al.* (2014) muestran pequeñas anomalías de mercurio. Sin embargo, el entramado minero en esta zona, donde el método de laboreo consiste en la movilización de grandes volúmenes de material mediante la técnica de cortas de minado o *Ruina Montium*, presentan una mayor dispersión de las zonas de lavado, a tenor de la amplia extensión que adquieren los estériles mineros. Esto no ocurre en el valle del Eria, donde las minas en peine presentan una disposición concentrada y con dos sectores bien diferenciados: el de explotación y el de recuperación (*agogae*).

Algunos autores, sin embargo, han propuesto el empleo de aleaciones con otros elementos, como el plomo, durante

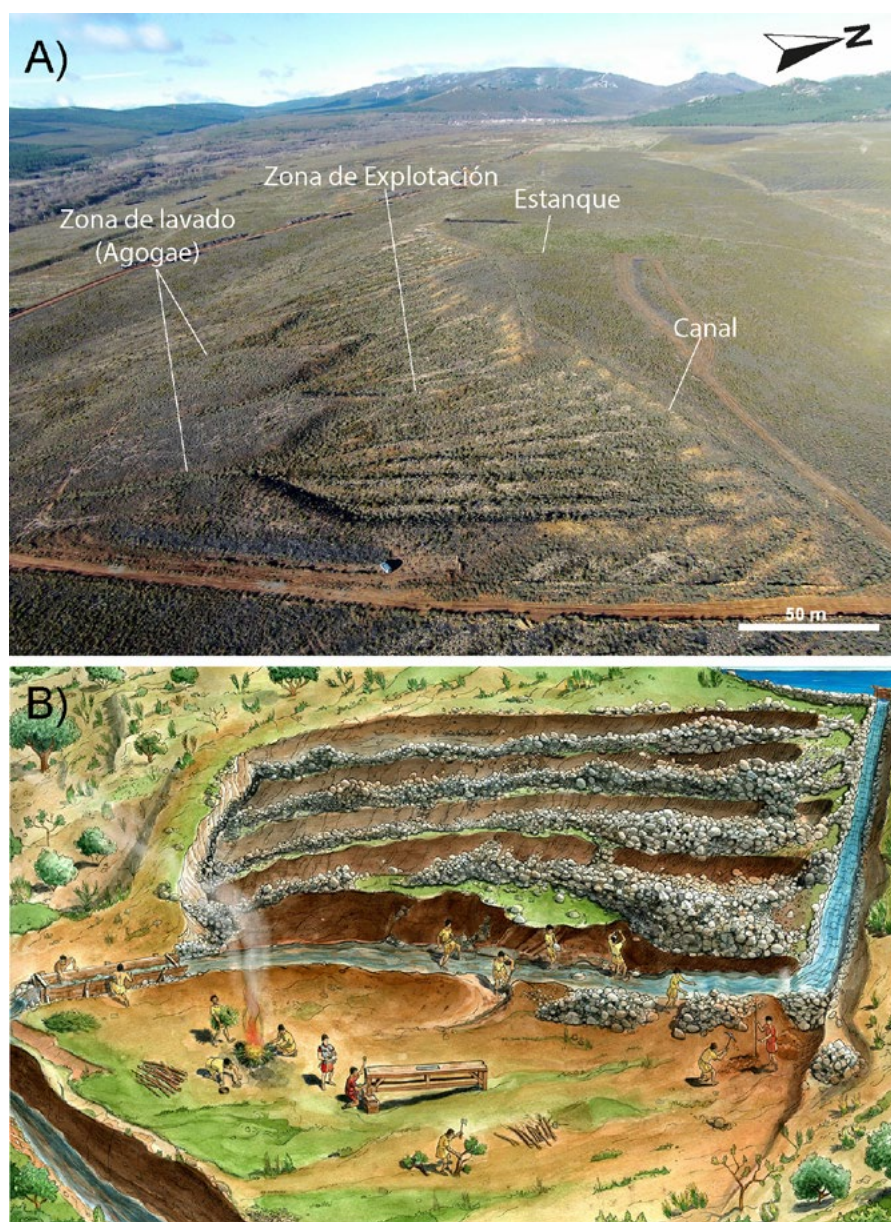


Fig. 2.- A) Vista aérea de las explotaciones mineras del Vallico La Escoba (Castrocontrigo). B) Representación de las labores mineras en peine de época romana. En la "agogae" se situaba una construcción compuesta por tablas de madera, que servían para el beneficio del oro libre. Tomado de Ruíz del Árbol *et al.* (2014).

*Fig. 2.- A) Aerial view of the Vallico La Escoba gold mines (Castrocontrigo). B) Cartoon depicting the comb-like mines. The agogae consist of a wooden infrastructure used for the extraction of gold by Ruíz del Árbol *et al.* (2014).*

las labores de recuperación del oro (Ramage *et al.*, 2000). La abundante presencia de plomo en turberas y sondeos de hielo en todo el mundo coincide con el momento de máxima expansión de la minería aurífera romana (Hillman *et al.*, 2017).

Los datos de plomo (Pb) en la zona sugieren la existencia de resultados ligeramente anómalos en el área de Castrocontrigo, mostrando un rango de $10.9 - 37.9 \text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$, algo superiores a los valores descritos en suelo superior por el Atlas Geoquímico ($16.6 - 22.3 \text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$). Sin embargo, las anomalías de mercurio observadas confirman su presencia. Estas

se encuentran muy localizadas: mientras que la anomalía mayor ($91.8 \text{ ng}\cdot\text{g}^{-1}$) ocupa una gran extensión y se sitúa en una zona amesetada (Figura 3), la anomalía más elíptica ($> 65 \text{ ng}\cdot\text{g}^{-1}$) recorre paralela parte de la estructura de un canal de lavado. En el primer caso, parece indicar que se trata de un área de almacenaje donde pudo ser acumulado el mercurio para su posterior uso en los canales de lavado.

Estas explotaciones, estudiadas en detalle desde los años 70 del siglo pasado mediante el uso de fotografía aérea y más recientemente LiDAR y drones (Sáe-

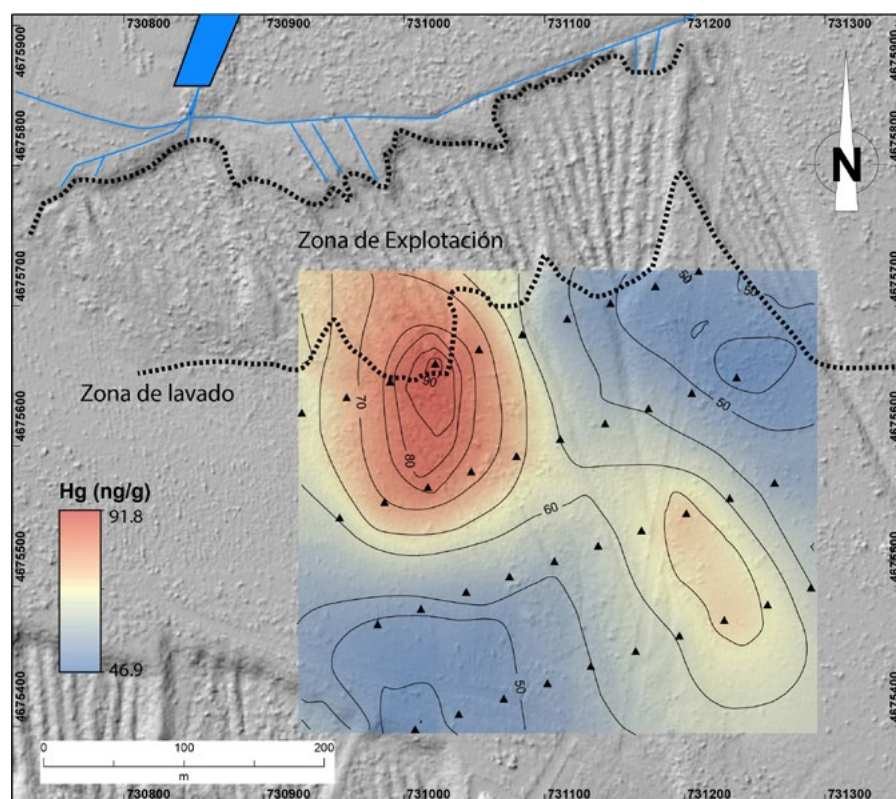


Fig. 3.- Mapa de concentración de mercurio indicando la presencia de dos anomalías importantes en el borde NO y SE de la zona de lavado.

Fig. 3.- Iso-concentration map of Hg showing the presence of two anomalies at the NW and SE borders of the washing canal.

nz y Vélez, 1974; Sánchez-Palencia 1980; Fernández-Posse y Sánchez-Palencia (1980); Fernández-Lozano *et al.*, 2015; 2018), aportan una valiosa información sobre el método de laboreo y recuperación del oro, ayudando a comprender mejor el proceso metalúrgico en época romana, hasta ahora controvertido.

En los sectores de lavado de la mina, las concentraciones de mercurio en el suelo son superiores a los niveles de fondo, sugiriendo que ha sido utilizado con el fin de facilitar la amalgama de las partículas de oro extraídas de los depósitos auríferos. Aunque el empleo de mercurio en un marco regional más amplio pudo estar más enfocado hacia la recuperación del oro procedente de depósitos primarios, donde el método de extracción consistía en la molturación del cuarzo aurífero y la recuperación mediante amalgama, los datos obtenidos en los yacimientos secundarios de Castrocontrigo indican que se podría haber usado el proceso de amalgama con mercurio y que éste debió ser más común de lo que hasta ahora se creía.

Conclusiones

La presencia de anomalías de mercurio

en las zonas de lavado de las explotaciones auríferas del Vallico La Escoba (Castrocontrigo) indican el uso del mismo para el proceso de recuperación de oro en yacimientos secundarios. Así, la amalgama pudo ser un proceso común tanto en estos como en los yacimientos primarios.

Agradecimientos

Este estudio ha sido parcialmente financiado por el Proyecto CGL2015-67644-R) Plan Nacional de I+D+i del Ministerio de Economía y Competitividad) y la Ayuda a Grupos de Investigación 2019-GRIN-27011 y 2020-GRIN-28992, del Vicerrectorado de Investigación de la UCLM. Los autores agradecen los comentarios y sugerencias del Editor y de los Dres. Gabriel Gutiérrez-Alonso y Patricio Martínez-Cedrún.

Referencias

- Cressie, N. (1990). *Math Geol.* 22, 239–252.
 Domergue, C. (1986). *MOM Éditions* 11(1), 109–119.
 Domergue, C. y Hérial, G. (1999). *Aquitania Supplément* (9), 93–116.

- Fernández-Lozano, J., Gutiérrez-Alonso, G. y Fernández-Morán, M.Á. (2015). *Journal of Archaeological Science* 53, 356–373.
 Fernández-Lozano, J., González-Díez, A., Gutiérrez-Alonso, G., Carrasco, R. M., Pedraza, J., García-Talegón, J., Remondo, J., Bonachea, J. y Morellón, M. (2018). *Minerals* 8(11), 518.
 Fernández-Posse, M.D. y Sánchez-Palencia, F.J. (1988). *La Corona y el Castro de Corporales II: campaña de 1983 y prospecciones en la Valderia y la Cabrera (León)*. Ministerio de Cultura, Dirección General de Bellas Artes y Archivos, Junta de Castilla y León, Consejería de Educación y Cultura, 153 p.
 Heredia, N., Fernández, L.P., Martín-González, F. y Bahamonde, J.R. (2015). *Geologica Acta: an international earth science journal* 13(1), 1–23.
 Hillman, A.L., Abbott, M.B., Valero-Garcés, B.L., Morellón, M., Barreiro-Lostres, F. y Bain, D.J. (2017). *The Holocene* 27(10), 1465–1474.
 Lewis, P.R. y Jones, G.D.B. (1970). *The Journal of Roman Studies* 60(1), 169–185.
 Luque, C., García-Iglesias, J. y García-Coque, P. (1989). *Trabajos de Geología* 18, 3–10.
 Ruíz del Árbol, M., Sánchez-Palencia, F.J., Sastre, I. y Orejas del Valle, A. (2014). *Water History* 6(1), 95–113.
 Rupérez, J.L., Ballester, A.B.L., García-Cortés, A. y Romero, S.M. (2012). *Atlas Geoquímico de España*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 592 p.
 Ramage, A., Craddock, P.T., y Cowell, M.R. (2000). *King Croesus' gold: excavations at Sardis and the history of gold refining*, Massachusetts, Cambridge, 272 p.
 Sáenz, C. y Vélez, J. (1974). *Contribución al estudio de la minería primitiva del oro en el Noroeste de España*. Ediciones Atlas, Madrid, 190 p.
 Sánchez-Palencia, F.J. (1980). *Noticiario Arqueológico Hispánico* 8, 214–289.
 Sánchez-Palencia, F.J., Fernández-Posse, M.D., Manzano, J.F., González, Y.Á. y González, L.L. (1990). *Archivo español de arqueología* 63(161), 249–264.
 Sánchez-Palencia Ramos, F.J. (2000). *Las Médulas (León): un paisaje cultural en la "Asturia Augustana"*. Instituto Leonés de Cultura, León, 350 p.
 Sánchez-Palencia, F.J. y García, A. (2014). En: *Minería romana en zonas interfronterizas de Castilla y León y Portugal (Asturia y NE de Lusitania)* (F.J. Sánchez-Palencia, Ed.), Junta de Castilla y León, Valladolid, 231–242.

Espectroscopía de infrarrojos de la fracción arcillosa de la sucesión sedimentaria del yacimiento paleontológico de Húmera (Cuenca de Madrid)

Infrared Spectroscopy of the clay fraction of the sedimentary sequence of the Húmera palaeontological site (Madrid basin)

Omid Fesharaki¹, Francisco Coruña Llopis^{1,2} y Javier Salas-Herrera¹

¹ Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. C/ José Antonio Nováis 12, 28040 Madrid. omidfesh@ucm.es, jsalas02@ucm.es

² CAI Técnicas Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. C/ José Antonio Nováis 12. 28040, Madrid (España). fcornal@ucm.es

RESUMEN

Se describen los resultados de los análisis espectroscópicos, correspondientes al rango espectral infrarrojo medio, de muestras de la fracción arcillosa de los ocho niveles estratigráficos descritos en el yacimiento paleontológico de Húmera (oeste de la ciudad de Madrid). Esta zona muestra un interés especial por las características tafonómicas observadas en estudios previos, que indican procesos de diagénesis temprana y plantean incógnitas sobre los intercambios iónicos entre las fases minerales de los sedimentos y los fósiles que albergan. Por lo tanto, los estudios mineralógicos y geoquímicos son importantes para esclarecer los procesos de transformación entre fases minerales y fósiles. Se observa que los sedimentos están formados por filossilicatos, cuarzo y feldspatos, con menores cantidades de calcita. Se distinguen diferentes minerales de la arcilla, entre los que destacan diversas fases de la serie de las esmectitas dioctaédricas (montmorillonita-beidellita), mostrando diferentes cationes en posiciones octaédricas. También están presentes la caolinita y las micas (dioctaédricas y trioctaédricas). La coexistencia de diferentes tipos de esmectitas podría indicar diversos procesos de transformación a partir de minerales pre-existentes (heredados de áreas fuente) o la presencia de interestratificados. Estos resultados concuerdan con medios de abanicos aluviales y lacustres en un ambiente con estacionalidad hídrica contrastada.

Palabras clave: Espectroscopía de infrarrojos, minerales de la arcilla, sedimentos siliciclásticos, filossilicatos, esmectitas.

ABSTRACT

The results of the spectroscopic analyzes, corresponding to the mid-infrared spectral range, of samples of the clay fraction obtained from the eight stratigraphic levels described in the paleontological site of Húmera (west of Madrid city) are described. This area shows a special interest because of the taphonomic characteristics observed in previous studies, which indicate processes of early diagenesis and pose unknowns about the ionic exchanges between the mineral phases of the sediments and the fossils they house. Therefore, mineralogical and geochemical studies are important to establish and clarify the transformation processes between mineral phases and fossils. It is observed that the sediments are formed by phyllosilicates, quartz and feldspars, as well as minor amounts of calcite. Several clay minerals are distinguished, among which various phases of the dioctahedral smectites series (montmorillonite-beidellite) stand out, showing different cations in octahedral positions. Kaolinite and micas (dioctahedral and trioctahedral) are also present. The coexistence of different types of smectites could indicate various transformation processes from pre-existing minerals (inherited from the source area) or the presence of mixed-layer minerals. These results are in accordance with sedimentary media of alluvial fans and lakes, in an environment with contrasted hydric seasonality.

Key-words: Infrared spectroscopy, clay minerals, siliciclastic sediments, phyllosilicates, smectites.

Geogaceta, 69 (2021), 79-82
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 28/06/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción

Antecedentes y situación geográfica

El yacimiento paleontológico de Húmera se ubica en un talud al este de la glorieta de intersección entre la avenida de Húmera y la carretera de Húmera (M-508), situados al oeste de la ciudad de Madrid. Ocupa una extensión superficial de unos 4000 m². Este yacimiento fue descubierto en abril del año 2008 y se realizaron tres campañas de excavación posteriores a esta fecha. Actualmente, a pesar de la protección de la que le deberían haber dotado las leyes de pa-

trimonio paleontológico, se encuentra cubierto por estructuras de contención y ajardinamientos. Debido a su rápido soterramiento solo se realizaron estudios preliminares sobre la sucesión estratigráfica, la asociación faunística registrada, la bioestratigrafía y las características tafonómicas (Menéndez Gamella *et al.*, 2010; Cárdena *et al.*, 2013). Posteriormente, a partir de sedimentos recuperados y de los restos fósiles extraídos, se han ampliado los estudios tafonómicos y se han iniciado estudios paleoecológicos (Hernando Alonso *et al.*, 2016, 2017; Villarreal Gómez *et al.*, 2018). Hasta el momento los análisis preliminares de la sedimentología y la

mineralogía sólo están disponibles en la tesis doctoral de Fesharaki (2016).

Situación geológica y estratigráfica

Desde el punto de vista geológico, el yacimiento de Húmera es uno de los más occidentales de la Cuenca de Madrid y se encuentra sobre el corredor NW-SE denominado "Pasillo Iútico de Majadahonda", que separa dos masas arenosas pertenecientes a un sistema de abanicos aluviales progradantes desde el Sistema Central (Torres *et al.*, 1995). Está situado en materiales arcóscicos pertenecientes a la Unidad Intermedia del Mioceno de esta cuen-

ca (Menéndez Gamella *et al.*, 2010). Estos autores describieron de forma preliminar la sucesión estratigráfica y Fesharaki (2016) modificó ligeramente esta descripción.

La sucesión estratigráfica se compone de 5 tramos de composición siliciclástica. De base a techo, los tramos H1 (niveles HN1-1 y HN1-2) y H2 (niveles HN2-1, HN2-2 y HN2-3) están compuestos por arcosas que albergan restos de macrovertebrados, mientras que los tramos H3, H4 y H5, cada uno con un único nivel (HN3, HN4 y HN5, respectivamente), son de lutitas con cantos dispersos, y solo el tramo H3 presenta restos de micromamíferos (Menéndez Gamella *et al.*, 2010). Según estudios magnetoestratigráficos de la Cuenca de Madrid, la Unidad Intermedia en la zona oeste presenta una tasa de sedimentación de unos 4,0 a 4,7 cm/ka (Montes *et al.*, 2006), por lo que la sucesión sedimentaria de Húmera representaría un lapso temporal de unos 77-90 mil años (Fesharaki, 2016). El yacimiento ha sido datado como Mioceno Medio (Aragoniense medio) y asignado a la biozona E (Cárdaba *et al.*, 2013).

Las características estratigráficas y paleontológicas han permitido inferir un ambiente de abanicos aluviales y zonas palustres-lacustres, recorridas por canales efímeros, en un bioma de tipo sabana seca, con estacionalidad hídrica muy marcada. Los dos primeros tramos han sido asignados a procesos de tipo *debris flow*, con interrupciones en la sedimentación detrítica que han facilitado la formación de paleosuelos de carbonatos laminares incipientes (Menéndez Gamella *et al.*, 2010). Los tres tramos superiores han sido asignados a ambientes palustres-lacustres con procesos de decantación de arcillas y entrada periódica de sedimentos lutíticos de las partes más distales de los abanicos aluviales (Menéndez Gamella *et al.*, 2010).

Además, trabajos previos han detectado en este área (Fesharaki *et al.*, 2015) y en general para la Cuenca de Madrid (Domingo *et al.*, 2012), un periodo de enfriamiento y aumento de la aridez que coinciden con los datos globales para el periodo posterior al Óptimo Climático del Mioceno (Böhme, 2003 y citas interiores).

Interés y objetivos del estudio

Los rasgos sedimentológicos y tafonómicos han permitido inferir procesos diagenéticos tempranos de disolución-precipitación, claramente observables en la disolución de la dentina en los molares de los micromamíferos o la precipitación

de carbonatos laminares (Cárdaba *et al.*, 2013). También es un rasgo muy destacable la amplia gama de colores que presentan los huesos fósiles de micromamíferos (Hernando Alonso *et al.*, 2016). Esta característica es poco común en el registro paleontológico y hay debate sobre las causas de estas variaciones cromáticas. Mientras algunos autores las relacionan con altas temperaturas en condiciones pre-diagenéticas (p.ej., fuego ambiental; Rhodes *et al.*, 2016), otros mencionan la acción bacteriana (Jans *et al.*, 2004), procesos de intercambio iónico entre los restos paleontológicos y los fluidos diagenéticos (Nielsen-Marsh y Hedges, 2000) o cambios del pH de los fluidos de los sedimentos que albergan los fósiles (Nielsen-Marsh *et al.*, 2007).

