

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

GEOGACETA

Sociedad Geológica de España

Vol. 71 · Enero - Junio/January - June 2022

ISSN: 0213-683X



Editores / Editors:
Alberto Pérez López
Aitor Cambeses



Sociedad
Geológica
de España

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

<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>
© 2022 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. 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. 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 de la plataforma RECYT (Repositorio Español de Ciencia y Tecnología): <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>. 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, Scopus y Crossref.

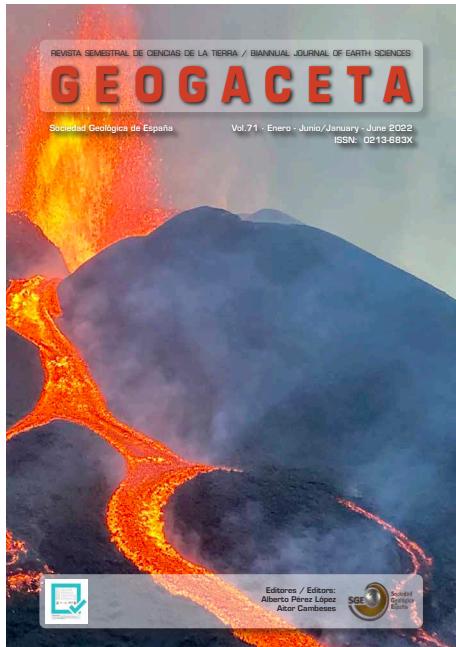
Suscripción anual: Tarifa ordinaria para el año en España y Portugal 42,00 € / Resto del mundo 51,00 €

Patrocina: Repsol Exploración S.L.

Imagen de portada / Cover illustration:

Erupción de La Palma de 2021 (Cumbre Vieja, 19 septiembre a 13 de diciembre de 2021). Foto del cono volcánico realizado desde el NNO, el 11 de octubre de 2021, a las 8:15 horas. En aquel momento la boca más activa del volcán era la norte, con una actividad estromboliana. Por esta ladera norte del cono desciendían las coladas del desbordamiento del lago de lava que se inició el día anterior. Eran coladas *aa* muy rápidas, que arrastraban grandes bloques.

Fotografía: Eumenio Ancochea (Universidad Complutense de Madrid).



Comunicaciones presentadas en la LXXI Sesión Científica Geoparque Montañas do Courel (Lugo), 26 de noviembre de 2021

GEOGACETA 71
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. Alberto Pérez López
Dr. Aitor Cambeses

Organización de la Sesión Científica:

Daniel Ballesteros (Univ. de Granada)
Martín Alemparte (Geoparque Montañas do Courel)
Irene Pérez-Cáceres (Univ. de Salamanca)
Irene de Felipe (Univ. de Salamanca)

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 Arboleja 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-Agadil, 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 Zandueta (*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*).

geolodía 22

7 y 8 de mayo

El fin de semana del 7-8 de mayo se celebró el Geolodía 22. Por fin ha recuperado su espíritu, excursiones presenciales en el campo. Pero no hemos abandonado el formato virtual.

Se han realizado 52 excursiones a las que han acudido más de 7000 personas. Podéis encontrar las Geologuías en la web del Geolodía (<https://geolodia.es/geolodia-2022/>). También se ha retomado el "Concurso Fotográfico de Twitter" entre el público asistente.

En el apartado virtual, se ha desarrollado el ciclo "Geocharlas online asociadas al Geolodía 22" y se han preparado cuatro "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 8000 visualizaciones.

Además, se ha editado el videojuego "Game of Stones", que puede encontrarse en la web de la SGE (<https://sociedadgeologica.org/divulgacion/game-of-stones/>).

Y podéis adquirir vuestras camisetas promocionales del Geolodía a través de la tienda de la SGE en La Tostadora (<https://www.latostadora.com/sociedadgeologicadeespana/>).

¡Nos vemos en el Geolodía 23 el 6 y 7 de mayo del próximo año!

Imágenes ganadoras del "Concurso Fotográfico de Twitter":



Agustín Ibáñez



David González



Chelo García



Yolanda Sánchez

Organiza:



Sociedad
Geológica
de España

Con la colaboración de:



ASOCIACIÓN ESPAÑOLA
PARA LA ENSEÑANZA DE
LAS CIENCIAS DE LA TIERRA

Patrocina:



Instituto Geológico
y Minero de España



Colonización de los foraminíferos bentónicos de la playa artificial de Ostende (Castro Urdiales, Cantabria)

Benthic foraminiferal colonization of the Ostende artificial beach (Castro Urdiales, Cantabria)

Ana Pascual¹ y Blanca Martínez-García²

¹ Dpto. de Geología. Fac. Ciencia y Tecnología. Universidad del País Vasco UPV/EHU Apdo. 644, 48080 Bilbao. ana.pascual@ehu.eus

² Sociedad de Ciencias Aranzadi, Centro Geo-Q, Mendible kalea, 48940 Leioa, Bizkaia. blancamaria.martinez@ehu.eus

ABSTRACT

A total of 48 species of benthic foraminifera, 31 of them alive, have been extracted from the Ostende artificial beach (Castro Urdiales, Cantabria). The most abundant species are: Cibicidoides lobatulus and Cibicides refulgens accompanied by Elphidium crispum and Rosalina globularis. All of them are coastal and shelf marine epifaunal species. This microfauna has colonized the Ostende artificial beach 30 years after it was built. The beach was built from a gravel spill that destroyed the Urdiales Cove. The type of sediment used to fill the cove, seems to be the cause of the delay of this foraminifera colonization. The main association of foraminifera is very similar to the one found in other nearby natural beaches. This indicates the transformation of the Ostende artificial beach into a consolidated "pocket-beach". However, the lack of specimens of euryhaline benthic foraminifera highlights the definitive loss of transitional ecosystems, like the salt marsh that existed in the Urdiales Cove before it was filled.

Key-words: Benthic foraminifera, colonization, artificial beach, Cantabria, Bay of Biscay.

Geogaceta, 71 (2022), 3-6

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

Un total de 48 especies de foraminíferos bentónicos, 31 de ellas vivas han sido extraídas de la playa artificial de Ostende (Castro Urdiales, Cantabria). Las especies más abundantes son: Cibicidoides lobatulus y Cibicides refulgens acompañadas de Elphidium crispum y Rosalina globularis. Todas ellas son especies epifaunales marinas costeras y de plataforma. Esta microfauna ha colonizado la playa artificial de Ostende 30 años después de que fuera construida a partir de un vertido de grava que destruyó la ensenada natural de Urdiales. Este retraso en la colonización parece ser debido al tipo de sedimento con el que se llenó la ensenada. La asociación dominante de foraminíferos, muy similar a la de otras playas naturales cercanas, pone de manifiesto la transformación de la playa artificial de Ostende en una playa consolidada de "tipo bolsillo". Sin embargo, la falta de ejemplares de foraminíferos bentónicos eurihalinos señala la pérdida definitiva de los ecosistemas transicionales, como la marisma, que existía en la ensenada de Urdiales antes de su relleno.

Palabras clave: Foraminíferos bentónicos, colonización, playa artificial, Cantabria, Golfo de Vizcaya.

Fecha de recepción: 12/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

Introducción

En los ambientes costeros de todo el mundo se puede observar el impacto antrópico debido a razones económicas. Así, junto a la contaminación de las aguas, se registra un ataque al sustrato de medios litorales: dragados, extracción de arena para la construcción, vertidos y rellenos de sedimento para la reconstrucción o modificación de líneas de costa, etc. Estas actividades ocasionan la devastación de los fondos marinos al perturbar, degradar e incluso aniquilar los hábitats bentónicos. En concreto, los rellenos y vertidos de sedimentos en los bordes costeros alteran las funciones del ecosistema, provocando la destrucción de la biocenosis.

Los foraminíferos bentónicos son protistas muy abundantes en los ambientes marinos y transicionales que ocupan numerosos nichos ecológicos. Su corto ciclo de vida, así como su gran

diversidad y las necesidades ecológicas de cada especie, hace que respondan rápidamente al estrés ambiental, pudiendo ser utilizados como bio-indicadores de los cambios medioambientales, incluidos los provocados por las actividades antrópicas (Murray, 2006; Pascual et al., 2019).

Las alteraciones medioambientales pueden provocar la aparición de nuevos hábitats, carentes de vida, que con el tiempo serán colonizados por otros organismos bentónicos. En el presente trabajo se describe la colonización por parte de los foraminíferos bentónicos de los sedimentos de la playa artificial de Ostende, un hábitat gravemente alterado por la actividad humana, aportando datos sobre la biodiversidad de dicha playa. Se realiza además una interpretación de la influencia sobre la microfauna de las modificaciones antrópicas realizadas en esta área del litoral cantábrico.

Localización geográfica y geológica

La playa de Ostende se encuentra en la localidad de Castro Urdiales (Cantabria, España) al sur del Golfo de Vizcaya. Presenta una longitud de 900 m y una anchura media de 50 metros (Fig.1). Se trata de una playa artificial construida entre los años 1988 y 1991 mediante un vertido de 330.580 m³ de grava (Elorza e Higuera Ruiz, 2016). Este vertido destruyó la ensenada natural de Urdiales, formada por pequeñas calas, arenales y pedregales y hacia el oeste por una zona de marismas donde desembocaban los arroyos Campijo y Chorrillo (Fig.1, muestras RC y RE).

La playa de Ostende se asienta sobre una alternancia de margas, margocalizas y calizas del Albiense inferior (Rosales, 1999). Hacia el oeste, y limitada por una falla, se pone en contacto con calizas de plataforma somera con rudistas del Aptiense-Albiense (Ramírez del Pozo et al., 1982). Es de una de las explotaciones de

estas calizas de donde procede la grava que fue vertida a la ensenada de Urdiales para transformarla en la playa artificial de Ostende.

El contenido de CaCO_3 del sedimento muestra un valor medio de $88,7\% \pm 8$ en el caso de las arenas y $88,8\% \pm 4,4$ en el de las gravas del vertido artificial. Estos valores son muy similares a los de las calizas sobre las que se asienta la playa (88,6%; Elorza et al., 2019).

En la actualidad, el sedimento de la playa de Ostende está compuesto por arena y grava. La arena, fina a media (0,2-0,3 mm), es muy similar a la de las playas disipativas del Sur del Golfo de Vizcaya y se asienta especialmente en el lado oeste de la playa, mientras que en el resto sólo aparece en el intermareal, recubriendo a la grava (6-8 mm), con una potencia de unos 10 cm. Las gravas presentan granos redondeados debido al retrabajamiento del viento y del agua a lo largo de los años transcurridos desde su vertido (Elorza, 2021).

Material y métodos

Un total de 22 muestras superficiales, correspondientes a los primeros 4 cm de sedimento, fueron extraídas entre los meses de julio y noviembre de 2020 en bajamar (alturas de marea de 0,73 a 1,6 m; coeficientes de 113 a 45). Tras el primer muestreo de julio (14 muestras, asociación total) y al comprobar la existencia de foraminíferos en el sedimento, se obtuvo una muestra del submareal (1sub, asociación total) y se procedió a realizar nuevos muestreos con el fin de comprobar la existencia de biocenosis. Para ello se obtuvieron 7 muestras más (A, B, C, D, E, RC y RE) (Fig.1), que fueron preservadas y teñidas "in situ" con el colorante Rosa de Bengala (1 litro de metanol por 1 gr de colorante). Esta técnica permite diferenciar la biocenosis (protoplasma teñido, asociación viva) de la tanatocenosis (caparazones vacíos sin colorear, asociación muerta) (Murray, 2006).