Dado que el origen del color y otras características tafonómicas son objeto de debate, se hacen necesarios estudios mineralógicos y geoquímicos de los sedimentos que albergan los fósiles, para poder contextualizar estas variaciones y establecer los procesos diagenéticos que han actuado, por ejemplo en lo referente a los intercambios iónicos entre las fases minerales y los fósiles. En concreto, el estudio de las asociaciones de minerales de la arcilla en la secuencia estratigráfica, sus composiciones químicas y sus rasgos texturales, son de gran interés en la identificación de las condiciones paleoambientales y diagenéticas de esta área.

En el presente trabajo exponemos los resultados preliminares obtenidos mediante el análisis por espectroscopía de infrarrojos de la fracción arcillosa de los ocho niveles estratigráficos descritos previamente para este yacimiento. La elección de esta técnica para iniciar las investigaciones geoquímicas y mineralógicas se debe principalmente a la poca cantidad de muestra que se necesita, dado que se dispone de poco material tras el soterramiento del yacimiento. Además, esta técnica ha demostrado ser una buena herramienta para la comparación cualitativa entre muestras de la fracción menor de 2 micras aportando información sobre la composición y la cristaloquímica de los minerales de la arcilla. Finalmente, esta técnica proporciona datos globales que permiten valorar el uso de otras técnicas de caracterización y organizar las siguientes fases de la investigación.

Metodología

Los espectros de infrarrojos se han realizado en la Unidad de Técnicas Geológicas, perteneciente al CAI de Ciencias de la Tierra

y Arqueometría de la UCM. Las mediciones se realizaron en un espectrómetro FT-IR *Thermo Scientific Nicolet Nexus 670-870* con acoplamiento para medir pastillas, obteniendo los espectros en modo absorbancia. El rango de trabajo del equipamiento ha sido el infrarrojo medio (MIR), entre 400 y 4000 cm^{-1} . Para la preparación de las pastillas se mezclaron 1 mg de muestra de la fracción menor a 2 micras y 200 mg de KBr, sometido a 10 toneladas durante 10 min en una prensa hidráulica. Las dimensiones de la pastilla resultante son de 1 cm de diámetro y 0,5 mm de espesor. La adquisición y tratamiento de los datos se ha realizado usando el software *Thermo Scientific OMNIC*.

Las regiones fundamentales para la diferenciación de los minerales de la arcilla aparecen entre los 3700-3500 y los 950-600 cm^{-1} (Madejová *et al.*, 2017). Esta diferenciación se realiza principalmente a partir de las bandas de absorción debidas a los modos de vibración. Éstas se han asignado a regiones espectrales según los datos recopilados por Madejová *et al.* (2017).

Resultados y discusión

Los resultados muestran una gran similitud entre los espectros obtenidos para los ocho niveles estudiados, con ciertas diferencias, principalmente observables en el nivel HN3 (Fig. 1).

La fuerte banda de absorción en la región 950 a 1200 cm^{-1} es propia de los modos de tensión de los tectosilicatos (cuarzo y feldespatos). Lo cual también se confirma con las bandas presentes en las regiones 462, 697, 780, 798 para el cuarzo, y en 428-430, 463-468, 533, 625, 668, 742, 772 y 786 para los feldespatos (tanto plagioclasas como feldespatos potásicos).

También queda patente la presencia de carbonatos (calcita) por las bandas agudas que aparecen en torno a 692, 850 y, principalmente, 872 y 1440 (Fig. 1). Esta es una característica destacable del nivel HN3 en relación con el resto de niveles, ya que la intensidad de estas bandas es mucho mayor y prácticamente todas las bandas que aparecen en la región de 1700 a 3000 cm^{-1} son debidas a la presencia de la calcita (1795, 2342, 2513, 2973, etc.).

A pesar de la presencia de restos fósiles en varios tramos (H1, H2 y H3), no se detecta de forma clara la existencia de fosfatos, probablemente debido al tamaño muy fino de las partículas seleccionadas para los análisis.

Las bandas de absorción presentes en el MIR de los minerales de la arcilla se re-

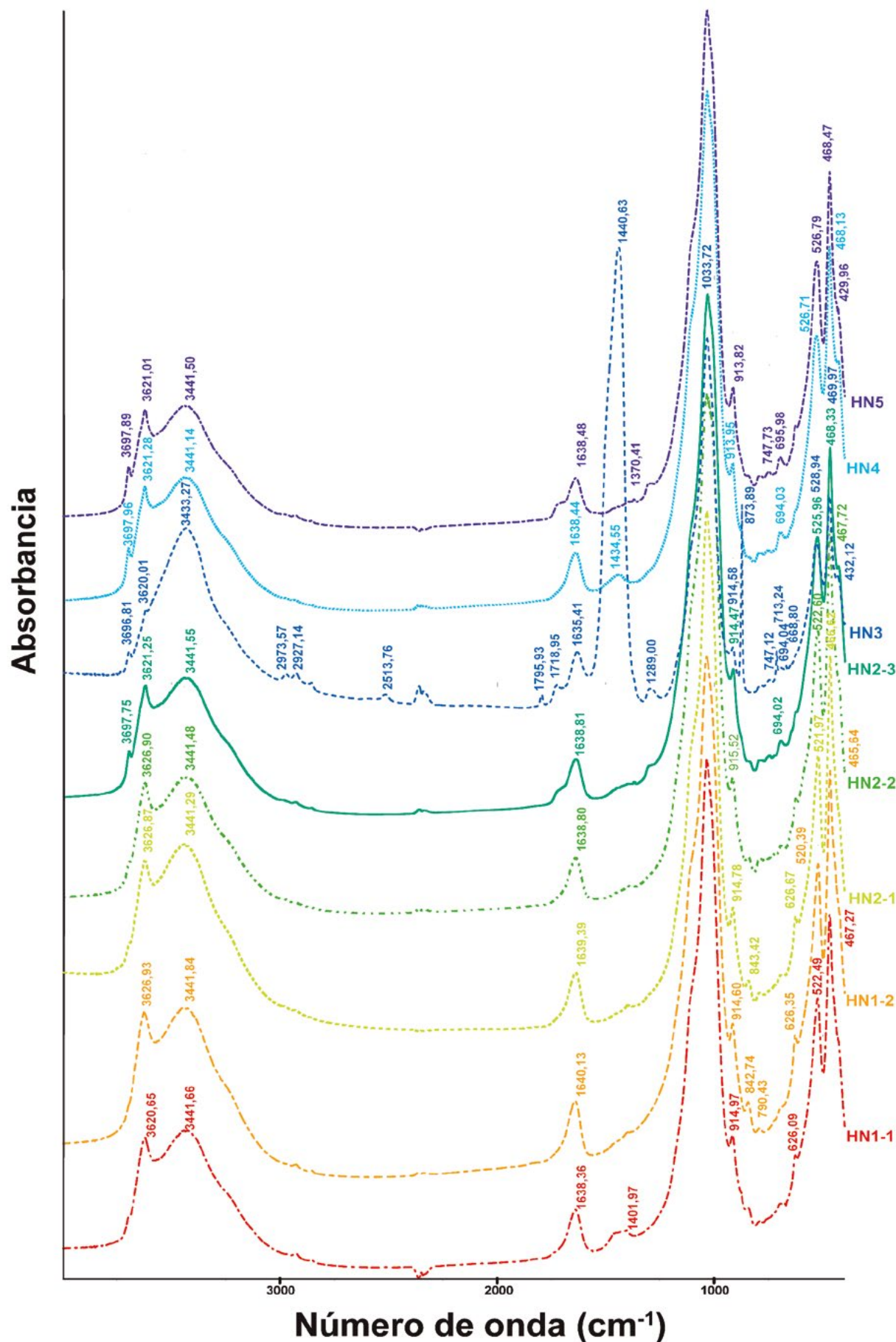


Fig. 1.- Espectros de infrarrojos de las ocho muestras de la fracción arcillosa representativas de los niveles estratigráficos estudiados en el yacimiento de Húmera. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Infrared spectra from the eight clay-size samples selected from the stratigraphic levels studied in the Húmera paleontological site. See color figure in the web.

lacionan fundamentalmente con los modos de vibración de tensión y flexión de sus grupos funcionales básicos, es decir, los OH y los grupos Si-O. Las vibraciones debidas a los OH aparecen en las regiones 3700-3500 y 950-600 cm^{-1} , estando afectadas por los átomos en posición octaédrica, la interlámina de las micas y la configuración de la distribución de las cargas en los tetraedros, mientras que la tensión para Si-O se mide en 1200-700 y la flexión en 600-400 cm^{-1} (Madejová *et al.*, 2017).

La caolinita se diferencia por tener una banda característica en el entorno de los 3700 cm^{-1} (Madejová *et al.*, 2002), que se corresponde con la pequeña banda que aparece en los 3697 cm^{-1} de todas las muestras analizadas (Fig. 1). Otras bandas de la caolinita aparecen en 470, 915, 1033, 3620, 3652 y uno amplio o en forma de hombro en los 3668 cm^{-1} .

Las esmectitas están presentes en todas las muestras en sus términos composicionales dioctaédricos (ricos en Al) con la banda de Si-O en las regiones 470 y 1040-1030. La posición de las bandas, sus ligeras variaciones, con desplazamientos a valores más altos o bajos de los esperados para las montmorillonitas, y la presencia de hombros y bandas asimétricas y anchas indicaría que al menos están presentes dos tipos de esmectitas, las beidellitas y las montmorillonitas. La banda en posición 3621-3622 es más característica de la beidellita mientras que hacia valores más altos (3623-3625) hay intervención de carga octaédrica, representativa de las montmorillonitas (Madejová *et al.*, 2017). La banda de los OH en 3420 aparece en forma de ensanchamiento de la banda de 3440 (Fig. 1). La presencia en 914 de una banda es asignable a composiciones más aluminicas, mientras que su desplazamiento hacia valores más cercanos a 916 indicaría sustituciones de Al por Mg en las posiciones octaédricas de las fases más cercanas a las montmorillonitas. Además, es posible que los cationes octaédricos en ambos tengan cantidades variables de sustituciones de Al por Mg y por Fe^{3+} , de forma que haya una serie de composiciones intermedias entre los términos extremos de la serie dioctaédrica. El ensanchamiento cerca de 620 indicaría cierta sustitución por cationes hierro (Madejová *et al.*, 2017). De igual modo las fases ricas en hierro, que aparecerían entre 3565-3572, podrían ser las causantes de la asimetría de la banda de 3433 que se ensancha hacia 3620 cm^{-1} en el espectro de HN3. También es probable que existan interestratificados con láminas alternantes de tipo montmorillonítico y beidellítico en propor-

ciones variables.

La illita y/o moscovita están presentes con bandas en 3623, 3627, 1030 y 915-916, en algunos casos ocultos, en parte, por las bandas de las esmectitas y los tectosilicatos. Finalmente, es probable la presencia de micas trioctaédricas (biotita) al observarse bandas en 3621, 712 y 468.

Conclusiones

De forma preliminar, y como punto de partida de los estudios mineralógicos aplicados a los sedimentos del área de Húmera, se ha realizado la interpretación de los espectros MIR de los ocho niveles muestreados. Aunque de forma general todas son de composiciones similares, con cuarzo, feldspatos, calcita y minerales de la arcilla, hay variaciones en la secuencia estratigráfica en lo relativo al predominio de la calcita (nivel HN3) y en las diferentes tipologías de minerales de la arcilla (caolinita, micas-illitas y diversas fases de la serie dioctaédrica de las esmectitas). Las esmectitas y las micas parecen presentar diferentes cationes en posiciones octaédricas ya que aparecen con bandas en diferentes regiones espectrales (fases cercanas a los términos beidellíticos y otras más montmorilloníticas). Asimismo las micas serían tanto dioctaédricas como trioctaédricas (moscovitas y biotitas). La coexistencia de diferentes fases de esmectitas podría indicar diversos procesos de transformación a partir de minerales preexistentes (heredados de áreas fuente) o fases intermedias de transformaciones con presencia de interestratificados. Estos resultados concuerdan con un ambiente con estacionalidad hídrica contrastada y con los medios sedimentarios, previamente descritos, de abanicos aluviales que transporten minerales heredados del área fuente y zonas palustres-lacustres. Futuros análisis deberán incidir en las transformaciones entre fases y, por lo tanto, la génesis y evolución mineral en la zona, analizando las características texturales y la cristalochimica de los minerales de la arcilla.

Agradecimientos

A los directores de las campañas de excavaciones (empresa Geosfera C.B.) por permitir la obtención de muestras sedimentológicas, y al Dr. Carlos Pérez Garrido y a otro revisor anónimo por sus comentarios para mejorar la claridad y calidad final del manuscrito.

Referencias

- Böhme, M. (2003). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 195, 389-401.
- Cárdaba, J.A., Presumido, M., Fesharaki, O., Casado, A.I., Perales, R. y Muñiz Pérez, M. (2013). *Spanish Journal of Palaeontology* 28(1), 29-42.
- Domingo, L., Koch, P.L., Grimes, S.T., Morales, J. y López-Martínez, N. (2012). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 339, 98-113.
- Fesharaki, O. (2016). *Análisis Paleambiental y Paleoclimático de los Yacimientos de Somosaguas y Húmera (Mioceno Medio, Madrid)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 366 p.
- Fesharaki, O., Arribas, J. y López-Martínez, N. (2015). *Journal of Iberian Geology* 41(2), 205-222.
- Hernando Alonso, I., Fesharaki, O., Sánchez-Pastor, N., Casado, A.I., Astilleros, J.M., Lobato, A., Taravillo, M. y Fernández-Díaz, L. (2016). *Macla* 21, 56-58.
- Hernando Alonso, I., Fesharaki, O., Sánchez-Pastor, N., Astilleros, J.M., Cáraba, J.A. y Fernández-Díaz, L. (2017). *Macla* 22, 73-74.
- Jans, M.M.E., Nielsen-Marsh, C.M., Smith, C.I., Collins, M.J. y Kars, H. (2004). *Journal of Archaeological Science* 31(1), 87-95.
- Madejová, J., Keckés, J., Pálková, H. y Komadel, P. (2002). *Clay Minerals* 37, 377-388.
- Madejová, J., Gates, W.P. y Petit, S. (2017). En: *Infrared and Raman spectroscopies of clay minerals* (W.P. Gates, J.T. Klopogge, J. Madejová y F. Bergaya, Eds.). *Developments in Clay Science* 8, 107-149.
- Menéndez Gamella, A., Serrano, H., Presumido, M., Cáraba, J.A. y Fesharaki, O. (2010). *Cidaris* 30, 187-196.
- Montes, M., Beamud, B., Garcés, M. y Calvo, J.P. (2006). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 19 (3-4), 281-298.
- Nielsen-Marsh, C.M. y Hedges, R.E. (2000). *Journal of Archaeological Science* 27(12), 1139-1150.
- Nielsen-Marsh, C.M., Smith, C.I., Jans, M.M.E., Nord, A., Kars, H. y Collins, M.J. (2007). *Journal of Archaeological Science* 34(9), 1523-1531.
- Rhodes, S.E., Walker, M.J., López-Jiménez, A., López-Martínez, M., Haber-Urriarte, M., Fernández-Jalvo, Y. y Chazan, M. (2016). *Journal of Archaeological Science* 9, 427-436.
- Torres, T., Maldonado, A., Querol, R. y Zamora, I. (1995). *Geogaceta* 18, 56-58.
- Villarreal Gómez, A., Álvarez Sierra, M.A., López Guerrero, P. y Fesharaki, O. (2018). *Geogaceta* 64, 87-90.

La Capa de conglomerado-brecha de la Llosa del Cavall (Solsona, Lleida): características sedimentarias

The Llosa del Cavall conglomerate-breccia bed (Solsona, Lleida): sedimentary characteristics

Marc Divins¹ y Ferran Colombo¹

¹ 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. E- 08028 Barcelona. divinsrigel@gmail.com y colombo@ub.edu

RESUMEN

La Capa de la Llosa del Cavall, nivel de conglomerado-brecha de gran continuidad lateral, presenta dos grupos principales de litofacies. El primero consta de unidades con facies masivas, facies con grano-clasificación vertical, y fábrica soportada por los clastos o por la matriz. La matriz es esencialmente carbonática y contiene un porcentaje elevado de partículas finas (tamaño limo-arcilla). Presenta estructuras de deformación por carga y por escape de fluidos, fragmentos vegetales, cantos blandos acorazados, bloques exóticos y estructuras erosivas de corriente. El segundo incluye facies tractivas caracterizadas por: laminación/estratificación planar o de bajo ángulo, laminación/estratificación cruzada, gradaciones granulométricas, cantos blandos y clastos intraformacionales. El primer grupo de litofacies se generó por flujos de alta densidad, principalmente no confinados. El segundo grupo de litofacies corresponde a flujos de alta a baja densidad, confinados o no confinados y con una clara tendencia a la dilución. Los cambios laterales y verticales de litofacies corresponden a transformaciones del flujo; por ejemplo el tránsito de flujos gravitatorios de sedimento de alta densidad a flujos hídricos de baja densidad.

Palabras clave: Nivel guía, aluvial, evento, cambio lateral de facies, cuenca del Ebro.

Geogaceta, 69 (2021), 83-86
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

ABSTRACT

The Llosa del Cavall bed is a conglomerate-breccia layer of great lateral continuity that presents two groups of lithofacies. The first group consists of units with massive, graded bedding facies, with a fabric that can be clast or matrix-supported. The matrix is essentially made up of carbonates with a high percentage of fine-grained particles (silt-clay size). It also contains soft-sediment deformation structures (water-escape and loading), plant remains, armoured mud balls, outsized boulder clasts and various erosive structures due to currents. The second group includes a wide range of tractive facies, evidenced by features such as planar or low angle lamination/stratification, graded bedding, cross-bedding, mud balls and intraformational clasts. The first group of lithofacies was generated by high-density flows that were mainly unconfined. The second group of lithofacies corresponds to high to low-density flows with or without confinement that tend to be diluted. Lateral and vertical lithofacies changes resulted from gradual flow transformations such as changes from high-density gravity flows to low-density currents.

Key-words: Key bed, alluvial, event, Ebro Basin, lateral facies change.

Fecha de recepción: 01/07/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción

El estudio sedimentológico y la cartografía de niveles guía constituye una herramienta básica para la correlación entre sucesiones estratigráficas y, por ende, esencial para la reconstrucción de la arquitectura estratigráfica. En los sistemas aluviales estos niveles suelen ser conglomerados, brechas o calizas detríticas de gran continuidad lateral. La Capa de la Llosa del Cavall (CLC) es un ejemplo excepcional poco conocido, pero no el único, del sector este de la cuenca del Ebro. En esta cuenca, en la zona de Berga (Saula *et al.*, 2002) describen la Capa de Pedret y definen otros tres niveles dentro del segundo sistema aluvial de Berga, ciclo sedimentario III Mató y Saula (1991). Por otro lado, López Blanco *et al.*, (1994) describen hasta cinco niveles de gran continuidad lateral que afloran en el sector de Sant

Llorenç del Munt. Además de su importancia cartográfica, son de especial interés sus características sedimentológicas.

El presente trabajo tiene como objetivo hacer un análisis sintético de las facies de la CLC para poder interpretar así las características del flujo que lo generó y su relación con el sistema sedimentario.

Marco Geológico

El área de trabajo se sitúa en el margen noreste de la cuenca del Ebro (Figs. 1A y B) entre los ríos Segre y Llobregat. La cuenca del Ebro es una unidad morfoestructural delimitada en el norte por los Pirineos, en el sureste por la Cadena Costera Catalana y en el oeste por la Cordillera Ibérica. En su evolución tectosedimentaria se han distinguido cinco estadios evolutivos (Garcés *et al.*, 2020) que para el sector nordeste pueden sintetizarse del siguiente modo.

1) fase inicial de inversión tectónica de las cuencas extensivas durante el Cretácico superior, con desarrollo de facies aluviales y lacustres, y fase de transgresión marina durante el llerdiense con desarrollo de extensas plataformas carbonatadas. 2) emplazamiento de mantos durante el Eoceno inferior y medio, y desarrollo de las cuencas flexurales de Ripoll, en el este, y de Jaca, en el oeste. 3) expansión de la cuenca con desarrollo importante de facies marinas *offshore* y reducción de las plataformas carbonatadas. 4) desconexión de la cuenca del Ebro con el océano Atlántico durante el Eoceno superior e inicio de la etapa de endorreísmo. Su fase inicial se caracterizó por la sedimentación de potentes sucesiones evaporíticas (Fm. Cardona) y fue seguida por una expansión de los sistemas aluviales e instauración de sistemas lacustres en el centro de la cuenca. 5) apertura hacia el mar Mediterráneo

y erosión durante el Mioceno superior. El exorreísmo se instauró por la captura de la cuenca lacustre central de la cuenca del Ebro por las redes de drenaje vertientes al Mediterráneo.