A continuación, las muestras fueron lavadas y tamizadas, calculándose la proporción de los tamaños de grano arena y grava y recogiéndose la fracción >63 micras para el estudio micropaleontológico. Como las muestras poseían escasos ejemplares, fueron sometidas a un proceso de concentración por flotación con líquidos pesados (tricloroetileno). Finalmente se extrajeron unos 300 ejemplares por muestra, o en su defecto la totalidad de la mi-

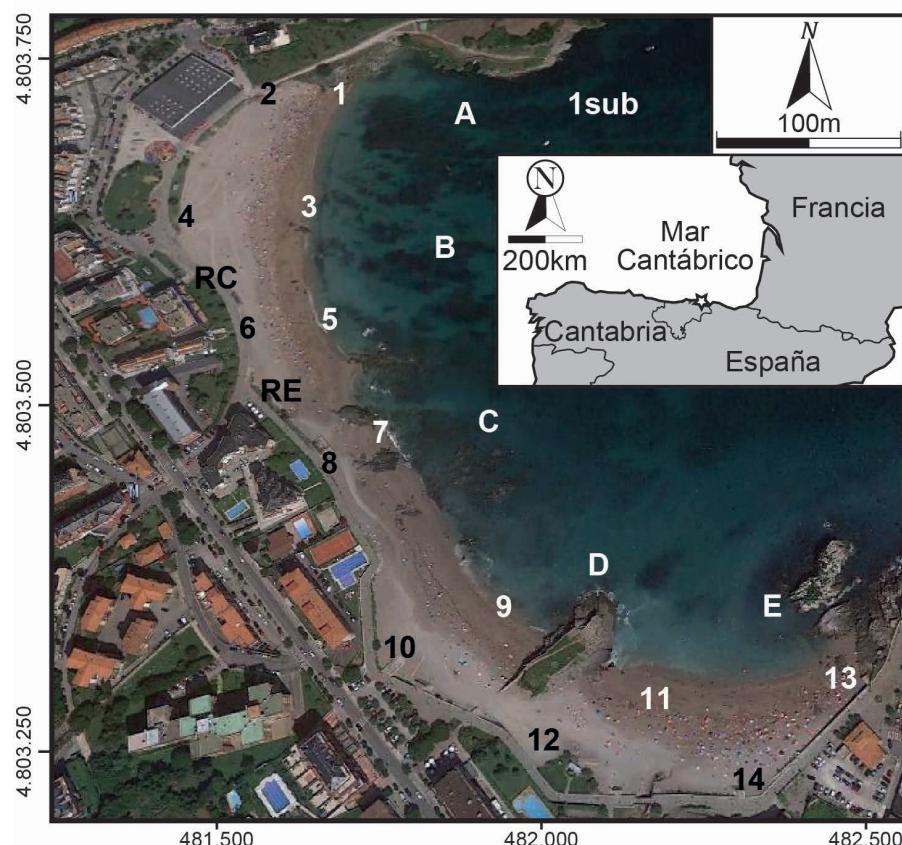


Fig. 1.- Situación geográfica de la zona de estudio y localización de las muestras. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geographical location of the study area and the samples analyzed. See colour figure in the web.

crofauna existente. Cinco de las muestras carecían de microfauna (6, 8, 10, 12 y 14).

Para la clasificación taxonómica, a nivel específico, se ha seguido la normativa de Loeblich y Tappan (1988) actualizada en World Foraminifera Database (Hayward et al., 2021). Se ha calculado la proporción entre tipos de caparazón: hialinos, porcelanáceos y aglutinantes (Murray, 2006). Así mismo, se han obtenido los índices de riqueza y diversidad: nF (número de foraminíferos por gramo de sedimento lavado seco), S (número de especies) y, en aquellas muestras con más de 100 ejemplares, el índice α de Fisher (relación entre número de individuos y de especies; Murray, 2006).

Resultados

En conjunto, 3151 foraminíferos bentónicos, agrupados en 48 especies han sido identificados en este trabajo. Son mayoritarias 16 especies que representan el 97% de la totalidad de los ejemplares (Tabla I). Además, se han encontrado 7 foraminíferos planctónicos correspondientes a 3 especies. También abundan ostrácodos, moluscos, gasterópodos, bivalvos,

briozoos, espículas de esponja y espinas de equinodermos.

Veintinueve de las especies de foraminíferos bentónicos presentan un caparazón de tipo hialino, mientras que 13 son porcelanáceos y 6 aglutinantes. Las especies principales son: *Cibicidoides lobatulus* (48 % del total de individuos extraídos) y *Cibicides refulgens* (28%). Son secundarias *Elphidium crispum* y *Rosalina globularis* (ambas el 5%). También es abundante *Asterigerinata mamilia* (Tabla I; 2%).

Los índices de riqueza y diversidad muestran grandes variaciones: $nF < 1-89$; $S = 1-23$; $\alpha = 2-6$. Son mayoritarios los caparazones hialinos (89-100%), mientras que los porcelanáceos no superan el 10% y los aglutinantes apenas están representados (<2%) (Tabla I).

El valor más alto del índice de riqueza (nF : 89) se encuentra en la muestra obtenida en el submareal. El menor número de individuos y de especies se registran en las muestras donde domina la grava (Tabla I). Así, todas las muestras supramareales están constituidas por el 100% de grava y, salvo la 2 y 4 (Tabla I), carecen de microfauna. En otras muestras con escasos individuos, como la 9 y 13, la propor-

ción de grava supone el 84% y el 90% del sedimento respectivamente.

Foraminíferos vivos

En las 7 muestras teñidas, los foraminíferos vivos representan entre el 32% y el 42% del total (Tabla I). Estos 712 foraminíferos bentónicos vivos se agrupan en 31 especies, siendo las más abundantes *C. lobatulus* (45% del total), *C. refulgens* (27%) y *R. globularis* (10,5%) (Tabla I). Esta última especie duplica su representatividad en la asociación viva con respecto a la total. Son especies secundarias *A. mamilla* (4,6%) y *E. crispum* (3%).

Discusión

Las especies principales de foraminíferos bentónicos, tanto vivos como muertos, presentes en la playa de Ostende son epifaunales que habitan en ambientes litorales y de plataforma interna, con salinidad marina normal (Murray, 2006). Aparecen en playas del Atlántico norte, incluidas las de Cantabria (Cearreta, 1989; Ordiales et al., 2017, Pascual et al., 2019).

Por lo tanto, 30 años después de su instauración la playa artificial de Ostende ha sido colonizada por una microfauna muy similar a la de playas naturales cercanas. Esta colonización se ha llevado a cabo en los últimos años, puesto que, en 2015, fue efectuado un muestreo del sedimento de la zona intermareal para cono-

cer su situación medioambiental, ya que las tormentas y mareas habían creado y aportado arena, en especial en su lado oeste (Fig.1). Sin embargo, dicha arena resultó prácticamente azoica, pues sólo se encontraron 9 caparazones de foraminíferos bentónicos disueltos y/o retrabajados (Elorza et al., 2019).

El tiempo para colonizar un nuevo ecosistema por parte de los foraminíferos es muy variado. En trabajos experimentales realizados en estanques y jaulas de cultivo se ha observado una rápida colonización de nuevas especies al cabo de pocos días (Debenay et al., 2009) o de tres semanas (Buzas, 1993). En estudios de zona profunda, tras eventos turbidíticos, la recolonización se consiguió entre 4 meses y 6 años (Duros et al., 2017). En atolones del océano Pacífico, tras su devastación por el paso de ciclones tropicales de gran magnitud, la superficie de los arrecifes fue colonizada por foraminíferos entre los 10 y 20 años posteriores (Collen, 1996). Si se compara el tiempo que han necesitado los foraminíferos para colonizar la playa de Ostende, se observa un periodo mayor.

Dos son los factores que influyen en los procesos iniciales de recuperación de la microfauna y en la tasa de colonización: el régimen hidráulico y el tipo de sustrato (Alve, 1999). Así, en entornos de alta energía como son las playas, ejemplares que habiten en fondos marinos cercanos colonizan el nuevo hábitat en unos días.

Para que esto ocurra el sustrato debe poseer alimento que permita la vida de los foraminíferos (Alve, 1999). Por tanto, el tipo de sedimento puede retrasar la colonización meses o incluso años.

El hecho de que la playa de Ostende fuera formada a partir del vertido de grava, es el factor que ha ocasionado ese retraso en la colonización por parte de los foraminíferos. El sedimento grueso es difícil de remover por la acción de las olas y las corrientes, por lo que el suministro de alimento se realiza por suspensión, quedando relegado a la superficie. De ahí que en áreas de alta energía aparezcan principalmente taxones epifaunales como *C. lobatulus* o *R. globularis* (Murray, 2006), que son los mayoritarios en este trabajo. Sin embargo, a pesar del retrabajamiento de la grava y la llegada de arena fina y media empujada por la dinámica litoral (Elorza, 2021), la baja representación de individuos infaunales señala que aún la cantidad de materia orgánica en el sedimento es escasa.

Los foraminíferos epifaunales han colonizado con éxito la playa de Ostende, como lo atestigua el elevado porcentaje de ejemplares vivos encontrados (32-42%). Estos datos contrastan con los obtenidos en los estudios de microfauna en el Atlántico donde la proporción de la biocenosis no alcanza el 2% en muchos casos (Rouvilleo, 1970).

Esta colonización de la playa de Ostende confirmaría la transformación de

	Foraminíferos bentónicos Ostende	Subm.	Intermareal							Supramareal		Intermareal bajo							Supramareal							
			1	sub	1	3	5	7	9	11	13	2	4	A	B	C	D	E	RC	RE	V	M	V	M		
		T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	V	M	V	M	V	M	V	M	V	M	V	M	
Foraminíferos bentónicos	<i>Ammonia beccarii</i> (Linnaeus, 1758) <i>Ammonia tepida</i> (Cushman, 1926) <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson, 1858) <i>Cibicides refulgens</i> Montfort, 1808 <i>Cibicidoides lobatulus</i> (Walker and Jacob, 1798) <i>Connaremarella rudis</i> (Wright, 1900) <i>Elphidium articulatum</i> (d'Orbigny, 1839) <i>Elphidium crispum</i> (Linnaeus, 1758) <i>Elphidium macellum</i> (Fichtel and Moll, 1798) <i>Eponides repandus</i> (Fichtel and Moll, 1798) <i>Lachlanella undulata</i> (d'Orbigny, 1852) <i>Patellina corrugata</i> Williamson, 1858 <i>Quinqueloculina seminula</i> (Linnaeus, 1758) <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 1826 <i>Rosalina irregularis</i> (Rhumbler, 1906) <i>Textularia sagittula</i> Defrance, 1824	3	2	1	1	1						2		2	1	1	2	1			1	1				
Indices	% vivos nº individuos S: nº de especies Diversidad (a Fisher) Índice de riqueza (nF = nº ind/gr)	321	208	352	123	51	2	83	3	23	11	106	195	106	194	96	204	129	177	107	196	89	133	79	163	
Capar.	% Aglomerantes % Porcelanáceos % Hialinos	18	16	23	9	10	2	12	1	8	4	7	9	7	14	10	17	13	12	14	19	14	15	13	15	
Sed.	% Arena % Grava	4	4	6	2					2	2	2	4	4,5	4	3	4,5	5			4,5	4,5				
		89	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	9	15	<1	2	1	7	1	3	<1	<1	<1	<1	<1	<1	
		0	1	1	0	2	1			0	0	0	0	1	0	0	1	2	1	2	1	1	1	1	1	
		4	8	10	3	2	6			9	10	0	3	6	3	5	2	2	2	8	9	3	9	9	7	
		96	91	89	97	96		93	100	91	90	100	97	94	96	95	98	97	96	92	89	96	90	90	92	
		100	99	82	63	96	16	64	10	0	0	100	94	88	60	56				52	38					
		0	1	8	37	4	84	36	90	100	100	0	6	12	40	44				48	62					

Tabla I.- Abundancia absoluta de las especies de foraminíferos bentónicos más representativas, índices de diversidad, tipos de caparazón y tipo de sedimento. T = Total (Vivos + Muertos), V = Vivos, M = Muertos.