Estratigrafía

En el norte de Solsona, cerca de la localidad de Sant Llorenç de Morunys y al frente de las unidades alóctonas (lámina del Port del Comte, manto del Cadí y lámina de Queralt), aflora una sucesión de más de 4000m de potencia con aparente continuidad estratigráfica. Su parte inferior (Fm. de Sant Llorenç), de edad Eoceno medio y superior y perteneciente al tercer estadio, se encuentra en posición vertical o invertida y consta de margas, areniscas, conglomerados, calizas y margocalizas interpretadas como depósitos marinos y de transición. La parte superior de la sucesión (Grupo Berga), de edad Eoceno superior y Oligoceno y perteneciente al cuarto estadio, está compuesta de conglomerados, areniscas y lutitas. En el sector norte estos materiales presentan un dominio de facies conglomeráticas y se encuentran afectados por discordancias progresivas y angulares (Riba, 1976). Han sido interpretados como depósitos de abanico aluvial, abanico fluvial proximal y abanico deltaico lacustre (Barrier *et al.*, 2010; Williams *et al.*, 1998). Hacia el centro de la cuenca (Sáez *et al.*, 2007) las unidades de conglomerados gradan lateralmente y verticalmente a depósitos de abanico aluvial medio (Fm. Solsona) y distal (lóbulos terminales, Fm. Súrria) y a depósitos lacustres evaporíticos (Fm. Barbastro) y carbonáticos (Fm. Castelltallat).

Resultados

La CLC es un nivel de conglomerado-brecha de gran continuidad lateral, que ocupa un área mínima de unos 300 Km² y se interdigita con los conglomerados del Grupo Berga. En el norte del sinclinal de Busa aflora de forma discontinua afectado tanto por fallas como por superficies erosivas asociadas a la formación de discordancias sintectónicas. Hacia el sur, en la zona del anticlinal de Puig-reig, aflora de forma más continua, solo afectado por algunas fallas normales, direccionales e inversas. Hacia el este y el sudeste, área de Montmajor, se observa un acúñamiento muy gradual y no uniforme, y hacia el sur queda cubierto por unidades aluviales

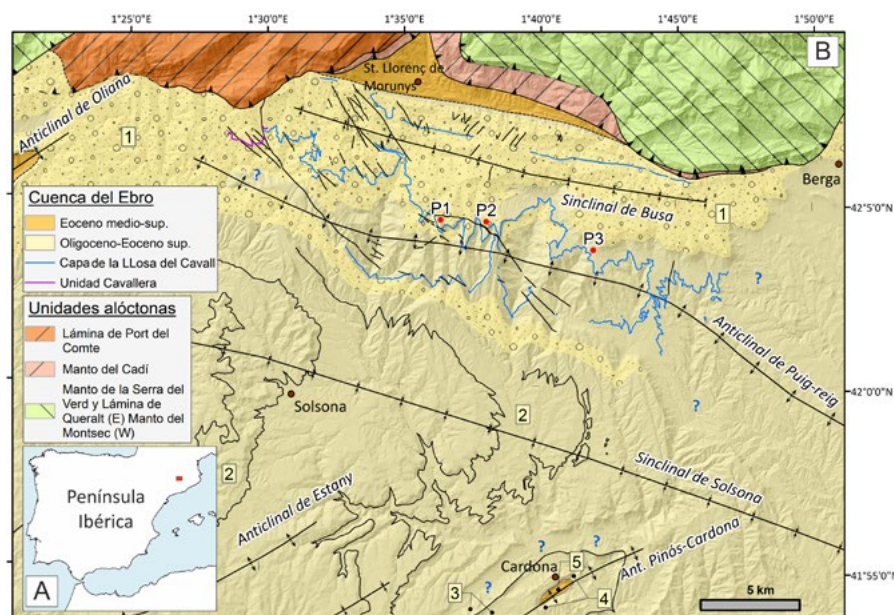


Fig. 1.- A) Localización del área de estudio. B) Mapa geológico sintético del margen NE de la cuenca del Ebro. La traza azul corresponde al CLC. 1: Grupo Berga, 2: Fm. Solsona, 3: equivalente Fm. Castelltallat, 4: Fm. Súrria, y 5: Fm. Cardona. P1, P2, P3: perfiles estratigráficos. La posición de las unidades alóctonas ha sido adaptada de Vergés (1993).

Fig. 1.- A) Location of the study area. B) Synthetic geological map of the north-eastern margin of the Ebro Basin. The blue trace corresponds to the CLC. 1: Berga Group, 2: Solsona Fm., 3: Castelltallat Fm. equivalent, 4: Súrria Fm., and 5: Cardona Fm. P1, P2 and P3: stratigraphic sections. The position of allochthonous units has been adapted from Vergés (1993).

más modernas. La presencia de la CLC u otras unidades genéticamente relacionadas en las series equivalentes que afloran a lo largo del anticlinal de Pinós-Cardona aún no ha sido confirmada.

La CLC presenta una estratigrafía compleja, constando de distintas unidades menores que muestran cambios laterales y verticales de facies a diversas escalas. Las superficies de estratificación entre dichas unidades pueden ser planas, irregulares, graduales o imprecisas (cambios granulométricos bruscos). Tanto las superficies planas como las irregulares pueden ser erosivas o no. Estas unidades, de composición principalmente carbonatada, están constituidas por ruditas, arenitas, calcilimolitas y lutitas (muy subordinadas). Las ruditas son heterométricas, con clastos de redondeamiento variable (bien redondeados a angulosos) y polimícticas, con un porcentaje de clastos carbonatados muy superior al de clastos siliciclásticos. Además, según el contenido en matriz pueden presentar textura grano-soportada o matriz-soportada. Las arenitas (s.l) son mayoritariamente litarenitas y arenitas limolíticas.

Se han identificado clastos pertenecientes a rocas carbonatadas del Paleozoico (por ejemplo, calizas *griotte*), del Mesozoico (calizas ocreas con belemnitos entre

otras) y del Cenozoico (calizas con Alveolinas, calizas con Orbitolites...). Los clastos no carbonáticos son de rocas siliciclásticas (areniscas y conglomerados del Carbonífero, Permotrias y Cenozoico) y de rocas metamórficas e ígneas del zócalo (corneanas y escasamente de granitoides). Los clastos de cuarzo son localmente abundantes y se caracterizan por ser poligénicos. Un porcentaje significativo de los clastos silíceos corresponde a fragmentos de sílex, que se pueden observar aislados o aún como nódulos en los clastos de calizas.

Se diferencian dos grupos de litofacies (Fig. 2). El primero incluye ruditas (conglomerado-brecha), arenitas y limolitas, caracterizadas por ser masivas (m) o gradadas (g). Tanto la matriz (<2mm) de las ruditas como los componentes de las arenitas tienen un porcentaje elevado de fragmentos finos (tamaño limo-arcilla). Las facies más comunes de este grupo son: ^{gm}F2) tramos de ruditas masivas a gradadas inversamente de modo incipiente en la parte inferior y con granoclasificación normal bien desarrollada en la parte superior. Presentan soporte de clastos o de matriz, principalmente hacia techo, un empaquetamiento laxo y carecen de ordenación preferente de los clastos. Muestran estructuras de deformación internas por carga y por escape de fluidos,

y cantos blandos (acorazados). Estos tramos tienen una continuidad lateral kilométrica, con variaciones de potencia y tamaño de grano. **gmF3** tramos de ruditas con granoclasificación inversa, inversa a normal o normal, clastos con una cierta orientación, localmente imbricados y un mejor empaquetamiento, generalmente con soporte de clastos. Contienen también cantos blandos, restos vegetales y bloques exóticos (*outsized boulder clasts*) de hasta 3,5m³. **gmF4** Facies heterolítica, incluye ruditas, arenitas, calcilimolitas y varios de sus términos intermedios. Pueden presentar granoclasificación inversa,

inversa a normal o normal, alineación de clastos o granos, estructuras de deformación (*load casts*, *flames*, pseudonódulos, entre otras) y erosivas (*tool casts*, *crescent casts*, entre otras). Estas facies se localizan lateralmente y hacia techo de las dos anteriores. En el segundo grupo de litofacies (**F5-F6**) se incluyen ruditas, arenitas y lutitas (subordinadas), y se caracterizan por presentar un mayor desarrollo de estructuras de ordenamiento interno. Las ruditas presentan orientación preferente de los clastos, son granosoportadas (*clast-supported*) con o sin matriz (localmente *openwork*). La matriz es usual-

mente de granulometría arena, aun así, también puede ser limolítica de forma local o asociada al contacto con las facies del primer grupo. Se han observado las siguientes facies: ruditas con estratificación planar o de bajo ángulo, ruditas con estratificación cruzada, ruditas masivas, arenitas con laminación/estratificación planar o de bajo ángulo, arenitas con estratificación/laminación cruzada en surco, arenitas con *ripples* y lutitas masivas. Asociadas a estas facies existen cantos blandos (lutíticos y areníticos) y clastos intraformacionales generados por la erosión de depósitos de misma CLC.

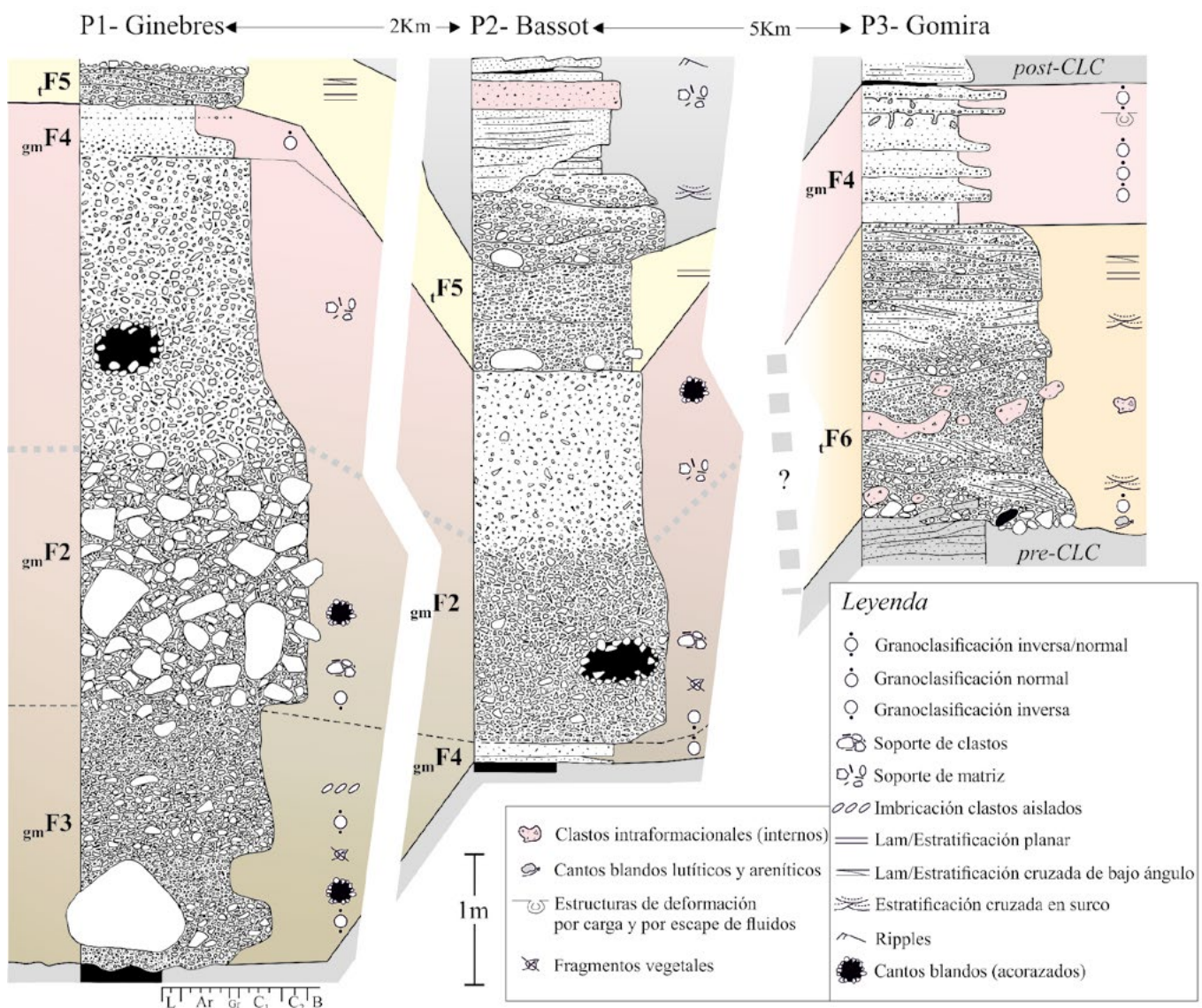


Fig. 2.- Esquema resumen de las principales asociaciones de facies de tres sectores del CLC. En P1 se observa un importante desarrollo de las facies del primer grupo, en P2 se mantiene el dominio de estas pero con reducción de la potencia y de la granulometría, y en P3 se observa un cambio significativo con predominio de litofacies del segundo grupo. Cada perfil corresponde a estadios puntuales dentro de una variación lateral y vertical de facies más continua. P3 solo representa una de las distintas asociaciones de facies que se observan hacia las partes distales del mismo. L: lutita, Ar: arena, Gr: gránulo, C1: guija C2: canto y B: bloque.

Fig. 3.- Summary diagram of the main facies associations of three sectors of the CLC. In P1 there is an important development of the facies of the first group, in P2 the dominance of these is maintained but with a reduction in thickness and grain-size, and in P3 there is a significant change with a predominance of lithofacies of the second group. Each profile corresponds to point stages within a more continuous lateral and vertical variation of facies. P3 is just one of the different facies associations observed towards the distal parts of the CLC. L: lutite, Ar: sand, Gr: granule, C1: pebble, C2: cobble and B: boulder.

Discusión y conclusiones

La facies $_{gm}F2$ presenta características mixtas de distintos tipos de flujos densos (*debris-flow s.l.*). Por un lado, la granoclasificación vertical con incremento de matriz hacia techo y la granoclasificación lateral, se relacionarían con flujos capaces de generar una segregación por fracción granulométrica (Lowe, 1982; Talling, 2013) y que conjuntamente con su geometría y extensión se podrían explicar a partir de flujos densos no cohesivos. Por otro lado, la desorganización interna y el empaquetamiento laxo se pueden relacionar con un cierto grado de cohesión, una rápida deposición o debido al escape de agua poral. El mecanismo de soporte dominante que actúa en los "true debris-flows" es la cohesión que ejerce la matriz (mezcla de arcilla y agua) (Middleton y Hampton, 1976). El flujo será más o menos cohesivo dependiendo del porcentaje y mineralogía las arcillas, de la granulometría del sedimento y de las fuerzas de cizallamiento (Peakall, et al., 2020; Sumner et al., 2009). Por otra parte, y según Tian Hongshui et al. (2016) un depósito de partículas finas ($\leq 5\mu m$) y de composición carbonatada (bajos índices de plasticidad) confiere un grado de cohesión muy bajo en comparación con las arcillas. El hecho que parte la matriz de la CLC sea de granulometría (limo-arcilla) pero mayoritariamente de composición carbonatada se debería de relacionar con flujos densos de tipo *debris-flows* no cohesivos o escasamente cohesivos. Aun así, la cohesión podría haber actuado al reducirse la velocidad del flujo durante los estadios finales del transporte. La aparición de granoselección inversa y de clastos paralelos a la estratificación se podrían explicar por cizallamiento basal. La presencia de cantos blandos de grandes dimensiones observados en distintas posiciones dentro de la unidad y de sección esférica u ovalada, así como la granulometría (muy gruesa) y la extensión del litosoma indicaría que se trataría de flujos de muy alta densidad y probablemente de corta de duración. Además, se trataría de flujos no confinados, pero con variaciones que generaron facies diferenciadas.

Algunas de las características descritas en la facies $_{gm}F3$ como la granoclasificación inversa, la presencia de bloques exóticos (*outsized boulder clasts*) claramente separados del muro y la existencia de algunos clastos imbricados (aislados) se pueden relacionar con depósitos generados por flujos de inercia o *density-modified gra-*

in flows (Lowe, 1976; Postma et al., 1988). Los tramos con granoclasificación normal y de forma local con estructuras tractivas indicarían un aumento de la turbulencia. Se trataría de flujos no confinados (*debris-flows* no cohesivos a flujos hídricos de alta densidad) pero de menor volumen y extensión que $_{gm}F2$. La facies $_{gm}F4$ se puede interpretar como flujos de expansión (desbordamiento) lateral o de las fases finales de los flujos que habrían depositado las facies $_{gm}F2$ o $_{gm}F3$ con un aumento de la dilución y pérdida de carga tractiva.

El origen de los cantos blandos observados en las facies $_{gm}F2$ y $_{gm}F3$ se puede explicar como el resultado de la incorporación de grandes volúmenes de sedimento por colapso y erosión de depósitos superficiales (por ejemplo, deslizamientos o desprendimientos) dentro de la cuenca de drenaje; o por erosión del lecho/margen del canal principal, en zonas más proximales del sistema aluvial o de la cuenca de drenaje. Por otro lado, los bloques exóticos habrían sido acarreados de zonas más proximales y, en muchos casos, su forma redondeada indicaría que sería heredada de descargas anteriores (clastos reciclados). Ambos elementos habrían sido transportados por varios km probablemente a causa de avenidas monoepisódicas.

Las facies del segundo grupo ($_{gm}F5$ y $_{gm}F6$) se relacionan con flujos de alta a baja densidad. A diferencia de las anteriores, muestran abundantes estructuras tractivas generadas por flujos hídricos. Se puede observar un amplio rango de estructuras, desde la relacionadas con flujos supercríticos a las generadas por flujos subcríticos.

La CLC se interpreta como el resultado de un gran evento (megaevento) con distintas fases (avenidas o descargas). La facies $_{gm}F2$, $_{gm}F3$ y $_{gm}F4$ corresponden a los sectores de sedimentación por flujos gravitatorios de alta densidad, $_{gm}F6$ se relaciona con la transformación lateral-distal del flujo y $_{gm}F5$ se corresponde a estadios finales diluidos con retrabajamiento. La asociación de facies $_{gm}F3/4$ - $_{gm}F2$ - $_{gm}F4$ se puede explicar a partir de la superposición de distintas fases independientes en algunos sectores o como flujos mixtos en otros. Según Saula et al. (2002) depósitos similares a la CLC se pueden relacionar con grandes inundaciones producidas por la ruptura de presas naturales. La formación de presas naturales ha sido ampliamente documentada (Costa y Schuster, 1988) en distintos contextos geológicos, entre ellos, áreas tectónicamente activas.

Agradecimientos

Los autores agradecen a Ildefonso Armenteros y a un segundo revisor científico anónimo que con sus propuestas y comentarios han contribuido en gran manera a la mejora substancial del manuscrito original.

Referencias

- Barrier, L., Proust, J. N., Nalpas, T., Robin, C. y Guillocheau, F. (2010). *Journal of Sedimentary Research* 80, 728-749.
- Costa, J. E. y Schuster, R. L. (1988). *Geological Society of America Bulletin* 100, 1054-1068.
- Garcés, M., López-Blanco, M., Valero, L., Beamud, E., Muñoz, J. A., Oliva-Urcia, B., Vinyoles, A., Arbués, P., Cabello, P. y Cabrera, L. (2020). *Marine and Petroleum Geology* 113, 1-20.
- López Blanco, M., Piña, J. y Marzo, M. (1994). *Geogaceta* 15, 49-51.
- Lowe, D.R. (1976) *J. Sed. Petrol.* 46, 188-199.
- Lowe, D. R. (1982). *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279-297.
- Mató, E. y Saula, E. (1991). *Geogaceta* 10, 45-48.
- Middleton, G.V. y Hampton, M.A. (1976) En: *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (Stanley, D.H. and Swift, D.J.P. Eds.). John Wiley & Sons, New York, 197-218.
- Peakall, J., Best, J., Baas, J. H., Hodgson, D. M., Clare M. A., Talling, P. J., Dorrell, R. M. y Lee, D. R. (2020). *Sedimentology* 67, 1601-1666.
- Postma, G., Nemec, W. y Kleinspehn, K. L. (1988). *Sedimentary Geology* 58, 47-61.
- Riba, O. (1976). *Sedimentary Geology* 15, 213-233.
- Sáez, A., Anadón, P., Herrero, M. J. y Moscardello, A. (2007). *Sedimentology* 54, 367-390.
- Saula, E., Mató, E. y Puigdefàbregas, C. (2002). *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 32, 195-209.
- Sumner, E.J., Talling, P.J. y Amy, L.A. (2009). *Geology* 37, 991-994.
- Vergés, J. (1993): *Estudi tectònic del vessant sud del Pirineu central i oriental. Evolució cinemàtica en 3D*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona. 203 p.
- Talling, P. (2013). *Geosphere* 9 (3), 460-488.
- Tian Hongshui, Zhang Shenhe y Zhang Aishe. (2016). *Acta Geologica Sinica (English Edition)* 90 (6), 2008-2021.
- Williams, E. A., Ford, M., Vergés, J. y Artoni, A. (1998). En: Mascle, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H. P., Fernández, M. (eds) *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. Geological Society Special Publications 134, 69-106.