Table I.- Absolute abundance of the main identified benthic foraminifera species, diversity indices, test types and sediment types. T = Total (Live and Dead), V = Live, M = Dead.

esta playa artificial en una "playa de bolsillo" limitada por promontorios de calizas urgonianas, donde teóricamente el volumen de sedimentos permanece constante (Elorza, 2021).

Tras 30 años, poco queda de lo que fue la ensenada de Urdiales y en especial de la zona de marismas existente al oeste de la misma, donde desembocaban los arroyos Campijo y Chorrillo. Con la transformación de la ensenada en la playa artificial de Ostende, dichos arroyos fueron canalizados y en la actualidad sus aguas vierten en la propia playa (Fig. 1, muestras RC y RE). Los foraminíferos de esas muestras (Tabla I) no denotan el carácter eurihalino que debió existir en el pasado. La asociación dominante sigue siendo la misma que en el resto de la playa (*C. lobatulus* y *C. refulgens*), no apareciendo ejemplares eurihalinos. Especies como *Ammonia tepida*, *Cribroelphidium williamsoni* y *Haynesina germanica*, mayoritarias en las desembocaduras de los estuarios de Cantabria (Cearreta, 1989; Ordiales et al., 2017, Pascual et al., 2019), están ausentes en esas muestras (Tabla I), lo que demuestra la pérdida de los ambientes transicionales que se encontraban en la ensenada de Urdiales antes de su transformación.

Conclusiones

Un total de 3151 foraminíferos bentónicos han sido identificados en la playa artificial de Ostende (Castro Urdiales, Cantabria), agrupados en 48 especies, 31 de ellas vivas. Las especies más abundantes, tanto en biocenosis como en tanatocenosis, son *C. lobatulus* y *C. refulgens*, acompañadas de *R. globularis*, *A. mamilla* y *E. crispum*. Se trata de una asociación epifaunal, que habita tanto en áreas costeras como en la plataforma.

Esta microfauna ha colonizado la playa artificial de Ostende 30 años después de que fuera construida a partir de un vertido de grava que destruyó la Ensenada natural de Urdiales. Se trata de un periodo de tiempo muy superior a los citados en otros trabajos sobre colonización de foraminíferos. Este retardo parece ser debido al tipo de sedimento hostil, para los foraminíferos, con el que se rellenó la Ensenada.

La asociación dominante es similar a la de otras playas naturales cercanas de Cantabria, lo que indica la transformación de la playa artificial de Ostende en una playa consolidada de "tipo bolsillo".

Sin embargo, los ecosistemas transicionales presentes en la ensenada de Urdiales antes de su relleno, entre ellos la marisma que existía al oeste, han sido eliminados, como lo demuestra la falta de ejemplares de foraminíferos bentónicos eurihalinos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por el Proyecto de Investigación HAREA (Grupo de Investigación en Geología litoral; E.J./G.V., IT976-16). Se agradece al doctor Javier Elorza tanto su apoyo en los muestreos como la cesión de datos históricos de la ensenada de Urdiales. Nuestro reconocimiento al Dr. Alejandro Cearreta y a un revisor anónimo por las sugerencias para la mejora del manuscrito.

Referencias

- Alve, E. (1999). Earth-Science Reviews, 46, 167–185.
- Buzas, M.A. (1993). Journal of Foraminiferal Research 23 (3), 156–161.
- Cearreta, A. (1989). Revista Española de Micropaleontología XXI (1), 67–80.
- Collen, J. (1996). Journal of Micropalaeontology 15, 130.
- Debenay, J.P., Della Patrona, L. y Goguenheim, H. (2009). Journal of Foraminiferal Research 39 (4), 249–266.
- Duros P., Silva Jacinto R., Dennielou B., Schmidt S., Martinez Lamas R., Gautier E., Roubi A. y Gayet N. (2017). Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 120, 61–75.
- Elorza, J. (2021). Revista de la Sociedad Geológica de España 34 (1), 25–35.
- Elorza, J. e Higuera-Ruiz, R. (2016). Revista de la Sociedad Geológica de España 29 (2), 3–22.
- Elorza, J. e Higuera-Ruiz, R. y Pascual, A. (2019). Revista de la Sociedad Geológica de España 32 (1), 3–24.
- Hayward, B.W., Le Coze, F., Vachard, D. y Gross, O. (2021). World Foraminifera Database. Accessed at <http://www.marinespecies.org/foraminifera> on 2021-07-01.
- Loeblich, A.R. y Tappan, H. (1988). Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold, New York, 970 p.
- Murray, J.W. (2006). Ecology and Applications of Benthic Foraminifera, Cambridge University Press, Cambridge, 426 p.
- Ordiales, A., Martínez-García, B. y Mendiola, J. (2017). Geogaceta 61, 131–134.
- Pascual, A., Martínez-García, B. y Mendiola, J. (2019). Geogaceta 66, 71–74.
- Ramírez del Pozo, J., Portero García, J.M., Olivé Davó, A., Martín Alafont, J.M., Aguilar Tomás y Giannini, G. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 36 (Castro Urdiales) y memoria. IGME. 31 p.
- Rosales, I. (1999). Journal of Sedimentary Research 69: 447–465.
- Rouville, A. (1970). Revue de Micropaléontologie 13 (3), 188–204.

Las primeras ilustraciones de fósiles españoles: nuevas observaciones acerca de las *glosopetras* de Armstrong (1752) y de Torrubia (1754)

The first illustrations of Spanish fossils: new remarks about the glossopetrae of Armstrong (1752) and Torrubia (1754)

Enrique Bernárdez¹ e Isabel Rábano²

¹ Instituto Superior de Correlación Geológica, Miguel Lillo 205, 4000 San Miguel de Tucumán, Argentina. geobernardez@gmail.com

² Instituto Geológico y Minero de España, (IGME, CSIC), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. i.rabano@igme.es

ABSTRACT

The glossopetrae cited and figured in The History of the Island of Minorca, by John Armstrong (1752) and in The Apparatus for Spanish Natural History, by José Torrubia (1754), pioneering works in Spanish paleontological illustration, are figured and analyzed. Both authors clearly attribute them to shark teeth. The taxonomic review identifies the presence of Carcharodon carcharias (Linnaeus) and C. hastalis (Agassiz) s.l. among the fossils of the Neogene of Menorca, and of indeterminate lamniforms of the Cretaceous in the work of Torrubia. The attribution of species cited in previous reviews, in the first case, is also rejected, and a probable Cretaceous origin of the material from the Iberian Cordillera is discussed, which includes a possible decapod cheliped between the teeth.

Key-words: Illustration, fossil, Armstrong, Torrubia, chondrichthyan.

RESUMEN

Se ilustran y analizan las glosopetras figuradas en The History of the Island of Minorca, de John Armstrong (1752) y en el Aparato para la Historia Natural Española, de José Torrubia (1754), obras pioneras en la ilustración paleontológica española. Ambos autores atribuyen claramente las glosopetras a dientes de tiburón. La revisión taxonómica realizada a partir de las ilustraciones originales identifica la presencia de Carcharodon carcharias (Linnaeus) y C. hastalis (Agassiz) s.l. entre los seláceos fósiles del Neógeno de Menorca, y de lamniformes indeterminados del Cretácico en la obra de Torrubia. También se descarta la atribución de especies citadas en revisiones previas, en el primer caso, y se refiere un probable origen cretácico del material de la Cordillera Ibérica, que incluye un posible quelípedo de decápodo entre los dientes de seláceos.

Palabras clave: Ilustración, fósil, Armstrong, Torrubia, condrictio.

Geogaceta, 71 (2022), 7-10
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

En la historia de la paleontología ibérica, existe una clara tendencia a considerar al *Aparato para la Historia Natural Española*, del franciscano José Torrubia (1754), como la fuente de las primeras ilustraciones de fósiles españoles, sucedida años más tarde por las *Observaciones sobre la historia natural, geografía, agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia*, del también religioso Antonio José Cavanilles (1797). Sin embargo, existe otra obra previa del mismo siglo XVIII, no estrictamente centrada en temas de historia natural, que resulta menos conocida pero que figura diversos fósiles del Mioceno recogidos al sur de Menorca. Se trata del libro *The History of the Island of Minorca* (Armstrong, 1752), publicado como un epistolario de su autor, el ingeniero y oficial del ejército inglés John Armstrong, a Richard Offarel, brigadier general del ejército británico. Entre los fósiles ilustrados destacan dos ejemplares de dientes

de tiburón, que representan las primeras *glosopetras* del registro español y que se analizan a continuación junto con los hallazgos publicados por Torrubia. El resto de los fósiles figurados por Armstrong, quien residió en Menorca entre 1738 y 1742, durante el primer periodo de dominio inglés de la isla, corresponde a diversos tipos de equinidos irregulares del Neógeno, tal vez coetáneos de alguno de los dientes de tiburón.

Glosopetras españolas

Las *glosopetras* (etimológicamente "lenguas de piedra") están entre los fósiles más conocidos y apreciados desde la Antigüedad clásica, si bien su naturaleza como dientes de seláceos o mineralizaciones inorgánicas fue reiteradamente debatida entre los siglos XVI y XVII (Morello, 1979; Ellenberger, 1989). En el siglo XVIII, quedaron pocas dudas acerca del origen animal de las *glosopetras*, sobre todo a raíz de la descripción del *Canis*

Carchariae de Nicolás Steno, que las relacionó claramente con dientes de tiburones (Pelayo y Sequeiros, 2005).

Los primeros autores que reconocieron estos fósiles en España, Armstrong (1752) y Torrubia (1754), atribuyeron las petrificaciones a dientes de seláceos, identificándolas como *glosopetras* y mencionando interpretaciones anteriores, destacando la de las "lenguas de serpiente" de la leyenda maltesa de San Pablo (Pelayo y Sequeiros, 2005).

Los hallazgos menorquines descritos por Armstrong (1752: 142-144) están acompañados por dos ilustraciones y descripciones, incluyendo las de otros dos dientes sin figurar. Del primero de ellos menciona su color, grado de transparencia, tamaño y carencia de raíz, en tanto que, del segundo, que duda que sea un diente de tiburón, indica solamente su tamaño, color y morfología parecida a la letra S. El primer ejemplar ilustrado por Armstrong (1752, p. 142, Lám. 4, Fig. 5), reproducido aquí en la figura