Análisis de la condrita ordinaria Dalgety Downs (L4): Mineralogía, geoquímica y espectroscopía Raman

Analysis of the ordinary chondrite of Dalgety Downs (L4): Mineralogy, geochemistry and Raman spectroscopy

Andrés Caño Blanes¹, Rosario Lunar Hernández^{1,2}, Valentín García Baonza^{2,3} y Jesús Martínez-Frías²

¹ Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias Geológicas, UCM. 28040 Madrid, España. andrescb1193@gmail.com, lunar@ucm.es

² Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM), Madrid, España. j.m.frias@igeo.ucm-csic.es

³ Departamento de Física Química I, Facultad de Ciencias Químicas, UCM. 28040 Madrid, España. vgbaonza@quim.ucm.es

RESUMEN

El meteorito de Dalgety Downs, hallado en el Desierto de Australia Occidental, es una condrita ordinaria muy poco estudiada, que sin embargo contiene una valiosa información acerca de la evolución de la materia primitiva del Sistema Solar y los procesos que le afectan. Este ejemplar presenta unas características texturales, mineralógicas y geoquímicas en la matriz y cóndrulos que revelan procesos metamórficos de temperaturas intermedias y eventos de impacto moderados, además de una intensa alteración desarrollada durante su entrada en la atmósfera terrestre y su posterior exposición al clima, en lo que se define como la costra de fusión. Entre los métodos empleados en este estudio destaca la espectroscopía Raman como herramienta de identificación mineralógica, técnica que ha demostrado una gran precisión en materiales geológicos y que será empleada en próximas misiones espaciales.

Palabras clave: condritas ordinarias, cóndrulos, matriz, espectroscopía Raman.

Geogaceta, 69 (2021), 87-90
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

ABSTRACT

The Dalgety Downs meteorite, found in the Western Australian Desert, is a poorly studied ordinary chondrite, that however contains valuable information about the Solar System primitive matter evolution and the processes that affect it. This specimen exhibits textural, mineralogical and geochemical characteristics in matrix and chondrules that reveal metamorphic processes of intermediate temperatures and moderate impact events, in addition to an intense alteration developed during its entry into the terrestrial atmosphere and later exposure to climate, in what is defined as the fusion crust. Among the methods employed in this study, Raman spectroscopy highlights as a mineralogical identification tool, a technique of high precision in the analysis of geological materials and that is expected to be used in upcoming space missions.

Keywords: ordinary chondrites, chondrules, matrix, Raman spectroscopy.

Fecha de recepción: 24/10/2019
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción

Se denominan meteoritos aquellos fragmentos de asteroides, rocas procedentes de la Luna y Marte, e incluso polvo interplanetario y cometario que alcanzan la superficie de la Tierra u otro cuerpo planetario sin desintegrarse por completo en su atmósfera. Poseen una notoria importancia en el campo de la Geología Planetaria o Astrogeología ya que son determinantes para el estudio del origen de la Tierra y el nacimiento y evolución del Sistema Solar.

Las condritas son meteoritos pétreos o lititos que no han sufrido procesos de alteración y metamorfismo relacionados con la diferenciación del cuerpo padre asteroidal, y son clasificadas en cuatro clases y trece grupos en base a su composición química: condritas ordinarias (H, L y LL), condritas carbonáceas (CI, CM, CO, CV, CR, CK, CH y CB), condritas ensta-

títicas (EH y EL) y condritas Rumuruti (R) (Bischoff, 2001a, b).

Las condritas ordinarias son el tipo de condritas más abundante (93,5%), y están compuestas por una proporción en torno al 65-75% de volumen de cóndrulos y un 10-15% de una matriz de grano fino, en la que pueden formar parte inclusiones refractarias ricas en Ca y Al (CAI's) y bajas proporciones de aleación de Fe-Ni. La nomenclatura H-L-LL las agrupa en función de su relación de hierro metálico frente al hierro oxidado, siendo descendiente esta relación en la secuencia y aportando información acerca de las condiciones de oxidación durante su formación.

El estudio de esta condrita aportará por tanto nuevos datos mineralógicos y geoquímicos que sirvan de apoyo para futuras investigaciones que ayuden a comprender como era la materia primitiva del Sistema Solar y su evolución, así como valorar el potencial analítico de la

espectroscopía Raman, técnica con una relevancia científica al alza debido a su uso previsto en futuras misiones espaciales (ExoMars, Mars 2020).

Procedencia y Antecedentes

Dalgety Downs se clasifica como una condrita ordinaria L4 (Easton y Elliot, 1977) que fue hallada en la Región de Gascoyne, Australia Occidental, en el año 1941 con coordenadas aproximadas de latitud 25° 20' S y longitud 116° 11' E, según datos de la "Meteoritical Bulletin Database" perteneciente a la Meteoritical Society (<https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>).

Las referencias sobre esta condrita en la literatura científica internacional son escasas, si bien existen diferentes estudios relacionados con su contenido en isótopos cosmogénicos que tratan de determinar su grado de meteorización o

weathering e integrarlos en posteriores investigaciones (Herzog y Cressy, 1976; Englert y Herr, 1978; Herzog *et al.*, 1995).

El ejemplar objeto de este estudio (Fig. 1A), que pertenece a la litoteca del grupo de investigación de meteoritos y geociencias planetarias del Instituto de Geociencias, IGEO (CSIC-UCM), se trata de un fragmento de 620 gramos (de un total de 257 kg de meteorito recuperados) y unas dimensiones de 9 x 7 x 4 cm que presenta una costra de fusión oscura e irregular con espesores que varían entre los 2 y 5 mm.

Mineralogía y texturas

Cóndrulos

Dalgety Downs contiene un extenso abanico de tipos y texturas condruales (Fig. 1) que, clasificados en orden decreciente de abundancia, se agrupan en: barrados de olivino (BO), porfídicos de olivino (PO), porfídicos de piroxeno (PP), radiales de piroxeno (RP) y en menor medida de textura criptocristalina. La mayoría de estos poseen diámetros de 1 a 2 mm, aunque se han observado tamaños de hasta 8 mm, con bordes bien diferenciados respecto a la matriz, si bien, en ocasiones, presentan una cierta pérdida de nitidez.

Son comunes además las fracturas intracóndrulo, con morfologías poligonales y estilolíticas, y las deformaciones en régimen dúctil de algunos cóndrulos (Figs. 1 E y H) que, junto al mosaicismo débil y extinciones ondulantes presentes en los olivinos, evidencian procesos de colisión pre y post acrecional.

Algunos de estos cóndrulos presentan una cierta complejidad estructural, que en algunos casos puede llegar a ser muy llamativa, presentando anillos dobles de olivino y piroxeno en cóndrulos de tipo BO (Fig. 1C).

La mesostasia (material intersticial intercrystalino), que es abundante y fácilmente reconocible en la mayoría de cóndrulos, presenta una textura criptocristalina con tonalidades que varían de grisáceas a oscuras.

Las fases minerales opacas que contienen están principalmente representadas por troilita y aleación de Fe-Ni, que en ocasiones llevan asociados pequeños cristales de cromita con morfologías irregulares. La manera en que estas fases se organizan espacialmente respecto a los

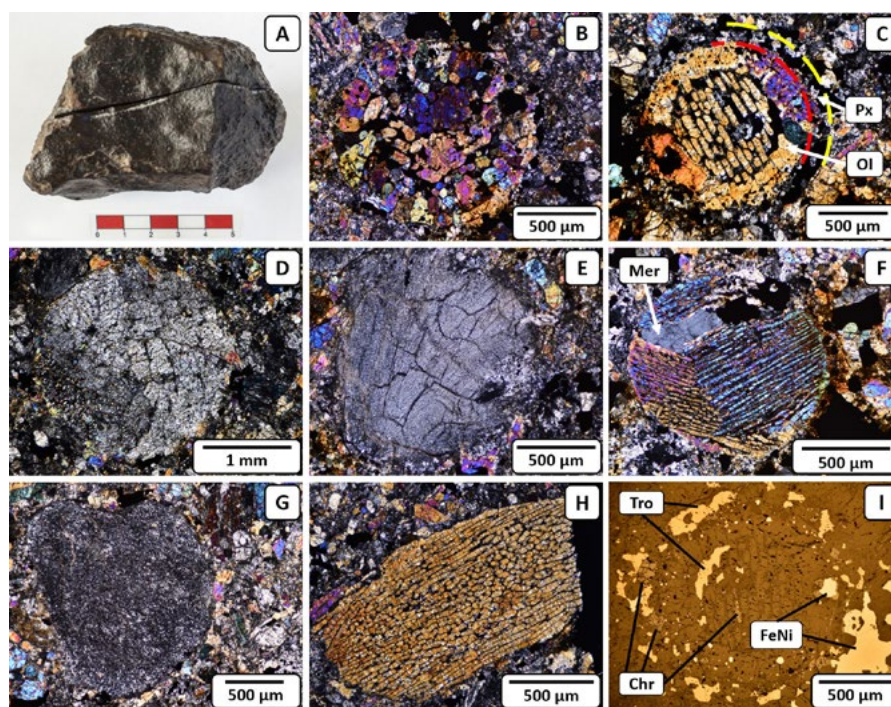


Fig. 1.- A) Ejemplar de Dalgety Downs. B) Cóndrulo porfídico de olivino. C, F y H) Cóndrulos barrados de olivino, con estructura compleja con un anillo interior de olivino y otro de piroxeno, con cristal relicto de merrillita, y afectado por deformación en régimen dúctil, respectivamente. D) Cóndrulo porfídico de piroxeno. E) Cóndrulo radial de piroxeno con abundante fracturación. G) Cóndrulo criptocristalino. I) Distribución de las fases metálicas en el interior de un cóndrulo. Mer: Merrillita; Tro: Troilita; FeNi: aleación de Fe-Ni; Chr: Cromita. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- A) Dalgety Downs specimen. B) Porphyritic olivine chondrule. C, F and H) Barred olivine chondrules, with a complex structure with an inner olivine ring and other of pyroxene, with a relict merrillite crystal, and affected by ductile deformation, respectively. D) Porphyritic pyroxene chondrule. E) Radial pyroxene chondrule with abundant fractures. G) Cryptocrystalline chondrule. I) Distribution of metallic phases inside a chondrule. Mer: Merrillite; Tro: Troilite; FeNi: FeNi alloy; Chr: Chromite. See color figure in the web.

cóndrulos puede ser concéntricamente a los mismos en forma de pequeñas gotas diseminadas, o bien en su interior rellenando cavidades.

Destaca también la presencia de merrillita, un fosfato de calcio anhidro ($\text{Ca}_{10}\text{NaMg}(\text{PO}_4)_7$) que aparece en el interior de cóndrulos en forma de cristales relictos (Fig. 1F).

Matriz

La matriz, que posee un tamaño de grano que varía entre fino y muy fino y puede formar cristales de mayor tamaño con morfologías idiomorfas a subidiomorfas en los bordes de cóndrulos, aparece muy fracturada y recrystalizada, lo que le confiere tonalidades oscuras y anubarradas. Carece de CALs (inclusiones ricas en calcio y aluminio) y agregados ameboidales, comunes en otras condritas.

Presenta características de un metamorfismo de impacto que se manifiesta a través de una abundante fracturación

de su composición mineral, así como extinciones ondulantes, fracturas planares y un leve mosaicismo en algunos de los olivinos.

Aunque el olivino, seguido del piroxeno, constituyen la composición mineralógica principal en la matriz, esta contiene un volumen en torno al 15-18% de minerales opacos (troilita y Fe-Ni mayoritariamente y, de manera accesoria, cromita) que aparecen diseminados rellenando cavidades, sin la formación de caras cristalinas. Es común entre la aleación y la troilita el desarrollo de lamelas de exsolución, que describen entre sí caras planas y texturas gráficas (Fig. 2A). Estas fases metálicas desarrollan halos de oxidación en los que se ha detectado la presencia de hematites.

Hacia los bordes del ejemplar, en los sectores afectados por la costra de fusión y la meteorización, pueden realizarse las siguientes apreciaciones:

1) Granos de Fe-Ni que acusan una profunda corrosión, desarrollada hacia su interior con la formación de akaga-

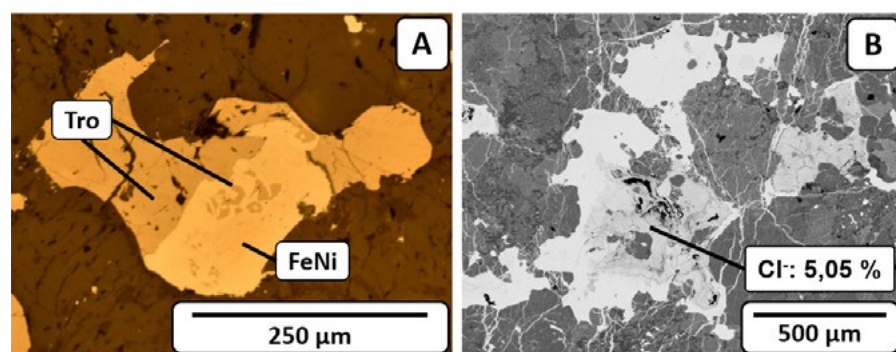


Fig. 2.- A) Fase metálica diseminada en la matriz. Desarrollo de texturas gráficas entre la troilita y la aleación de Fe-Ni. B) Imagen de electrones retrodispersados de la akaganeita formada probablemente a partir de la corrosión de granos de aleación (Bland *et al.*, 2006). Análisis químicos puntuales muestran contenidos en torno al 5 y 5,5% de Cl. Ver figura en color en la web.

*Fig. 2.- A) Metallic phases disseminated in the matrix. Development of graphic textures between troilite and Fe-Ni alloy. B) Image of backscattered electrons of the akaganeite, probably formed from the corrosion of alloy grains (Bland *et al.*, 2006). Chemical analysis shows contents around 5 and 5.5% of Cl. See color figure in the web.*

neíta ($\text{Fe}^{3+}(\text{O}, \text{OH}, \text{Cl})$) (Fig. 2B).

2) Oxidación generalizada de la condrita, que le confiere tonalidades anaranjadas y dificulta la identificación de sus componentes (cóndrulos-matriz).

3) Venas oxidadas en la costra de fusión, atravesando cóndrulos y matriz.

La merrillita aparece también en la matriz en forma de pequeños cristales alotriomorfos diseminados, con una alteración significativa, y que en algunos casos se disponen rodeando los bordes de cóndrulos.

Geoquímica

La medida de la composición química de la mineralogía predominante, es decir olivino y piroxeno, muestra una clara homogeneidad composicional. Los olivinos presentan un rango composicional que varía entre $\text{Fa}_{22,3-25,2}$ y $\text{Fa}_{22,2-25,5}$ en cóndrulos y matriz, respectivamente. En cuanto a los piroxenos, estos son pobres en Ca (clinoenstatita) y presentan rangos composicionales que oscilan entre $\text{En}_{78,6-79,5}$ y $\text{Fs}_{18,7-20,5}$ en cóndrulos, y $\text{En}_{78,5-79,9}$ y $\text{Fs}_{18,1-20,2}$ en la matriz. Excepcionalmente, se han hallado piroxenos en la matriz con proporciones mayores de Ca, con composiciones de $\text{En}_{65,6-74}$ y $\text{Fs}_{15,1-16,8}$ que los sitúa en el campo de la pigeonita.

Los análisis realizados en la mesostasia de los cóndrulos reflejan un residuo de composición plagioclásica, con una media de 13,7% de Al_2O_3 , 13,31% de CaO , 5,47% de Na_2O y 0,4% de K_2O , además de proporciones residuales en FeO y MgO .

La aleación comprende la solución sólida entre kamacita, más abundante en

el ejemplar, y taenita. La kamacita contiene entre un 5,7 y un 6,5% en peso de Ni y hasta un 0,8% en Co. El contenido en Ni para la taenita varía entre 29,5 y 30,4% de peso, con valores inferiores de Co respecto a la kamacita que rondan el 0,3% en peso.

La cromita, descrita tanto en interior de cóndrulos como en forma de pequeños cristales diseminados en la matriz, presenta varias impurezas entre las que destacan concentraciones de hasta 2,7% de peso en Mg, 3,1% de Ti y 6,7% de Al.

Espectroscopía Raman

Mediante esta técnica se ha analizado el conjunto de la mineralogía presente en Dalgety Downs, obteniendo una serie de espectros característicos (Fig. 3) de los que se extraen las siguientes observaciones de mayor relevancia:

1) El desplazamiento hacia menores frecuencias, en torno a $5\text{--}7\text{ cm}^{-1}$, de las principales bandas de los olivinos en la matriz y cóndrulos respecto a sus posiciones típicas (825 y 856 cm^{-1}), acompañado de un ligero incremento de unos 5 cm^{-1} en sus anchuras medidas a mitad de altura (FWHM).

2) Bandas situadas en frecuencias de 480 y 511 cm^{-1} en los espectros adquiridos en la mesostasia de cóndrulos, que corresponden a microcristales de plagioclase (albita).

3) Los espectros obtenidos del análisis de fosfatos presentan dos bandas muy intensas en frecuencias de 960 y 976 cm^{-1} y bandas de menor intensidad a 408 , 448 y 1082 cm^{-1} , que se ajustan a las po-

siciones típicas de las bandas en espectros Raman de la merrillita contrastados en bases de datos especializadas (RRUFF, <http://rruff.info/>), por lo que se confirma la presencia de esta fase mineral en la matriz e interior de cóndrulos.

Discusión y Conclusiones

Los meteoritos, a través del estudio de sus mineralogías, texturas y datos geoquímicos, han sido típicamente una importante fuente de información acerca de la formación y evolución del Sistema Solar. Estos aspectos reflejan una serie de procesos acrecionales y post-acrecionales que afectaron al cuerpo padre asteroidal al que pertenece el ejemplar analizado, como son el metamorfismo térmico y de impacto, así como los efectos de la alteración atmosférica tras su colisión con la Tierra.

Dalgety Downs presenta una composición mineralógica muy homogénea entre los cóndrulos y su matriz, que junto a otros rasgos texturales característicos de un metamorfismo térmico avanzado como son la recrystalización de la matriz, la pérdida de nitidez en bordes de cóndrulos y la desvitrificación de sus mesostasias, en la se forman microcristales de plagioclase (Muñoz-Espadas, 2003), permiten confirmar el tipo petrológico 4 asignado a esta condrita (Van Schmus y Wood, 1967) en un contexto de temperaturas intermedias comprendidas entre los 600 y 700°C (McSween, 1999).

Aunque en el ejemplar estudiado no han sido detectadas venas de impacto ni *pockets* de material fundido, la existencia de fracturas planares y extinción ondulante en los olivinos, acompañados de un mosaicismo débil generalizado, sugieren un metamorfismo de impacto de grado S4 o moderado con presiones comprendidas entre 30 y 35 GPa (Stöffler *et al.*, 1991). Otros autores, como Miyamoto y Ohsumi (1995), relacionan el desplazamiento hacia mayores frecuencias de las principales bandas Raman en olivinos y el aumento de sus anchuras a mitad de altura (FWHM) con un stress residual y un cierto grado de desorden en sus estructuras cristalinas debido a eventos de colisión, que si bien, en este caso, aunque el aumento de anchura en las bandas es notable, el desplazamiento se produce hacia menores frecuencias, por lo que estas variaciones podrían estar relacionadas con diferencias en la composición

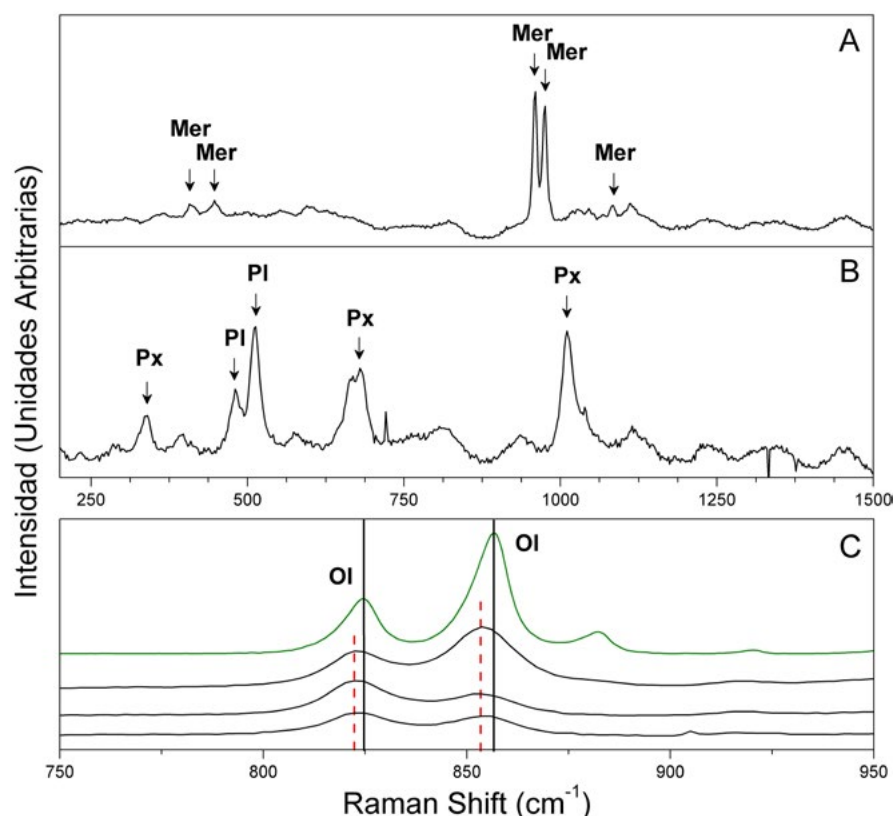


Fig. 3.- Espectros Raman de silicatos y fosfatos hallados en Dalgety Downs. A) Espectro Raman de la merrillita. B) Espectro Raman de plagioclasa (albita) en la mesostasia, con participación de acículas de piroxeno. C) Espectros Raman de olivinos en cóndrulos y matriz comparados respecto a una muestra de referencia, en verde (RRUFF).