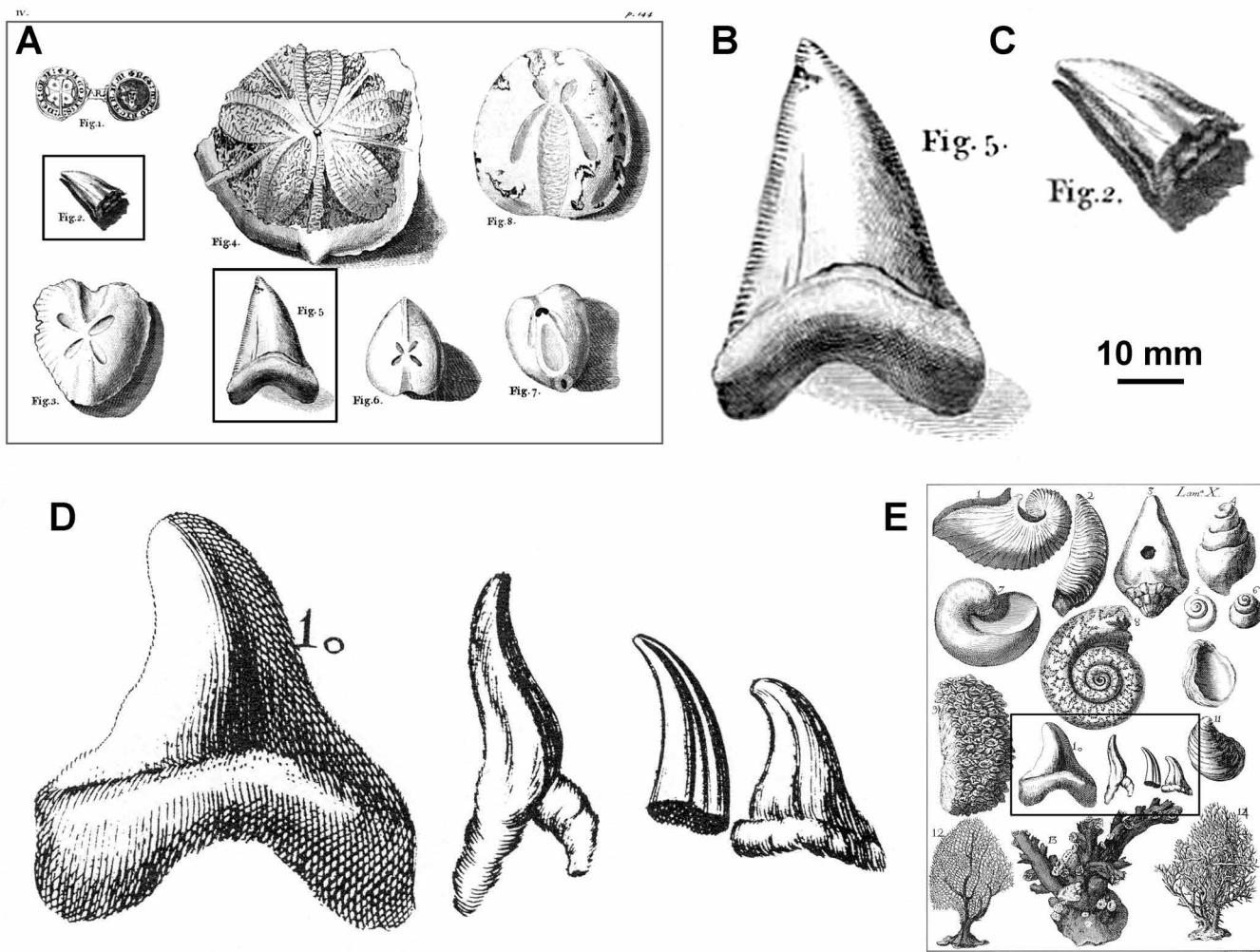


Fig. 1.- A, Reproducción de la lámina IV de Armstrong (1752) con diversos equinídos y *glosopetras* del Neógeno de Menorca. B, Detalle de la figura 5, revisado aquí como un diente superior de *Carcharodon carcharias* (Linnaeus). C, Detalle de la figura 2, correspondiente a un diente carente de raíz de *Carcharodon hastalis* (Agassiz) s.l. D-E, Reproducción de las *glosopetras* ilustradas por Torrubia (1754) en su lámina X. El tercer ejemplar por la izquierda en D, es el fragmento de un posible quelípedo de decápodo. Los dos ejemplares a su izquierda corresponden a lamniformes indeterminados del Cretácico y el de la derecha, de más dudosa interpretación, podría corresponder también a un diente lateral de lamniforme.

Fig. 1.- A, Reproduction of plate IV by Armstrong (1752) with various echinids and glossopetrae from the Neogene of Menorca. B, Detail of figure 5, reviewed here as an upper tooth of *Carcharodon carcharias* (Linnaeus). C, Detail of figure 2: tooth without root of *Carcharodon hastalis* (Agassiz) s.l. D-E, Glossopetrae illustrated by Torrubia (1754, plate X). The third specimen from the left in D is the fragment of a decapod cheliped. The two specimens on the left correspond to indeterminate Cretaceous lamniforms and the one on the right, of more doubtful interpretation, could also correspond to a lateral lamniform tooth.

1B, consiste en un diente de "dos pulgadas y cuarto" de longitud (57,15 mm), de una sola cúspide, con filos fuertemente aserrados y conservando la raíz. Procede de los acantilados adyacentes al puerto de Maó. El otro ejemplar (Armstrong, 1752, p. 143, Lám. 4, Fig. 2), reproducido aquí en la figura 1C, ha perdido la raíz y es de menor tamaño (una pulgada, 25,4 mm), fue recogido en un yacimiento no precisado "a algunas millas de distancia" del anterior.

En el *Aparato*, Torrubia (1754, Lám. 10, Fig. 10) ilustró cuatro *glosopetras* halladas "entre Anchuela y Clares", en el Señorío de Molina de Aragón (Guadalajara), que también examinaremos a continuación.

Observaciones paleontológicas

El libro de Armstrong (1752) es citado como antecedente en diversas obras consagradas a la geología y paleontología de la isla de Menorca. Bourrouilh (1983) atribuyó los fósiles ilustrados por el inglés a afloramientos del Mioceno del sur de la isla. Obrador y Mercadal (1973) mencionaron diversas localidades con seláceos y otros peces del Neógeno menorquín, así como estudios paleoictiológicos previos. Mas (2005) revisó los datos de Armstrong (1752), llegando a afirmar que los dientes constituirían la primera cita en las islas Baleares de *Carcharocles megalodon* (Agassiz), *Isurus hastalis* (Agassiz) y *Carcarias*

(sic) sp., este último a partir de un diente no figurado, por lo que su asignación taxonómica resulta más que dudosa.

El primero de los ejemplares ilustrados por Armstrong (1752), reproducido aquí en la figura 1B, difiere de *Otodus megalodon* por el tamaño menor, sus gruesas aserraduras del filo, la lúnula estrecha, la forma de la raíz, así como por el aspecto general de la corona, más estrecha que la de los dientes de cualquier posición en esta especie y con bordes que no se curvan en la parte apical. Por ello, estas características permiten identificarlo claramente como un diente de la segunda fila anterior superior de *Carcharodon carcharias* (Linnaeus), el ac-

tual tiburón blanco. Obrador y Mercadal (1973) citaron igualmente un diente de esta especie bajo la denominación de *C. rondeleti* Müller y Henle en el Neógeno de Es Vermell, localidad situada a unos 4,5 km de Maó. Esta localidad había sido estudiada preliminarmente por Bauzá y Mercadal (1962), quienes describieron una diversa ictiofauna del Mioceno que no incluye *C. carcharias*. El diente identificado por Obrador y Mercadal (1973) procede de un nivel de calcarenitas de unos 3 m de potencia, que se halla separado por una neta discontinuidad del estudiado por Bauzá y Mercadal (1962). La especie *C. carcharias* aparece en el Mioceno superior, pero no abunda hasta inicios del Plioceno. Ambas series están representadas en Menorca, la segunda con una escasa potencia estratigráfica. El nivel del que procede el diente podría corresponder a las calcarenitas que Bourrouilh (1983) atribuyó al Plio(?)–Cuaternario antiguo. Posteriormente, Vicens y Gracia (1999) registraron también la especie en el Pleistoceno de Mallorca.