Fig. 3.- Raman spectrums of silicates and phosphates found in Dalgety Downs. A) Merrillite Raman spectrum. B) Plagioclase (albite) Raman spectrum, with participation of pyroxene needles. C) Raman spectrums of chondrules and matrix olivines compared to a reference sample, in green (RRUFF).

química del olivino e incluso con un aumento de temperatura (debido o no a una colisión) que induzca cierto desorden en sus estructuras.

El grado de meteorización determinado en este ejemplar se corresponde con un estadio W3 o fuerte (Wlotzka, 1993), en base a las venas oxidadas, los halos de hematitas alrededor de granos metálicos y la incipiente formación de akaganeíta en la aleación, mineral de corrosión típico de una alteración temprana (Bland *et al.*, 2006), englobados en una costra de fusión fina e irregular.

Por último, queda probada la eficacia de la espectroscopía Raman para el estudio de los materiales geológicos

extraterrestres, ya que esta técnica es capaz de proporcionar, de manera precisa y no destructiva, una valiosa información acerca de la mineralogía presente en estas rocas y los procesos que les afectan.

Agradecimientos

Agradezco al grupo de investigación de meteoritos y geociencias planetarias del IGEO (CSIC-UCM) las muestras de Dalgety Downs que han sido analizadas en el presente trabajo. Los datos de geoquímica mineral han sido obtenidos en el Centro Nacional de Microscopía Electrónica Luis Bru de la Universidad Complutense de Madrid. Andrés Caño

Blanes agradece al resto de coautores su apoyo y revisión de este artículo, tanto las observaciones y consejos del Dr. Valentín García Baonza en lo referente a espectroscopía Raman, como al Dr. Jesús Martínez Frías y la Dra. Rosario Lunar Hernández sus apreciaciones sobre los aspectos mineralógicos y geoquímicos. Por último, los autores agradecen la revisión y comentarios de Rogelio Daniel Acevedo y de un revisor anónimo, que han contribuido a la mejora del artículo original.

Referencias

- Bischoff, A. (2001a). *Earth, Moon and Planets* 85-86, 87-97.
- Bischoff, A. (2001b). *Planetary and Space Science* 49, 769-776.
- Bland, P. A., Zolensky, M. E., Benedix, G. K., y Sephton, M. A. (2006). *Meteorites and the early solar system II*, 853-867.
- Easton, A. J., y Elliott, C. J. (1977). *Meteoritics* 12, 409-416.
- Englert, P. y Herr, W. (1978). *Meteoritics* 13, 454.
- Herzog, G.F. y Cressy Jr, P.J. (1976). *Meteoritics* 11, 59-68.
- Herzog, G.F., Xue, S., Cloudt, S., Jull, A.J.T., Middleton, R. y Klein, J. (1995). *Meteoritics* 30(5), 518-519.
- McSween, H.Y.Jr. (1999). *Meteorites and their Parent Planets*. Cambridge University Press, Cambridge, 310 p.
- Miyamoto, M. y Ohsumi, K. (1995). *Geophysical research letters* 22(4), 437-440.
- Muñoz-Espadas, M.J. (2003). *Mineralogía, texturas y cosmoquímica de cóndrulos en condritas H4, H5, L5 y LL5*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 324 p.
- Stöffler, D., Keil, K. y Scott, E.R.D. (1991). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 3845-3867.
- Van Schmus, W.R. y Wood, J.A. (1967). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31, 747-765.
- Wlotzka, F. (1993). *Meteoritics* 28, 460-460.

Estimación de la recarga y descarga de agua subterránea mediante aforos diferenciales en el tramo final del río Guadalfeo (Granada)

Groundwater recharge-discharge estimation with differential flow gaugings in the final stretch of the Guadalfeo river (Granada)

Ángela M. Blanco-Coronas¹, Manuel López-Chicano¹, Rogelio Acosta-Rodríguez¹ y María Luisa Calvache¹

¹ Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Avenida Fuente Nueva s/n. ablanco@ugr.es, mlopezc@ugr.es, rogeracota@gmail.com, calvache@ugr.es

RESUMEN

Las interacciones entre las aguas subterráneas y las superficiales son muy complejas y dependen de múltiples factores. La dependencia mutua de ambos cuerpos de agua crea la necesidad de tratarlos como un único sistema. El río Guadalfeo constituye la principal recarga del acuífero Motril-Salobreña, y su caudal depende de la actividad antrópica y de un clima variable. Este estudio se centra en un año completo, de noviembre de 2017 a octubre de 2018, y presenta por primera vez el comportamiento del río en detalle. Para ello, se realizó una campaña mensual de aforos diferenciales en 5 puntos del río, y se analizó el carácter influente o efluente del río por tramos. Además, las medidas de nivel freático sirvieron para relacionar las pérdidas o ganancias del río con el comportamiento del acuífero.

Palabras clave: acuífero detrítico, río, intercambio de aguas subterráneas.

ABSTRACT

Groundwater-surface water interactions are very complex and dependent on multiple factors. The mutual dependence of both water bodies create the need for treating them as a unique system. The Guadalfeo river is the main entrance of water to the Motril-Salobreña aquifer, and it relies on the anthropogenic activity and on the variable climate of the area. This study presents the detailed behavior of the river during an entire year, since November 2017 to October 2018. To that end, differential flow gaugings were made at 5 points of the river to finally analyze its effluent-influent behaviour by sections. Furthermore, the groundwater level measurements allowed to relate the gains or losses of the river flow with the aquifer behavior.

Key-words: detrital aquifer, river, interaction, groundwater exchange.

Geogaceta, 69 (2021), 91-94
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 25/06/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introducción

En los últimos años, la importancia de considerar las aguas subterráneas y superficiales como un único recurso ha sufrido un evidente incremento (Wood, 2011). La comprensión de la interacción entre aguas subterráneas y los ríos es importante para el cálculo de balances hídricos, para la explotación sostenible de las aguas subterráneas (Tsur y Graham-Tomasi, 1991), así como para el mantenimiento de los caudales ecológicos del río (Boulton, 1993; Krause *et al.*, 2007; Luc, 2004). El grado de intercambio depende de numerosos factores entre los que se incluye la topografía, la geología, las propiedades hidráulicas del subsuelo, las variaciones temporales en la precipitación y patrones de flujos locales de agua subterránea (Cey *et al.*, 1998).

El acuífero Motril-Salobreña es conocido por su buen estado, al contrario de la mayoría de acuíferos costeros de regiones semiáridas (Calvache *et al.* 2016). Se trata de un sistema complejo

que depende de un clima muy variable y de numerosos factores controlados por la actividad antrópica. Por ello, diversos estudios se han centrado en el intento de preservar los recursos en contra de la intrusión marina y/o un descenso pronunciado de los niveles freáticos.

La construcción de la presa de Rules, que gestiona el caudal del río Guadalfeo, produjo una gran preocupación sobre cómo afectaría al acuífero. Calvache *et al.* (2003) realizaron un estudio sobre el estado del acuífero antes de finalizar la construcción de la presa. Duque *et al.* (2011) calcularon los porcentajes de recarga mediante isótopos estables del agua. En Duque *et al.* (2010) se realizó un modelo el transporte de calor para estudiar la relación río-acuífero.

El objetivo de este estudio es mejorar el entendimiento de los procesos de intercambio entre el río Guadalfeo y el acuífero Motril-Salobreña mediante medidas directas de caudal y de nivel freático realizadas una vez al mes durante un año hidrológico.

Área de estudio

La cuenca del río Guadalfeo, situada en la vertiente meridional del macizo de Sierra Nevada, tiene una extensión total de 1290 km². El río Guadalfeo (Fig. 1) con una longitud de 71 km, nace a más de 3400 m de altitud y drena las aguas hacia el sur, para desembocar en el Mar Mediterráneo. El acusado gradiente topográfico y el contraste climático entre las épocas de verano e invierno, hace que el río tenga un régimen mixto pluvionival con un caudal anual muy variable. El río está regulado por la Presa de Rules, construida para el abastecimiento de los núcleos urbanos costeros y para el regadío de la vega de Motril-Salobreña, donde se practica una intensa actividad agrícola de cultivos subtropicales y hortícolas.

Las pérdidas en el lecho del río Guadalfeo suponen una de las principales entradas de agua al acuífero existente aguas abajo de la presa de Rules (Calvache *et al.*, 2009; Duque *et al.*, 2010). El acuífero de Motril-Salobreña tiene una



Fig. 1.- Localización del acuífero Motril-Salobreña y de la cuenca del río Guadalfeo. A: punto de aforo del río, P: sondeo. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Location of the Motril-Salobreña aquifer and the Guadalfeo river basin. A (Aforo): measurement point of the river flow, P: well. See color figure in the web.

superficie aproximada de 42 km² limitada por la Sierra de Almirajara y Tejeda, la Sierra de Lújar y el mar Mediterráneo (Fig. 1). Se compone de sedimentos aluviales aportados por el río Guadalfeo y otros cauces menores, que yacen sobre los esquistos y filitas de las Zonas Internas de la Cordillera Bética, considerados impermeables. Los materiales que componen el acuífero son una alternancia de arcillas, limos, arenas y gravas. La conductividad hidráulica del acuífero decrece de norte a sur y de este a oeste (Duque *et al.*, 2005). El flujo subterráneo tiene una dirección de norte a sur con un gradiente hidráulico calculado entre $1,6 \times 10^{-3}$ y 5×10^{-3} (Duque *et al.*, 2010).

Metodología

Aforos en el río Guadalfeo

Aguas abajo de la presa de Rules, se realizaron aforos directos mensuales con aforador durante un año completo (noviembre 2017-octubre 2018) en distintos puntos a lo largo del cauce natural del río Guadalfeo. Se escogieron 5 localizaciones (de norte a sur: A1, A2, A3, A4 y A5) manteniendo una distancia de 1,5-2 km y haciéndolos coincidir en cierta medida con piezómetros cercanos al cauce (P1, P2, P3, P4 y P5) (Fig.1). Para los aforos directos se utilizó un aforador MF Pro de OTT, que contiene un sensor que crea un campo magnético en el que el flujo de electrones que acompaña el flujo de agua induce una corriente eléctrica cuyo voltaje es proporcional a la velocidad del agua en la sección aforada.

Se calcularon las diferencias de caudales entre los puntos de aforo extremos de cada tramo. Estos valores aportan información sobre los tramos donde el río tenga un carácter efluente o influente, para analizar las posibles pérdidas o ganancias de caudal (Bonacci, 1987; Cey *et al.*, 1998; Harte y Kiah, 2009; McCallum *et al.* 2013).

Medidas de nivel freático

Se realizaron observaciones de nivel freático en 5 sondeos cercanos al río con una sonda de hidronivel HydroMet KL010 de OTT. Estos datos, junto con los aforos, permiten relacionar las diferencias de caudal con los ascensos y descensos de nivel.

Tanto los puntos de aforo como los sondeos fueron nivelados mediante un GPS diferencial Leica 1200+.

Datos hidrometeorológicos

Los datos hidrometeorológicos fueron registrados por la estación meteorológica de Motril de la red de la Consejería de Agricultura, Ganadería, Pesca y Desarrollo Sostenible de la Junta de Andalucía. Se obtuvieron datos horarios de precipitación, presión atmosférica, temperatura, radiación solar, y velocidad y dirección del viento.

Cálculo de la infiltración

A los datos de aforos diferenciales, considerados como medios mensuales, se les descontó la evaporación mensual y se les sumó la precipitación directa mensual para el cálculo de la infiltración por tramos.

Para el cálculo de evaporación directa del río se aplicó la ecuación de Penman (Penman, 1956), que estima la evaporación de la superficie libre de agua:

$$E_p = \Delta / (\Delta + \gamma) \cdot R_{nw} / \lambda + E_a \cdot \gamma / (\Delta + \gamma)$$

Donde E_p es la evaporación, Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor, γ es la constante psicrométrica, R_{nw} es la radiación neta en la superficie, λ es el calor latente de vaporización, E_a es el factor de corrección de la acción del viento. Los parámetros fueron calculados usando las variables climáticas recogidas en la estación meteorológica de Motril de la Junta de Andalucía.

Resultados

Datos de precipitaciones, caudales y niveles freáticos

La figura 2 muestra los caudales medidos en los distintos puntos de aforo y los vertidos por la presa de Rules, las precipitaciones, y los niveles freáticos. desde noviembre 2017 a octubre 2018. El año hidrológico 2017-2018 podría considerarse un año moderadamente seco con unas precipitaciones totales de 304 mm. La lluvia ha estado ausente en los meses de verano y las precipitaciones más abundantes se registraron en marzo (229,7 mm). Los caudales evolucionan en el tiempo de manera similar a las lluvias, aunque con un desfase de hasta dos meses. El pico de caudal no se produjo hasta mayo, momento en el que superó los 7m³/s. Esto es fruto del retardo producido por el deshielo y de la retención de agua en la presa de Rules. La trayectoria de los caudales es la misma para todos los puntos de aforo y tienen una tendencia muy similar a la curva de caudales aportados por la presa de Rules. Los niveles freáticos del acuífero oscilan en función del caudal que discurre por el río. La respuesta del acuífero con respecto al caudal del río es más rápida en el punto P1: el nivel alcanza su máximo en mayo junto al caudal y en junio descienden de manera simultánea. En los puntos P2, P3, P4 y P5, los niveles aumentan en mayo, en cambio no es hasta junio cuando alcanzan el máximo. En la figura 3 se representa la altura de la base del canal del río medido con GPS en los diferentes puntos de aforo y la superficie freática en época de niveles bajos (febrero) y niveles altos (mayo). Se observa como A4-A5 es el único tramo en el que el

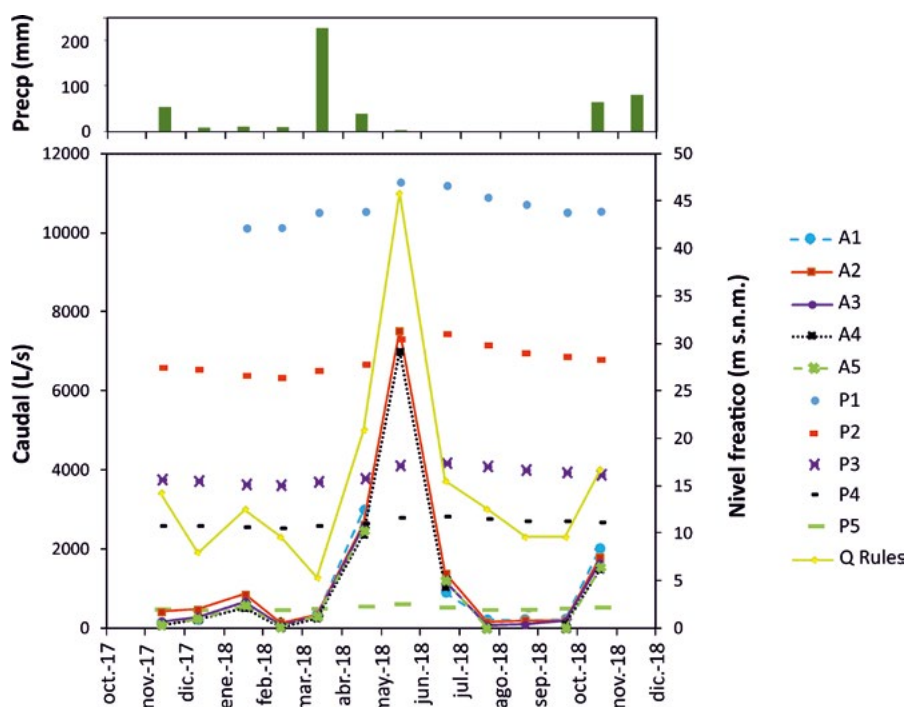


Fig. 2.- Registros mensuales de precipitaciones (barras, Precp), caudal en cada punto de aforo (líneas continuas, A), niveles freáticos (líneas de puntos, P) y caudal vertido por la presa de Rules (línea amarilla, Q Rules). Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Monthly records of precipitation (Precp), river flow at each measure point (A), groundwater level (P), water flow liberated by Rules dam (Q Rules). See color figure in the web.

nivel freático se encuentra por encima de la base del canal del río y donde las variaciones de nivel son menores y que aumentan hacia el norte del acuífero.

Aforos diferenciales

La relación entre las diferencias de caudal obtenidos en los diferentes tramos y el caudal del punto localizado aguas arriba de cada tramo (Fig. 4) siguiendo el método de Bonacci (1987) muestra diferentes comportamientos a lo largo del recorrido del río. En el tramo A1-A2 (Fig. 4A) los puntos se encuentran dispersos, apareciendo valores positivos y negativos. Su comportamiento no corresponde con ninguno de los estandarizados en Bonacci (1987). Por el contrario, en los tramos A2-A3 y A3-A4 (Figs. 4B y 4C) los valores son siempre negativos. El tramo A2-A4 abarca la mayor parte del río Guadalfeo a su paso por la vega de Motril-Salobreña. Su tendencia (Fig. 4E) concuerda con la de las figuras 4B y 4C. Los tres tramos se caracterizan por la existencia de una pérdida constante de agua del río, tanto para caudales bajos como para caudales altos. En el tramo limitado por los aforos 2 y 4 (Fig. 4E) se observa que cuando se registran caudales muy altos, la infiltración del río al acuífero tiende a disminuir. Para caudales

superiores a $3.3 \text{ m}^3/\text{s}$ aproximadamente, parece existir un límite de descarga en el que el río pasaría de ser influente a ser efluente o ganador.

En el último tramo, el A4-A5, todos los puntos aparecen en la parte positiva del gráfico. El río se comportaría como sistemáticamente ganador en este intervalo del río.

Infiltración

Las pérdidas de caudal y la infiltración por tramos (Tabla I) muestra que el río Guadalfeo se comporta como un río in-

fluente en la mayor parte de su curso con tasas de infiltración positivas. En cambio, en la zona más próxima a la desembocadura (A4-A5) el río se comporta como efluente y tiene una ganancia anual de 1.6 hm^3 procedentes del acuífero.

El tramo donde se produce una mayor pérdida corresponde al A3-A4, con una infiltración anual al río de 4.2 hm^3 y de 0.09 L/s por metro lineal. Dichas pérdidas llegan a ser totales en varios meses del periodo de estudio llegando a secarse el río en A4.

Discusión

Los caudales medidos en los diferentes aforos son directamente proporcionales a los caudales que aporta la presa de Rules, situada 10 km aguas arriba.

La posición del nivel freático tiene una fuerte dependencia de la recarga producida por el río Guadalfeo. Las variaciones de nivel no se producen de forma automática con las lluvias, sino que lo hacen con un cierto desfase respecto a las mismas, fruto de la regulación que impone la presa.

El único tramo en el que el acuífero alimenta al río es el tramo final (A4-A5), mientras que el resto del curso actúa como influente. En el tramo A2-A4 las pérdidas de caudal tienden a disminuir para caudales muy altos debido a la progresiva disminución de la zona no saturada por el ascenso del nivel freático, de acuerdo con Duque (2009). Al comportamiento del tramo A1-A2 no se le ha dado una interpretación y será objeto de estudio en futuros trabajos. Por último, el tramo con mayor tasa de infiltración no corresponde al tramo superior, sino con uno de los tramos más bajos del río (A3-A4).

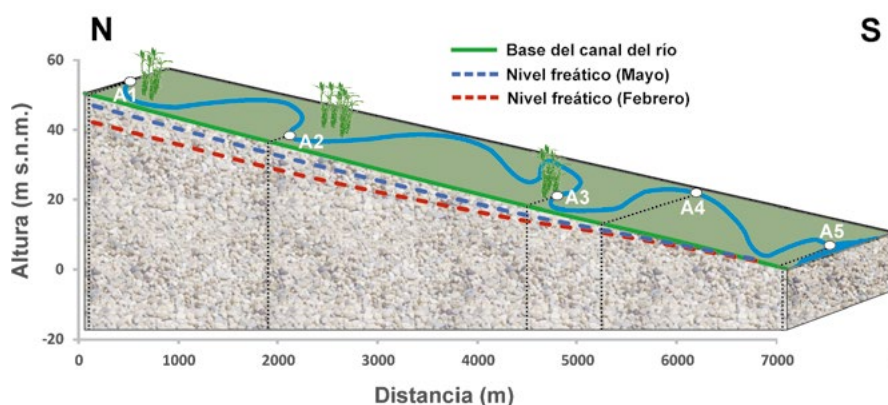


Fig. 3.- Posición del nivel freático en febrero (niveles más bajos) y mayo (niveles más altos) y cota de base del canal del río en los diferentes puntos de aforo. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Groundwater level position in February and May and riverbed height at the different river flow measurement points. See color figure in the web.

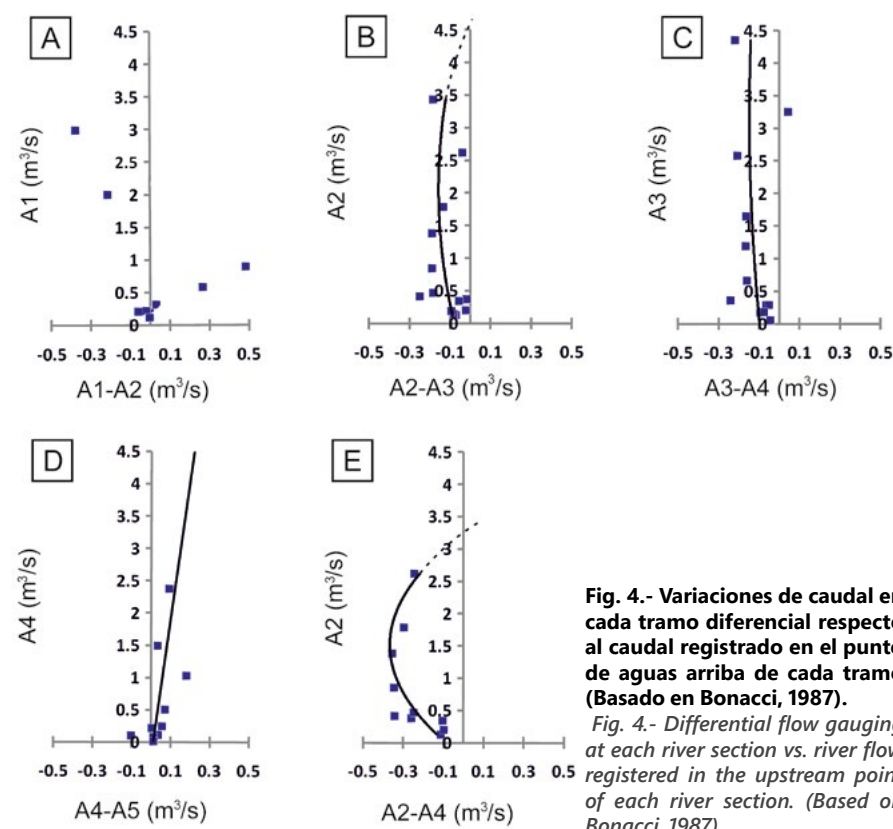


Fig. 4.- Variaciones de caudal en cada tramo diferencial respecto al caudal registrado en el punto de aguas arriba de cada tramo (Basado en Bonacci, 1987).

Fig. 4.- Differential flow gauging at each river section vs. river flow registered in the upstream point of each river section. (Based on Bonacci, 1987).

Conclusiones

La interacción entre las aguas subterráneas y superficiales en el río Guadalfeo presentó variaciones en la distribución tanto temporal como espacial. Los aforos diferenciales junto con los registros de nivel freático permitieron detallar con mayor exactitud que otros métodos indirectos las zonas en las que el río Guadalfeo alimenta el acuífero Motril-Salobreña o recibe aportaciones del mismo, así como cuantificar esas relaciones. La actividad humana, mediante la regulación del caudal del río, intervino de manera importante en la relación de ambos cuerpos de agua. Todo ello pone de manifiesto la fuerte relación existente río-acuífero y la importancia de tratarlos como un sistema único.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó gracias a los fondos del proyecto CGL2016-77503-R financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad (cofinanciado por el Fondo Europeo de Desarrollo Regional FEDER) y del grupo de investigación de la Junta de Andalucía RNM-369. Los autores también quieren agradecer la facilitación de los datos meteorológicos a la Red Hidrosur y los datos de caudales al Sistema de explotación de Béznar-Rules de la Consejería del Medio Ambiente y Ordenación del Terreno de la Junta de Andalucía. También a los revisores anónimos de este trabajo por sus sugerencias.

Tramos	Longitud del tramo (m)	Pérdidas de caudal (L/s)	Infiltración ($\text{hm}^3/\text{año}$)	Infiltración por metro lineal (L/s.m)
A1-A2	1881	43.54	1.4	0.02
A2-A3	2583	117.5	3.7	0.05
A3-A4	1445	132.6	4.2	0.09
A4-A5	1130	-48.5	-1.6	-0.04

Tabla 1.- Pérdidas de caudal (L/s), infiltración total (hm^3) e infiltración por metro lineal (L/s.m) durante el año de medida.

Table. 1.- River flow loss (L/s), total infiltration (Mm^3) and infiltration per linear meter (L/s.m) during the 1-year period.

Referencias

- Bonacci, O. (1987). *Karst Hydrology*. Springer Verlag, Berlin, 184p.
- Boulton, A.J. (1993). *Australian Journal of Marine and Freshwater Research* 44(4), 553-564.
- Calvache, M.L., Rubio, J.C., López-Chicano, M., González-Ramón, A., Ibañez, S., Martín-Rosales, W., Soler, R., Díaz-Losada, E. y Peinado Parra, T. (2003). *Simpósio Internacional sobre Tecnología de la Intrusión de agua de mar en Acuíferos Costeros*. IGME, Madrid, 77-85.
- Calvache, M.L., Ibañez, S., Duque, C., Martín-Rosales, W., López-Chicano, M., Rubio, J.C., González, A. y Viseras, C. (2009). *Hydrological Processes*, 23, 1268-1281.
- Calvache, M.L., Sánchez-Úbeda, J.P., Duque, C., López-Chicano, M. y de la Torre, B. (2016). *Water Resources Management*, 30, 559-575.
- Cey, E., Rudolph, D.L. y Parkin, G.W. (1998). *Journal of Hydrology*, 210, 21-37.
- Duque, C., Calvache, M.L., Rubio, J.C., López-Chicano, M., González-Ramón, A., Martín-Rosales, W. y Cerón, J.C. (2005). In: VI SIAGA, *Libro de Comunicaciones*, 343-547.
- Duque, C. (2009). *Influencia antrópica sobre la hidrogeología del acuífero Motril-Salobreña*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 196 p.
- Duque, C., Calvache, M.L. y Engesgaard, P. (2010). *Journal of Hydrology*, 381, 121-133.
- Duque, C., López-Chicano, M., Calvache, M.L., Martín-Rosales, W., Gómez-Fontalva, J.M. y Crespo, F. (2011). *Hydrological Processes*, 25, 2261-2274.
- Harte, P. y Kiah, R. (2009). *Hydrogeology Journal*, 17, 409-424.
- Krause, S., Bronstert, A., y Zehe, E. (2007). *Journal of Hydrology*, 347, 404-417.
- Luc, L. (2004). *Journal of Hydrology*, 288, 312-326.
- McCallum, A.M., Andersen, M.S. y Acworth, R.I. (2013). *Ground Water*, 52(2).
- Penman, H.L. (1956). *Netherlands Journal of Agricultural Science*, 4, 9-29.
- Tsur, Y. y Graham-Tomasi, T. (1991). *Journal of Environmental Economics and Management* 21(3), 201-224.
- Wood, E. F., Roundy, J.K., Troy, T.J., et al. (2011). *Water Resources Research* 47.
- Winter, T.C., Harvery, J.M., Franke, O.L. y Alley, W.M. (1998). US Geological Survey Circular 1139.

Crocodile tail traces and dinosaur footprints. Bathonian?-Callovian. Imilchil. High Central Atlas. Morocco

Marcas de cola de cocodrilos y huellas de dinosaurio. Bathoniense?-Calloviense. Imilchil. Alto Atlas Central. Marruecos

Moussa Masrour¹, Mohamed Boutakiout², Jesús Herrero Gascón³, Ricardo Ochoa Martínez⁴, José Luis Sáinz Ruiz de Zuazu⁴ and Félix Pérez-Lorente^{4,5}

¹ University Ibn Zohr, Agadir, Morocco moussamasrour5@gmail.com

² University Mohamed V, BP1014, RP, Rabat, Morocco mboutakiout@gmail.com

³ Guías de Galve. Mayor, 10. E-44168 Galve, Spain guiasdegalve@msn.com

⁴ Amigos del Museo de Enciso. Portillo, 3. E-26586 Enciso, Spain tahona@ascarioja.es joseluistrabajo@outlook.com

⁵ Universidad de La Rioja, Edificio CT, Madre de Dios 51-53, E-26006, Logroño, Spain felix.perez@unirioja.es

ABSTRACT

Three types of ichnites from a new site discovered in Imilchil were studied and described. The structures of pes and manus prints and tail traces of tetrapods provide data to separate: real ichnites (theropod footprints and crocodile tail drag marks); and sauropod' subtraces. Most of the theropod footprints are deformed by collapse of their walls, the sauropod subtraces show the strong deformation of about ten well-stratified sedimentary levels. The surface on which we can see theropod and crocodile ichnites is the tracking surface, i. e. the original surface on which they were printed.

Key-words: tail drag, footprints, crocodiles, dinosaurs, Imilchil megatracksite, Morocco.

RESUMEN

Se estudian tres tipos de icnitas de un nuevo yacimiento descubierto en Imilchil. Las estructuras de las huellas de pies, manos y cola de tetrápodos proporcionan datos para separar: icnitas reales (pisadas terópodos y marcas de arrastre de cola de cocodrilos) y calcos saurópodos. La mayor parte de las huellas terópodos están deformadas por colapso de sus paredes, y las subhuellas saurópodos muestran la fuerte deformación de unos diez niveles sedimentarios bien estratificados. La superficie en la que se encuentran las huellas terópodos y las icnitas de cocodrilo son la superficie de marcha, es decir la superficie original sobre las que se imprimieron.

Palabras clave: marcas de cola, pisadas, cocodrilos, dinosaurios, megayacimiento de Imilchil, Marruecos

Geogaceta, 69 (2021), 95-98
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10/06/2020
Fecha de revisión: 23/10/2020
Fecha de aceptación: 27/11/2020

Introduction

We present a new study on vertebrate ichnology in the Imilchil region (Morocco) where we have been prospecting since 2016 (Fig. 1). Gandini (2009) and Gierlinski *et al.* (2009) were the first to publish data on the area. So far, dinosaur footprints (theropod and sauropod of various types), crocodile and pterosaur footprints have been described (Klein *et al.*, 2018). The whole (50-60 Km²) is considered a megatracksite (Boutakiout *et al.* 2020). In the present site we have found crocodile tail dragging traces, tridactyl theropod footprints and probably large sauropod traces.

Gandini (2009) grouped the Outcrops of the area by "Sites" and within them by strata (A, B, C, ...). We distinguish the sites by their geographical situation, named successively as we study them. This site is No. 10 found at "site 7" of Gandini (2009),

and is on the NW flank of the Ait Ali Ou Ikkoud syncline, very close to the town of Tagigahcth; the symbol we have given is 7.10TAG. The coordinates of the site according to Google images are 262575 //

3567689.

7.10TAG is an outcrop of silty sandstones and limolites from the Isli Formation (Gierlinski *et al.*, 2017) whose age is Bathonian? - Callovian (Fig. 1). The appearan-

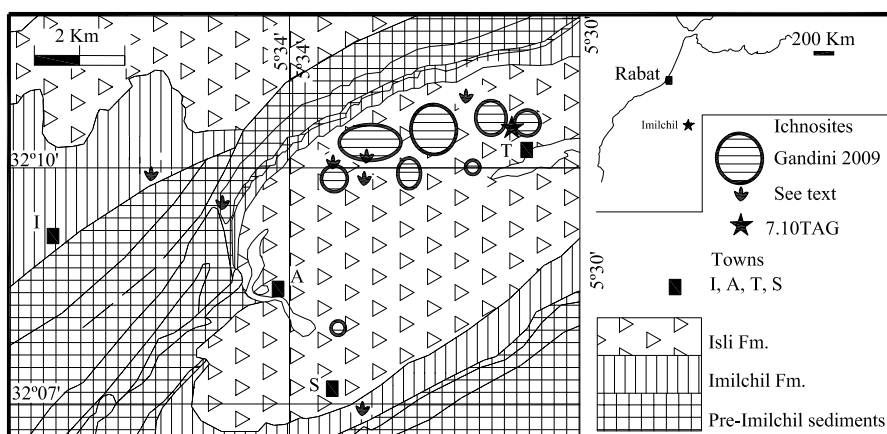


Fig. 1.- Location of Imilchil ichnological sites: Towns: A, Ait Ali Ou Ikkou; I, Imilchil; S, Sountat; T, Tagigahcth.

Fig. 1.- Localización de los yacimientos icnológicos de Imilchil. Aduares de: A, Ait Ali Ou Ikkou, I, Imilchil; S, Sountat; T, Tagigahcth.

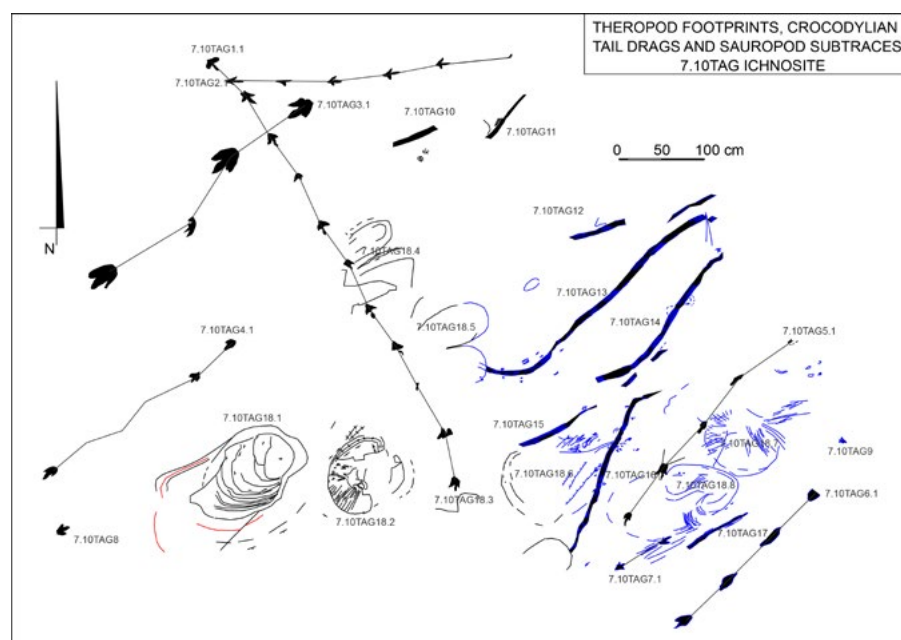


Fig. 2.- Ichnites of the 7.10TAG site.
Fig. 2.- Huellas del yacimiento 7.10TAG.

ce of the stratigraphic sequence is like a succession of motley-colored layers that range from very light yellow green to dark brown and black. The colours of the fresh rocks are clear and greenish but they change to brown and black tones due to the ferruginous weathering patina.

Material and Method

The site occupies a surface of 56 m² with a N90E strike and 25°S dip. For its reproduction, first a cross-linking with chalk of 30x30 cm of mesh light was done, and then it was photographed. The photographs have been manually restored with Adobe Photoshop and subsequently drawn on a two-dimensional AutoCAD

basis. Most of the measurements have been made on that basis.

The largest bed of the 7.10TAG (Fig. 2) contains real traces of vertebrates (dinosaurs and crocodiles) and probably sauropod subtraces. No ichnogenus or ichnospecies have been identified because most of the footprints are deformed or are subtraces. (Fig. 3).

The concepts and characters used are those given by the first who gave a name to them (cf. Pérez-Lorente, 2015).

Ichnology

We have grouped the 7.10TAG vertebrate ichnites into: tridactyl footprints, large undertracks and tail marks.

Tridactyl footprints

There are six trackways (7.10TAG1 to 7.10TAG6), a pair of footprints (7.10TAG7) and two isolated footprints (7.10TAG8 and 7.10TAG9). The trackways are mostly complete and only 3 intermediate footprints are missing in 7.10TAG4. Except for the 7.10TAG9 footprint, which is not complete and we cannot decide if it has more than three digits, all the others are tridactyl, with relatively long digits of acuminate termination. All (except 7.10TAG8 that is on a higher level) are on the top surface of the same layer. All are theropod ichnites.

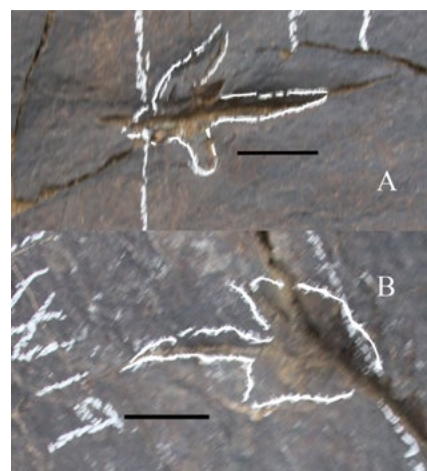


Fig. 3.- A, collapse of 7.10TAG2.5; B, Collapse and bent of 7.10TAG5.5.

Fig. 3.- A, colapso de 7.10TAG2.5; B, Colapso y torsión de 7.10TAG5.5.

The trackway 7.10TAG3 is different from the others because it has rather wider digits and longer footprints ($l = 34$ cm) without collapse or deformation structures. It has: a greater pace length ($P = 102$ cm) and stride length ($z = 196$ cm); and a smaller pace angle ($Ap = 130^\circ$) and Sternberg ratio ($z/l = 5.7$). The rest of the theropod tracks are shorter (l ranges between 22 and 14 cm) and their trackways have such a large pace angle ($Ap = 170$ to 180°) that the stride length is very close to twice the pace length.

All footprints are narrow ($[l-a]/a$ between 0 and 1), with very narrow trackways ($Ar/a < 0.5$) (Ar = trackway deviation; a = width of the footprint). The average speed ranges between 3.7 and 5.5 km/hour.

The short theropod ichnites (except 7.10TAG8) are deformed by synsedimentary collapse structures that narrow the digits and/or by compression produced by the posterior possibly sauropod subtraces (Fig. 4). The projection of digit III



Fig. 4.- 7.10TAG18.1. Photo and design of its structures. The dark lines are fractures, fold axis and symbols of bed strike and dip.

Fig. 4.- 7.10TAG18.1. Fotografía y dibujo de sus estructuras. Las líneas oscuras son fracturas, ejes de pliegue y símbolos de dirección y buzamiento de las capas.

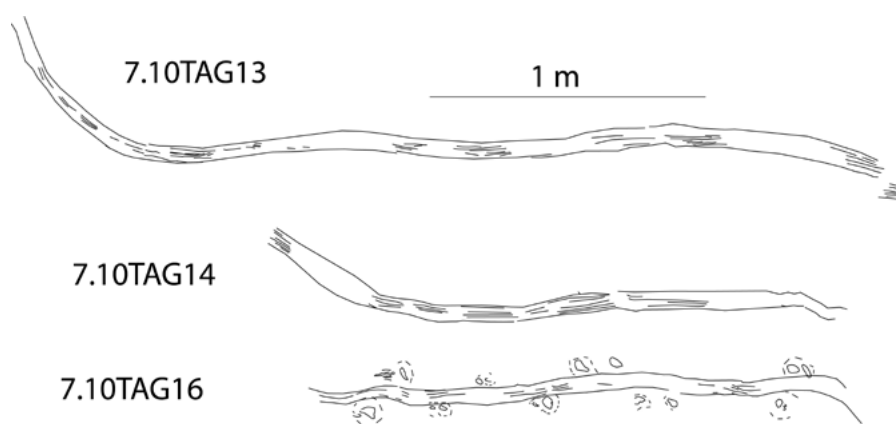


Fig. 5.- Three sinusoid tail traces. Striae and cuadruped trackway.

Fig. 5. Tres marcas sinusoidales de cola. Estrías y rastrillada cuadrúpeda.

cannot be calculated because the footprints are deformed or their contours are incomplete.

Large undertracks.

At the site there are large rounded depressions that we include in group 7.10TAG18 (Fig. 2). The largest 7.10TAG18.1 measures 203x117 cm and several sedimentary levels are involved in it (Fig. 4): a) the tracking surface (SM) of the theropod footprints and the tail marks, and; b) at least 8 levels above it.

7.10TAG18.1 (Figs. 2, 4) is the most complete of the ichnites of this group. The deepest part is occupied by about 8 levels (not fractured) of more than 3 cm thick intruded in the hollow of the track. We consider them a dead zone (Allen, 1997). On the wall of the footprint those levels are cut (fractured) or folded. The walls of the footprint are from the SM top or higher levels. The edge of the footprint is an extrusion rim created by the fold of the SM or of the upper levels and form a surrounding anticline, at some points with vertical flanks.

7.10TAG18.2 is also a structure consisting of a central depressed area surrounded by a fold of SM. On the north edge the fold has vertical flanks. In this footprint, post-SM levels are not preserved. Water-escape structures are very evident in what is probably a sliding slide surface of deformed levels. In this and other subtraces of 7.10TAG18 there is a change in the colour tone of the rock on each side of the outline of the subtraces.

The rest of 7.10TAG18, are depressions of different depth and extension with raised edges. In 7.10TAG18.4 a zone of the surrounding fold axis has broken and an open scar is formed that runs along the

hinge. Finally, in 7.10TAG18.6 there are breaks in the form of tension microfaults congruent with the sinking of the center of the footprint. They are water-escape structures in 7.10TAG18.2, 7.10TAG18.6, 7.10TAG18.7, 7.10TAG18.8 footprints.

In the NE half of the site, the SM has rounded depressions that are less deep and just as wide which we have not indicated due to the difficulty of establishing their limits and because when too indistinct it is doubtful whether the depressions correspond to subtraces. This fact has already been cited in some sites with sauropod footprints in which the depth of the footprints decreases due to the hardening of the substrate perhaps due to its lower water content. (Casanovas *et al.*, 1992; Pérez-Lorente, 2015)

Tail marks

The ichnites 7.10TAG10 to 7.10TAG17 are parallel, sigmoid bands (Figs. 2, 5, 6). The length of the bands ranges between 54 and 210 cm and their width between 2 and 7 cm. Along and inside the bands there are striae parallel to the edges. We have only seen extrusion rims in the ini-



Fig. 6.-Tail drag marks.

Fig. 6.- Marcas de arrastre de cola.

tial part of 7.10TAG16.

Hunt and Lucas (1998), Dalla Vecchia *et al.* (2000) and Kim and Lockley (2013) cited the typical structures of the marks left by the dragging of dinosaur tails (*cf.* Pérez-Lorente and Herrero Gascón, 2007), of which the following are seen in 7.10TAG: linear (continuous or discontinuous); channel shape; generally very narrow in comparison with its length; V-shaped or U-shaped section; parallel edges; straight, irregular or sinuous; walls and bottom with grooves parallel to the layout; extrusion edge. In 7.10TAG16 (Fig. 4) there are pairs of prints forming a trackway, which alternate along the tail mark. The limit line of the prints has no recognizable shape and digit marks are not distinguished. We attribute them to a trackmaker, whose tail glides over the midline of the trackway that borders on or slightly overlaps the footprints.

There are citations of tail traces without autopodial marks on tracks in the water left by crocodiles that do not rest their feet on the ground (Bennett, 1992; Lockley and Foster, 2010). The depth and degree of sinuousness of the crocodile tail trace is variable (Farlow and Elsey, 2010; Farlow *et al.*, 2018) and sometimes it depends on factors such as the depth within the water to which the animal moved.

The shape of the tetrapod tail traces is varied, and Kim and Lockley (2013) have classified them as resting and locomotion (drag). Among the mesozoic resting traces there are many of bipedal dinosaurs, while among the locomotion traces they mention both quadruped and biped animals citing above all quadruped animals. In the type of high walking, whether it is the usual type of movement or if it is optional, there are no tail marks.

The tail mark of dinosaurs is abnormal (*cf.* Torcida *et al.*, 2003) and the accompanying footprints (hallux marks in theropods and manus marks in biped ornithopods) are not normal. All sauropod tail marks have been strongly questioned, except two parallel, straight and long traces not accompanied by footprints or drag marks or extrusion rims, and which are collapse structures, probably galleries (Jenny, *et al.*, 1981).

All the previous observations regarding the morphology of the ensemble (footprints and tail drag mark) are consistent with a crocodile (Lockley and Foster, 2010) that moves under water (Farlow *et al.*, 2017). Since there are no signs of

footprints that accompany all 7.10TAG tail traces, we assume that these marks have been left by crocodiles that go into the water (Farlow *et al.*, 2018). The depth to which they move cannot be deduced with this data. Due to the low sinuosity of the tail mark and the position of the striae marks: either the caudal appendage would not be used as the main motor; or the animal moved slowly in the water, maybe in favour of the current. On the tracking surface there are relatively straight and asymmetric ripple marks, oblique to the direction of movement of the trackmakers, cut and deformed by the tail traces.

In this same syncline (Aït Ali ou Ikoud) several sites with crocodylomorph traces have been found that have been associated with *Crocodylopodus* (Klein *et al.*, 2018) and with *Batrachopus* (Masrour *et al.*, 2020). The tail traces that we examine here may have been printed by the same author as those of either of the two ichnogenus.

Conclusions

A new site is described in the Imilchil tracksite with several types of footprints. The types of ichnites of 7.10TAG are produced during at least two different epochs: a first phase in which the study surface is the tracking surface of theropod footprints and drag crocodilian tail traces; and another later phase that leaves large subtracks probably sauropods.

Has been observed that the substrate in subaqueous environments can remain plastic at great depth. One of the apparent facts of the site is the produced probably sauropod subtrace deformations by folding and fracturing of the tracking surface SM, and at least of the eight upper levels. The original bottom of these subtraces is a dead zone because

under what would be the sole of the autopods, the intruded levels are neither broken nor folded. Fractures are seen at the bottom of some of the print walls, but what predominates are the folded extrusion rims. There are water-escape structures on several surfaces of these subtraces.

Acknowledgements

We thank the University of La Rioja and the Enciso Museum for the material and facilities support for the realization of the work. We specially acknowledge the comments, notes and suggestions of the reviewers M. Avanzini and M. Lockley. The English version has been corrected by R. Terleckis (BA Spanish, University of Bristol).

References

- Allen, J.L.R. (1997). *Philosophical Transactions of the Royal Society of London.B.* 352, 481-518.
- Bennett, A.F. (1992). *Ichnos* 2, 37-42.
- Boutakiout, M., Masrour, M., and Pérez-Lorente, F. (2020). *Journal of African Earth Sciences* 161, 1-13.
- Casanovas, L., Ezquerro, R., Fernández, A., Pérez-Lorente, F., Santafé, J.V. and Torcida, F. (1992). *Zubia* 10, 45-52.
- Dalla Vecchia, F., Tarlao, A., Tunis, G. and Venturini, S. (2000). *Memorie di Scienze Geologiche* 57, 192-293.
- Farlow, J.O. and Elsey, R.M., (2010). In: *Crocodyle tracks and traces* Milan, J., Lucas, S.G., Lockley, M.G. and Spielmann, J.A. eds. *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin* 51, 31-39.
- Farlow, J.O., Robinson, N.J., Turner, M.L., Black, J. and Gatesy, S. (2018). *Palaos* 33, 403-413.
- Gandini, J. (2009). <http://www.prehistoire-du-maroc.com/taghighacht-imilchil.html>

- [html](http://www.prehistoire-du-maroc.com/taghighacht-imilchil.html)
- Gierliński, G.D., Menducki, P., Janiszewska, K., Wicik, I. and Boczarowski, A. (2009). *Geological Quarterly* 53, 477-482.
- Gierliński, G.D., Lagnaoui, A., Klein, H., Saber, H., Oukassou, M. and Charrière, A. (2017). *Bolletino Società Paleontologica Italiana* 56, 207-215.
- Hunt, A.P. and Lucas, S.G. (1998). In: *Lower and Middle Cretaceous ecosystems*. Lucas, S.G., Kirkland, J.I. and Estep, J.W. eds. *New Mexico. Museum of Natural History and Science Bulletin* 14, 163-167.
- Jenny, J., Le Marrec, A. and Monbaron, M. (1981). *Geobios* 14, 427-431.
- Kim, Y.K. and Lockley, M.G. (2013). *Ichnos* 20, 129-141.
- Klein, H., Lagnaoui, A., Gierliński, G.D., Saber, H., Lallensack, J.N., Oukassou, M. and Charrière, A., (2018). *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 498, 39-52.
- Lockley, M.G. and Foster, J.R. (2010). In: *Crocodyle tracks and traces*. Milan, J., Lucas, S.G., Lockley, M.G. and Spielmann, J.A., eds. *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin* 51, 93-97.
- Masrour M., Boutakiout, M., Herrero Gascón, J., Sáinz Ruiz de Zuazu, J.L., Ochoa Martínez, R., and Pérez-Lorente, F., (2020). *Journal of African Sciences*.
- Pérez-Lorente, R. (2015). *Dinosaur tracks and trackways of La Rioja*. Indiana University Press. Bloomington 363 p.
- Pérez-Lorente, F. and Herrero Gascón, J. (2007). In: *Dinosaurios y otros reptiles mesozoicos de España*. Pérez-Lorente, F. ed. *Ciencias de la Tierra* 26, 157-174.
- Torcida, F., Montero, D., Huerta, P., Izquierdo, L.A., Pérez, G., Pérez-Lorente, F. and Urien, F.V. (2003). In: *Dinosaurios y otros reptiles mesozoicos de España*. Pérez-Lorente, F. ed. *Ciencias de la Tierra* 26, 109-118.

NORMATIVA PARA LA PRESENTACIÓN DE MANUSCRITOS

Introducción

GEOGACETA es una revista de periodicidad semestral en la que se publican artículos cortos, ORIGINALES E INÉDITOS, no presentados simultáneamente a otra publicación, cuyos contenidos abordan cualquier aspecto de las Ciencias de la Tierra, y particularmente de la Geología. Los artículos publicados en GEOGACETA se caracterizan por mostrar los últimos avances científicos en Ciencias de la Tierra, presentando para ello datos originales correspondientes a observaciones de campo, datos elaborados en gabinete, datos experimentales (obtenidos en laboratorio y campo), modelización analógica y matemática, y todo ello a distintas escalas de observación.

Los artículos publicados en GEOGACETA han sido necesariamente presentados en las Sesiones Científicas de la Sociedad Geológica de España (SGE). Quienes deseen presentar una comunicación en una Sesión Científica de la SGE deberán acceder al portal www.geogaceta.com que está alojado en el servidor de la Universidad de Salamanca. También es posible acceder al portal a través del enlace que hay en la página web de la SGE (www.sociedadgeologica.es). En dicho portal existen instrucciones concretas sobre el procedimiento a seguir. Todo el proceso de gestión editorial del manuscrito se hace a través de Internet. Por acuerdo del Consejo Asesor de fecha 25 de octubre de 2012, las fechas límite para la recepción de manuscritos serán las del 1 de febrero y 1 de julio para las sesiones científicas de mayo y noviembre, respectivamente. Una vez completado el proceso de remisión electrónica correctamente, uno de los autores -aquel que se identifica como responsable de la correspondencia electrónica- recibirá un mensaje electrónico. En dicho mensaje se detallan los principales datos del registro del manuscrito en la Secretaría de la SGE: Título y autores, fecha de recepción (incluida la hora) y código asignado al manuscrito. En caso de que el proceso de remisión se complete con posterioridad a las respectivas fechas límite, o bien, si ya se hubieran recibido previamente más de cincuenta manuscritos para la sesión, el trabajo en cuestión quedará registrado para la siguiente sesión científica.

Las comunicaciones deberán ir firmadas por algún Miembro de la Sociedad Geológica de España y serán presentadas por alguno de los firmantes del trabajo. Cada Miembro de la Sociedad puede presentar un máximo de dos comunicaciones en cada sesión científica, y aquellos que no sean miembros de la Sociedad solo podrán presentar una única comunicación.

Protocolo editorial

Los manuscritos serán remitidos en un documento estándar (plantilla de referencia) que deben utilizar los propios autores. La citada plantilla está disponible en www.geogaceta.com para su descarga. Los manuscritos estarán redactados en castellano o en inglés. La extensión máxima del trabajo no podrá sobrepasar la equivalente a 4 (cuatro) páginas impresas de GEOGACETA, incluyéndose en el cómputo figuras, tablas y referencias bibliográficas, tal y como aparece en la plantilla de referencia. De manera orientativa se informa que una página impresa de GEOGACETA viene a contener unos 6000 (seis mil) caracteres (letras y espacios entre palabras). Los autores deben rellenar un formulario declarando que los datos presentados son originales y no han sido publicados previamente. El/los autor/es ceden los derechos de copyright a la SGE. Los autores deben proponer cinco revisores científicos (referees), indicando de cada uno de ellos: nombre y apellidos, filiación institucional, dirección postal y e-mail. Los manuscritos serán revisados, al menos, por dos investigadores que sean especialistas en la temática del manuscrito.

Los Editores de GEOGACETA se encargarán de gestionar la revisión de los manuscritos recibidos. Los Editores cuentan con los miembros del Consejo Científico y aquellos otros investigadores que por su prestigio puedan actuar como revisores de los manuscritos recibidos. Cada año se publicará en el número del segundo semestre la relación de revisores. Cada manuscrito será revisado, al menos, por dos revisores -inicialmente anónimos- que, en al menos el 90% de los casos, no pertenecerán al Consejo Asesor. Quedará a criterio del revisor identificarse si así lo quiere. Una vez se disponga de los informes de los especialistas (revisores científicos) los Editores emitirán una primera decisión sobre el manuscrito y enviarán a los autores todos los formularios y comentarios que se han hecho sobre el propio manuscrito, incluidos los de los propios editores. Los autores dispondrán de al menos quince días para hacer las modificaciones oportunas y justificar mediante un informe precep-

tivo los cambios introducidos en el manuscrito y las posibles discrepancias con las opiniones expresadas por los revisores. Recibidos dichos documentos los Editores podrán solicitar un nuevo proceso de revisión del manuscrito. Con los nuevos manuscritos e informes, los Editores elevarán un informe al Consejo Asesor (integrado por los miembros de la Junta de Gobierno de la SGE), quienes estimarán finalmente la conveniencia o no de la admisión del manuscrito correspondiente. El Consejo Asesor se reunirá al menos dos veces al año. El manuscrito quedará definitivamente aceptado una vez haya sido presentado en una Sesión Científica de la SGE (la fecha de aceptación del manuscrito coincidirá con la fecha de celebración de la citada sesión). En caso de la no admisión de un manuscrito este le será devuelto al autor con una breve nota explicativa de las razones que justifican tal decisión. El no cumplimiento de la normativa expuesta para la preparación del manuscrito (ver más adelante) será motivo suficiente para la no admisión del mismo.

En la fase final, previamente a la aceptación definitiva del manuscrito, para asegurar la calidad óptima de todas y cada una de las partes del artículo, se remitirá a los Editores de manera independiente además de la plantilla, el texto del manuscrito en un documento de Word convencional y cada una de las figuras y tablas. Los ficheros de imagen, con resolución suficiente (600 ppp en su tamaño de impresión), se facilitarán en los siguientes tipos de formato: TIFF o JPG.

El Comité Científico de GEOGACETA, a través del Consejo Asesor, ofrece la posibilidad de publicar comentarios a los artículos publicados, que quedarán incluidos en la sección "GEOGACETA DEBATE". Los comentarios tendrán una extensión máxima de una página impresa (6000 caracteres) e irán seguidos de una réplica de los autores, también con una extensión máxima de una página. El procedimiento de envío de comentarios y réplicas se hará a través de www.geogaceta.com.

Preparación del manuscrito

En la plantilla de referencia es necesario cumplimentar o rellenar todos y cada uno de los siguientes campos:

- a) *Título / Title*: Breve e informativo.
- b) *Autores*: Nombre y apellidos, dirección postal completa y e-mail de todos los autores.
- c) *Abstract y Resumen*: Los artículos incluirán un «Abstract» en inglés y un Resumen, ambos contendrán la misma información, y deberán dar una idea clara del contenido y conclusiones de la comunicación. La extensión máxima del abstract no debe ser superior a 200 palabras. La extensión máxima del resumen no debe ser superior a 200 palabras. En el abstract/resumen no pueden incluirse referencias.
- d) *Key Words y Palabras Clave*: Máximo de 5 palabras clave en inglés (key words) y las mismas en español (palabras clave).
- e) *Texto principal*: Su estructura general constará de un apartado de introducción / antecedentes, presentación resumida de datos y resultados, discusión de éstos y conclusiones. Las tablas y figuras deberán estar distribuidas de manera coherente a lo largo del texto, y siempre de acuerdo con la plantilla de referencia.
- f) *Contribución de los autores*: Para artículos con varios autores se indicará en este apartado, después de cada apellido de los autores, las tareas realizadas por cada uno utilizando las siguientes actividades o campos en los que se contribuye: Estructura del trabajo, metodología, adquisición de datos, edición, figuras, revisión del manuscrito, investigación/análisis, coordinación, supervisión.
- g) *Agradecimientos. y financiación*: Se debe hacer referencia expresa a las fuentes de financiación: "El presente trabajo ha sido financiado por los proyectos REFERENCIA, REFERENCIA, de... (indicar institución que financia), por la beca (indicar institución y autor beneficiario)". Si no se ha recibido financiación alguna, se debe incluir una frase del siguiente tipo: La presente investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de agencias del sector público, sector comercial o entidades sin ánimo de lucro. Además, El Comité Editorial y el Consejo Asesor de GEOGACETA sugieren que en este apartado se cite expresamente el agradecimiento a los revisores identificados o anónimos.

h) **Referencias:** Se presentarán en orden alfabético de autores, hasta un máximo de 20 referencias. En cada una de las referencias se omitirá el título del trabajo en el caso de artículos en revistas o en libros de actas y comunicaciones de Reuniones y Congresos. Véase los ejemplos siguientes:

Martínez Catalán, J.R. (2011). *Geogaceta* 50, 7-10.

Font, E., Martínez-Solares, J.M., Massana, E. y Santanach, P. (2010). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23, 69-80.

García-Navarro, E. y Fernández, C. (2010). *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2010.04.004

Schumm, S.A. (1977). *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, 338 p.

Díaz Molina, M. y Tortosa, A. (1996). En: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 292-299.

Aldaya, F., Martínez-García, E., Díaz de Federico, A., García Dueñas, V. y Navarro-Vilá, F. (1978). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1042 (Lanjarón) y memoria*. IGME, Madrid, 65 p.

Balanyá Roure, J.C. (1991). *Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 210 p.

Díaz Martínez, E. (1988). En: *II Congreso Geológico de España*. Comunicaciones 1, 67-70.

i) **Tablas:** Se ordenarán correlativamente con numeración romana. Los autores deberán cerciorarse de su legibilidad una vez insertadas en la plantilla de referencia.

j) **Figuras y fotografías:** Se computarán conjuntamente e irán numeradas correlativamente con numeración arábica. En todos los mapas y en las figuras y fotografías que se considere conveniente deberá ir una escala gráfica. Los autores deberán cerciorarse de la legibilidad de cada una de las figuras insertadas en la plantilla de referencia. Para el diseño de las figuras se deberá tener en cuenta el tamaño de caja máximo de las páginas de GEOGACETA (240 x175 mm), que a su vez se subdivide en tres columnas. Es importante elegir

correctamente los grosores de trazo de líneas, tamaño de rótulos, tramados, etc. para conseguir una calidad óptima. El tipo de letra y tamaños aconsejados para la realización de las figuras está indicado en la plantilla que puede descargarse en www.geogaceta.com. Si una figura se compone a su vez de otras figuras y/o fotografías, cada una de ellas debe nombrarse con una letra mayúscula, empezando por la letra A y siguientes letras en orden alfabético.

Existe la posibilidad de publicar todas las páginas en color del manuscrito (no se publican páginas sueltas). Cuando los autores devuelvan las pruebas de imprenta corregidas deben solicitar la impresión en color del manuscrito y asumir el importe correspondiente. También se contempla incluir páginas dobles o desplegadas (DIN A3), cuyo costo suplementario también será asumido por los autores. En estos casos será imprescindible contactar previamente con los Editores.

k) **Pies de tablas, figuras y fotografías.** Deberán presentarse en castellano y en inglés, tal y como se indica en la plantilla de referencia.

Presentación de los manuscritos y Sesiones Científicas de la SGE

La presentación de las comunicaciones en las Sesiones Científicas se llevará a cabo mediante la combinación expositiva del texto principal del manuscrito y la proyección de las figuras que lo ilustran. En ningún caso el tiempo de exposición superará los 10 (diez) minutos de duración. Después de cada presentación los asistentes pueden interpelar y debatir con los autores por un tiempo limitado de 5 minutos.

Montaje y composición de los artículos

Los autores recibirán una prueba de imprenta para su corrección, previamente los Editores habrán revisado unas pruebas preliminares, las cuales también se hacen llegar a los autores. Solo se aceptarán modificaciones formales sobre las pruebas de imprenta. Los autores deben devolver las pruebas de imprenta en el plazo de siete días. Se contempla la posibilidad de suministrar separatas de los trabajos publicados. Podrán solicitarse con cargo a los autores, al precio que fije la imprenta y previo pago de las mismas, incluidos los gastos de envío. Para más información consultar al Editor.

INSTRUCTIONS FOR AUTHORS

GUIDE TO MANUSCRIPT SUBMISSION AND PREPARATION

GEOGACETA is a biannual journal in which short, original manuscripts are published. It includes articles, previously unpublished or not submitted simultaneously to another journal, on all aspect of Earth Sciences, mainly on Geology. Articles published in GEOGACETA are characterized by displaying the latest scientific advances in Earth Sciences based on filing original data corresponding to field observations, laboratory and experimental data, and analogical and mathematical modeling, all at different scales of observation.

Articles published in GEOGACETA must necessarily be presented at a Scientific Session of the Sociedad Geológica de España/Geological Society of Spain (SGE). Those wishing to present a paper at a scientific meeting of the SGE should access the website www.geogaceta.com, which is hosted on the Web server of the Universidad de Salamanca. You can also access through the link on the SGE website (www.sociedadgeologica.es). In this webpage there are specific instructions on how to proceed in the submission. The editorial management process for publishing the manuscript is done through the Internet. By agreement of the Advisory Board dated October 25, 2012, deadlines for receipt of manuscripts will be February 1 and July 1 for the scientific sessions in May and November, respectively. After completing the electronic submission process, the corresponding author will receive an email with the manuscript title, authors, reception date and reference code assigned to the manuscript. If the submission process is completed after the deadline or if more than fifty manuscripts have been previously received for the corresponding session, the work will be registered for the next scientific session.

Manuscripts must be signed by at least one member of the SGE, and will be presented by one of the co-authors. Members of the SGE may submit up to two manuscripts in each scientific session, and those who are not members may only submit one.

Preparation of manuscript

In the reference template, available on the web, you must complete each of the following sections:

- a) *Título / Title*: Brief and informative.
- b) *Authors*: Full name, full postal address and e-mail for all authors.
- c) *Resumen / Abstract*: Articles should include a «Resumen» in Spanish and an Abstract, both containing the same information. They should be an informative summary that provides pertinent details of the research and conclusions. The resumen/abstract should not exceed 200 words. The resumen/abstract should not include references.
- d) *Palabras Clave / Key Words*: Maximum of 5 keywords in Spanish (palabras clave) which should be the same as in English (keywords).
- e) *Main text*: Its overall structure will consist of introduction, results, discussion and conclusions. Tables and figures should be distributed consistently throughout the text, and always in accordance with the reference template.
- f) *Author contributions*: For articles with several authors, this section should indicate, after each surname, the tasks performed by each author using the following activities or fields in which he/she contributes: Structure of the paper, methodology, data acquisition, editing, figures, manuscript revision, research/analysis, coordination, supervision.
- g) *Acknowledgements and funding*: Express reference should be made to the sources of funding: "This work has been financed by the projects REFERENCE, REFERENCE, of... (indicate funding institution), by the grant (indicate institution and beneficiary author)". If no funding has been received, a sentence of the following type should be included: The present research has not received specific support from public sector agencies, commercial sector or non-profit organizations. Also add a text expressly citing personal acknowledgements and those to the identified or anonymous reviewers.
- h) *References*: They should be sorted alphabetically by authors. For manuscripts headed by the same author, the reference order will be the following: first, the papers by a single author and sorted chronologically; secondly, the

manuscripts signed by 2 authors and first sorted alphabetically and, in the case of publications with the same co-authors, in chronological order; finally, the manuscripts signed by more than 2 authors sorted chronologically. In the case of journal articles, and abstract books of Meetings and Conferences, the title of the manuscript will be omitted. See the following examples:

- Martínez Catalán, J.R. (2011). *Geogaceta* 50, 7-10.
- Font, E., Martínez-Solares, J.M., Massana, E. and Santanach, P. (2010). *Revisita de la Sociedad Geológica de España* 23, 69-80.
- García-Navarro, E. and Fernández, C. (2010). *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2010.04.004
- Schumm, S.A. (1977). *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, 338 p.
- Díaz Molina, M. and Tortosa, A. (1996). In: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend and C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 292-299.
- Aldaya, F., Martínez-García, E., Díaz de Federico, A., García Dueñas, V. and Navarro-Vilá, F. (1978). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1042 (Lanjarón) y memoria*. IGME. 65 p.
- Balanyá Roure, J.C. (1991). *Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. PhD. Thesis, Univ. de Granada, 210 p.
- Díaz Martínez, E. (1988). In: *II Congreso Geológico de España*. Abstracts 1, 67-70.

i) *Tables*: They must be ordered consecutively with Roman numerals. Authors must ensure legibility once inserted in the reference template.

j) *Figures*: They should be numbered consecutively with Arabic numerals. All maps must contain a scale and geographic coordinates, and those figures and photographs deemed necessary must also contain a graphic scale. Authors should ensure the readability of each figure inserted in the reference template. For the design of the figures should be taken into account the maximum box size of the GEOGACETA pages (240 x175 mm), which in turn are divided into three columns. It is important to correctly choose the stroke widths of lines, text size, drawing pattern, etc., for optimum quality. The font type and size recommended for the realization of the figures is indicated on the template, which can be downloaded from the www.geogaceta.com. If a figure consists in turn of other figures and/or photographs, each must be named with a capital letter, beginning with the letter A and following letters in alphabetical order. Publish all of the manuscript pages in colour is possible (loose pages are not published in colour). When authors submit print proofs, they must apply colour printing of the manuscript and assume the corresponding amount. The inclusion of double or foldout pages (DIN A3) is also provided, whose extra cost should be also assumed by the authors. In these cases it is necessary to contact the editors previously.

k) *Figure and table captions*. They must be written in English and Spanish, as indicated in the reference template.

Editorial process/protocol

Manuscripts should be submitted using the reference template. This template is available in www.geogaceta.com for download. Manuscripts should be written in Spanish or English. The maximum extent of work may not exceed the equivalent of 4 printed pages of GEOGACETA, including figures, tables and references. A printed page of GEOGACETA contains about 6000 characters (including letters and spaces between words). Authors must fill out a form stating that the data presented are original and have not previously been published. Authors must assign copyright to the SGE. Authors must propose five scientific reviewers (referees), indicating for each of them: name, institutional affiliation and e-mail. Manuscripts will be reviewed at least by two researchers -initially anonymous-, which must be experts in the subject of the manuscript.

GEOGACETA editors are responsible for managing the review of manuscripts. Editors are supported by members of the Scientific Board and by those researchers that for its prestige can act as reviewers. The list of reviewers is published each year in the number of the second semester. Reviewers must decide whether to be identified or remain anonymous. Once the reviewer

comments are available, Editors will make a first decision on the manuscript, and all forms and comments made on the manuscript will be returned to the authors. Authors will have at least fifteen days to submit the revised version of the manuscript with the necessary modifications, together with a report of the changes introduced and possible discrepancies with the opinions expressed by the reviewers. Editors may request a second review of the manuscript.

Based on the reports and the quality of the revised manuscript, Editors will raise a report to the Advisory Board (composed by members of the Governing Board of the SGE), who will estimate finally whether or not the acceptance of the manuscript. The review date of the manuscript will coincide with that of the meeting of the Advisory Board. The Advisory Board will meet at least twice a year. The manuscript will be definitely accepted once it has been presented in a Scientific Session of the SGE (the approval date of the manuscript will coincide with that of the ending of the scientific session). In the case of the manuscript not being accepted, it will be returned to the author with a brief explanatory note with the reasons for that decision. Failure to comply with the aforementioned regulations for the preparation of the manuscript will be sufficient reason for rejection thereof.

Finally, prior to the final acceptance of the manuscript and to ensure optimum quality of the article, the authors must send to Editors independently, in addition to the template, the text without figures or tables in a Word file and each one of the figures and tables in separate files. Image files will be provided

with sufficient resolution (600 dpi print size) in the following formats: JPG or TIFF.

The Scientific Board of GEOGACETA, through the Advisory Board, provides the ability to submit comments to published articles, which will be included in the "GEOGACETA DEBATE" section. Comments must be no longer than one printed page (6000 characters), and will be published along with the reply of the authors, also with a maximum length of one page. The submission of comments and replies will be made through www.geogaceta.com.

Presentation of manuscripts in Scientific Sessions of the SGE

For the final acceptance of the manuscript, it must be presented in a Scientific Session of the SGE. In any case, the presentation time will not exceed 10 minutes. After each presentation, attendees can question and debate with the authors for a limited time of 5 minutes.

Mounting and formatting the manuscript in press

Authors will receive a print proof for correction. Previously the Editors have reviewed a preliminary print proof that will also reach the authors. Only formal amendments will be accepted in the print proofs. Authors should return proofs within seven days. The opportunity to supply reprints of published work is contemplated. They may be requested at the price fixed by the press, upon payment of the same, including shipping. For more information consult the Editor.



SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

Fac. de Ciencias. Univ. de Salamanca

Plaza de la Merced s/n.

37008 SALAMANCA (SPAIN)

e-mail: 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.

Esta inscripción será presentada y aprobada en la siguiente asamblea
de socios de la Sociedad Geológica de España.

Fecha y firma del solicitante:

CUOTAS:

Cuota de inscripción: 12 €.

Cuota anual: 65 € (soc. ordinario); 25 € (soc. estudiante o desempleado); 69 € (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 IBAN: ES0401822305680201531046(BBVA) de la C/ Toro 67. 37002 Salamanca.

Por el valor de 12 € que corresponde a la cuota de inscripción.

Para transferencias desde el extranjero BIC: BBVA ESMMXXX. 01822305680201531046

DATOS PARA COBRO POR BANCO:

Banco/entidad:

Dirección: CP:

Ciudad:

Nombre y apellidos:

CÓDIGO CUENTA CORRIENTE (24 dígitos):

IBAN 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 (200 €). Solicita más información en 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 GEO-TEMAS se inició en el año 2000. Cubre las actas y resúmenes de reuniones de carácter científico auspiciadas por la SGE. Los ejemplares disponibles son los siguientes:

			Socios	No Socios
GEO-TEMAS 1	V Congreso Geológico de España, Alicante	2000 (4 vols.)	12 € c.u.	20 € c.u.
GEO-TEMAS 5	V Congreso del grupo Español del Terciario, Granada	2003	18 €	30 €
GEO-TEMAS 6	VI Congreso Geológico de España, Zaragoza	2004 (5 vols.)	12 € c.u.	20 € c.u.
GEO-TEMAS 7	Simposio Homenaje a D. Daniel Jiménez de Cisneros y Hervás, Alicante	2004	18 €	30 €
GEO-TEMAS 9	VI Congreso del Grupo Español del Terciario, Salamanca	2006	18 €	30 €
GEO-TEMAS 10	VII Congreso Geológico de España, Las Palmas de Gran Canarias	2008	18 €	30 €
GEO-TEMAS 11	Deep water circulation: processes and products. International congress, Baiona (Pontevedra)	2010	18 €	30 €
GEO-TEMAS 12	VIII Reunión de la Comisión de Patrimonio geológico en Daroca	2010	18 €	30 €
GEO-TEMAS 13	VIII Congreso Geológico de España, Oviedo	2012	18 €	30 €
GEO-TEMAS 14	VII Jornadas de Geomorfología Litoral, Oviedo	2013	–	–
GEO-TEMAS 15	VIII Jornadas de Geomorfología Litoral, Marbella	2015	–	–
GEO-TEMAS 16	IX Congreso Geológico de España, Huelva	2016	18 €	30 €
GEO-TEMAS 17	IX Jornadas de Geomorfología Litoral, Menorca	2017	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 field 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	20 €	30 €
GEO-GUIAS 5	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Gran Canaria)	2008	20 €	30 €
GEO-GUIAS 6	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Fuerteventura, Lanzarote, Tenerife, La Gomera y El Hierro).	2008	20 €	30 €
GEO-GUÍAS 7	Pre-Meeting Field trips, 28th IAS Meeting, Zaragoza (vol. 1)	2011	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 8	Post-Meeting Field trips, 28th IAS Meeting, Zaragoza (vol. 2)	2011	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 9	Excursiones VIII Congreso Geológico de España	2012	10 €	15 €
GEO-GUÍAS 10	Guía de Excursiones IX Congreso Geológico de España, Huelva	2016	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 11	Rutas Geológicas por la Península Ibérica, Canarias, Sicilia y Marruecos XXX Aniversario de la Comisión de Tectónica de la SGE	2019	20 €	25 €

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 muy completa.

		Socios	No Socios
Towards the Balanced Management and Conservation of the Geological Heritage in the New Millennium	1999	50 €	50 €
D. Baretino; M. Vallejo y E. Gallego (Eds.) SGE-IGME-ProGEO			

Pedidos y forma de pago: 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 de la SGE en la entidad BBVA: 01822305-68-0201531046. Se deberá de indicar el nombre del comprador y el concepto del ingreso (p.e.: Un libro de Geología). Una vez recibido el importe se realizará el envío de manera inmediata.

A multiapproach for solving geoarchaeological problems: inferences from Roman gold mining in the Eria Valley (León) / <i>Un enfoque múltiple para resolver problemas geoarqueológicos: inferencias de la minería de oro romana en el valle del Eria (León)</i>	55-58
J. Fernández-Lozano, R.M. Carrasco and J. Pedraza	

GEOFÍSICA Y TECTÓNICA / *GEOPHYSICS AND TECTONICS*

Análisis gravimétrico y magnético de estructuras diapíricas en el offshore de la cuenca de Asturias / <i>Gravimetric and magnetic analysis of salt diapirs in the offshore of the Asturias basin</i>	59-62
M.Á. de la Fuente, A. Muñoz Martín, A.J. Olaiz y G. Zamora	

Propiedades petrofísicas de las cuarzoarenitas de la Fm Barrios (Zona Cantábrica, N de España) / <i>Petrophysical properties of Barrios Fm quartzarenites (Cantabrian Zone, N Spain)</i>	63-66
S. Llana-Fúnez, A. Zaragoza, V.G. Ruiz de Argandoña, C. López, J. Olona y L. Pando	

HISTORIA DE LA GEOLOGÍA / *HISTORY OF GEOLOGY*

Concepción Bonet Muñoz (1916-2014). Pionera de la geología profesional y la fotogeología en España / Concepción Bonet Muñoz (1916-2014). Pioneer of professional geology and photogeology in Spain	67-70
E. Boixereu, M.A. García del Cura, M. V. Esteban Bonet y S. Arca	

INGENIERÍA GEOLÓGICA Y GEOFÍSICA/ *ENGINEERING GEOLOGY AND GEOPHYSICS*

Un mapa geológico inédito de Ceuta de Máximo Laguna y Luis Satorras (1861) / <i>An unpublished geological map of Ceuta by Máximo Laguna and Luis Satorras (1861)</i>	71-74
E. Boixereu Vila y A Robador Moreno	

MINERALOGÍA/MINERALOGY

Uso de mercurio para el beneficio de yacimientos secundarios de oro en época romana. ¿Realidad o ficción? / <i>Mercury alloy for secondary gold ores extraction in Roman times. Fact or fiction?</i>	75-78
J. Fernandez-Lozano, A. Nsue Nandong, S. Rivera, J.M. Esbrí, R. Carrasco, J. Pedraza, A. Bernardo-Sánchez y P. Higuera	

Espectroscopía de infrarrojos de la fracción arcillosa de la sucesión sedimentaria del yacimiento paleontológico de Húmera (Cuenca de Madrid) / <i>Infrared Spectroscopy of the clay fraction of the sedimentary sequence of the Húmera palaeontological site (Madrid basin)</i>	79-82
O. Fesharaki, F. Coruña Llopis y J. Salas-Herrera	

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA / *STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY*

La Capa de conglomerado-brecha de la Llosa del Cavall (Solsona, Lleida): características sedimentarias / <i>The Llosa del Cavall conglomerate-breccia bed (Solsona, Lleida): sedimentary characteristics</i>	83-86
M. Divins y F. Colombo	

GEOLOGÍA PLANETARIA / *PLANETARY GEOLOGY*

Análisis de la condrita ordinaria Dalgety Downs (L4): Mineralogía, geoquímica y espectroscopía Raman / <i>Analysis of the ordinary chondrite of Dalgety Downs (L4): Mineralogy, geochemistry and Raman spectroscopy</i>	87-90
A. Caño Blanes, R. Lunar Hernández, V. García Baonza y J. Martínez-Frías	

HIDROGEOLOGÍA / *HIDROGEOLOGY*

Estimación de la recarga y descarga de agua subterránea mediante aforos diferenciales en el tramo final del río Guadalfeo (Granada) / <i>Groundwater recharge-discharge estimation with differential flow gaugings in the final stretch of the Guadalfeo river (Granada)</i>	91-94
Á. M. Blanco-Coronas, M. López-Chicano, R. Acosta-Rodríguez y M.L. Calvache	

PALEONTOLOGÍA / *PALEONTOLOGY*

Crocodile tail traces and dinosaur footprints. Bathonian?-Callovian. Imilchil. High Central Atlas. Morocco / <i>Marcas de cola de cocodrilos y huellas de dinosaurio. Bathoniense?-Calloviense. Imilchil. Alto Atlas Central. Marruecos</i>	95-98
M. Masrour, M. Boutakiout, J. Herrero Gascón, R. Ochoa Martínez, J.L. Sáinz Ruiz de Zuazu and F. Pérez-Lorente	

SUMARIO / SUMMARY

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA / STRUCTURAL GEOLOGY AND TECTONICS

El Cabalgamiento de El Ibor: una falla cuaternaria a 20 km de la Central Nuclear de Almaraz / *The Ibor Thrust: a quaternary fault 20 km from the Almaraz Nuclear Power Plant* 3-6

G. de Vicente y R. Díez Fernández

Kink bands alpinos en rocas foliadas del basamento varisco del Sistema Central / *Alpine kink bands on foliated rocks of the Central System variscan basement* 7-10

G. de Vicente, A. Muñoz-Martín, R. Díez-Fernández y A. Olaiz

Distribución y geometría 3D de las fallas supra-sal messiniense de la Cuenca Levantina ("offshore" de Israel) / *Distribution and 3D geometry of the faults overlying the Messinian salt in the Levant Basin (offshore Israel)* 11-14

A. Hidalgo Puyou y J.I. Soto Hermoso

The formation of small- to medium-sized Cenozoic basins drained by the Tagus river (Portugal and Spain). Example of sedimentary basins formed by crustal-scale folding / *Formación de cuencas cenozoicas de pequeño y mediano tamaño drenadas por el Río Tago (Portugal y España). Ejemplo de cuencas sedimentarias formadas por plegamiento a escala cortical* 15-18

R. Vegas

Cuantificación de granos mediante análisis de imagen: aplicación a una muestra de inyección de arena en la base del manto del Esla (Zona Cantábrica, orógeno Varisco) / *Particle quantification from image analysis: application to a quartz-rich sand injection sample at the basal shear zone of the Esla Nappe (Cantabrian Zone, Variscan orogen)* 19-22

E. Berrezueta, M. de Paz-Álvarez, S. Llana-Fúnez, C. Gallego-Ruiz, B. Ordóñez-Casado y J.L. Alonso

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA / PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY

Procesos hidrotermales con enriquecimiento en REE en las carbonatitas de Fuerteventura: evidencias en minerales accesorios / *Hydrothermal processes with REE enrichment in Fuerteventura carbonatites: evidences in accessory minerals* 23-26

G. Carnevale, X. Arroyo Rey, A. Correale y S.G. Rotolo

On the association of Magmatic Microgranular Enclaves (MMEs) and cordierite-bearing monzogranites at the Sierra Bermeja Pluton (SW Spain) / *Sobre la asociación de Enclaves Magmáticos Microgranulares (EMM) y monzogranitos con cordierita del plutón de Sierra Bermeja (SO España)* 27-30

J. Errandonea-Martín, F. Sarrionandia, M. Carracedo-Sánchez, I. Garate-Olave and J.I. Gil Ibarguchi

Estructura y evolución del Edificio Volcánico Mioceno de Jandía (Fuerteventura, Islas Canarias) / *Structure and evolution of the Jandía Miocene Volcanic Edifice (Fuerteventura, Canary Islands)* 31-34

R. Casillas y G. Martín

Coladas piroclásticas relacionadas con el colapso de domos traquíticos en el Edificio Mioceno Medio de Jandía (Fuerteventura, Islas Canarias) / *Pyroclastic flows related to the collapse of trachytic domes in the Middle Miocene Volcanic Edifice of Jandía (Fuerteventura, Canary Islands)* 35-38

R. Casillas y G. Martín

Diagnóstico geoquímico y relación geológico estructural para delimitación del corredor metalogénico Machala entre 3°20' - 4°00'S (Ecuador) / *Geochemical diagnosis and geological-structural relationship for the delimitation of the Machala's metallogenic belt between 3°20' - 4°00'S (Ecuador)* ...39-42

N. Espinosa, J. Cuervas-Mons

CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA / QUATERNARY AND GEOMORPHOLOGY

Impacto en la red fluvial del levantamiento costero asociado a la subducción de la dorsal asísmica de Nazca (margen continental de Perú) / *The Nazca aseismic ridge subduction, coastal uplift and impact on the fluvial network (Peruvian continental margin)* 43-46

P. Martín Páez, L. Antón y G. Zamora

Análisis de movimientos del terreno en Guayaquil (Ecuador) mediante servicio G-POD (técnica A-DInSAR) / *Analysis of ground movements in Guayaquil (Ecuador) by means of G-POD service (A-DInSAR technique)* 47-50

J. Cuervas-Mons, M.J. Domínguez-Cuesta y J.A. Carrillo

Identificación de zonas susceptibles a deslizamientos en Tegucigalpa, Honduras. Limitaciones del modelo del talud infinito / *Identification of landslide susceptible areas in Tegucigalpa, Honduras. Limitation of the infinite slope model* 51-54

G. Suárez Vázquez y M.J. Domínguez-Cuesta