Fuera de Mallorca, las citas españolas de *C. carcharias* son escasas. Bauzá *et al.* (1963) figuraron como *Carcharodon cf. rondeleti*, un sinónimo posterior de *C. carcharias*, un diente procedente del Plioceno de Tejares (Málaga). Mendiola (2001) citó la especie en el Plioceno de Conil de la Frontera (Cádiz) y Mora Morote (1996) y Adnet *et al.* (2010) ilustraron dientes de *C. carcharias* en el Plioceno de Guardamar de Segura (Alicante). Por otra parte, el primer autor (EB) ha reconocido la especie en materiales pliocenos de la plataforma marina de Lugo y A Coruña, a partir de dientes obtenidos ocasionalmente por arrastreros de los puertos de Burela y Cedeira, como el que se expone en el Museo dos Mares de Cedeira (A Coruña).

El segundo diente figurado por Armstrong (1752), reproducido aquí en la figura 1C, puede atribuirse con ciertas reservas por la falta de la raíz a *Carcharodon hastalis* (Agassiz) s.l., citado muy frecuentemente en localidades del Neógeno. No obstante, esta especie necesita una profunda revisión sistemática, ya que reúne al menos a dos especies distintas: una con dientes muy anchos del Mioceno superior y Plioceno, y otra de dientes más estrechos del Mioceno inferior y medio, posiblemente representada ya en el Oligoceno. El diente ilustrado por Armstrong (1752) correspondería a la forma de dientes estrechos. Procedería probablemente de niveles similares, si no idénticos, a los

de la asociación descrita por Bauzá y Mercadal (1962), que con seguridad incluye la misma especie.

Por último, el material de Torrubia (1754) procede de los afloramientos mesozoicos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Goy y Rodrigo (1999) revisaron las localidades paleontológicas mencionadas en el *Aparato* y concluyeron que la totalidad de los fósiles mesozoicos figurados por Torrubia (1754) proceden de tres unidades litoestratigráficas de finales del Jurásico Inferior (Pliensbachiano superior-Toarciano) y Jurásico Medio. En ese sentido, tanto Anchuela como Clares se ubican en extensos afloramientos jurásicos, con escasas muelas cretácicas en sus proximidades.

Los cuatro ejemplares figurados por Torrubia (1754) se reproducen en la figura 1D. Los dos de la izquierda corresponden a dientes de lamniformes. El primero, con corona ancha inclinada hacia la comisura y raíz con ramas poco separadas, se trata de un diente lateral; y el segundo, un diente anterior, presenta dos ramas de la raíz bien diferenciadas y cúspide principal alta y estrecha. El tercero por la izquierda parece corresponder a un dáctilo de un quelípedo de decápodo por la presencia de una depresión longitudinal central en ambas caras y la ausencia de filos, pudiendo descartarse su atribución a un diente de seláceo. El ejemplar de la derecha podría representar también un diente lateral de lamniforme, con la raíz deficientemente conservada, aunque en este caso la atribución es más insegura. La asignación taxonómica de los dientes de lamniformes, que podrían ser coespecíficos, es difícil de establecer por el escaso detalle de las figuras. La aparente ausencia de denticulos laterales podría relacionarlos con el género *Cretoxyrhina* Glikman, 1958, de distribución Albiense-Santonense, que hasta ahora no ha sido citado en España. No se puede descartar que en realidad los denticulos laterales estuvieran rotos y correspondan a algún otro género de lamniforme del Cretácico. En todo caso, estos dientes no guardan relación con los terrenos jurásicos de las localidades citadas por Torrubia (1754), por lo que su origen habría que buscarlo en los cerros cretácicos próximos a la zona.

Conclusiones

Las *glosopetras* ilustradas por Armstrong (1752) y Torrubia (1754), junto a otros fósiles del Neógeno menorquín y

cretácico de la Cordillera Ibérica, respectivamente, constituyen las primeras ilustraciones paleontológicas españolas. Con Cavanilles (1797) se abre un largo periodo en que las siguientes ilustraciones de fósiles españoles corrieron a cargo de autores extranjeros, situándose ya a mediados del siglo XIX. La "modernidad" de acompañar los textos paleontológicos con ilustraciones de los fósiles comenzó a ser habitual en las obras científicas editadas en España también por las mismas fechas, una vez que las técnicas de grabado e impresión se habían popularizado en las imprentas nacionales. La obra más extensa y con mayor número de ilustraciones de este tipo fue la *Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España*, obra de Lucas Mallada y publicada por la Comisión del Mapa Geológico de España entre 1875 y 1892 (Rábano y Gutiérrez-Marco, 1999). El atlas asociado llegó a publicar 250 láminas de fósiles cámbicos a paleógenos, confeccionadas por tres artistas: Teresa Madasú, José Cebrián y Fernando de los Villares-Amor (Rábano, 2021).

Desde el punto de vista paleontológico, los seláceos ilustrados por Armstrong (1752) permiten identificar las especies *Carcharodon carcharias* (Linnaeus) y *C. hastalis* (Agassiz) s.l., citadas en Baleares por autores posteriores. De las cuatro *glosopetras* figuradas por Torrubia (1754), una corresponde a un posible fragmento de decápodo y, las tres restantes, a dientes de lamniformes indeterminados del Cretácico, una de ellas con dudas.

Contribución de los autores

Adquisición de datos, EB e IR; elaboración del trabajo, EB e IR; figura, EB e IR; estructura del trabajo, IR; edición, IR.

Agradecimientos y financiación

Agradecemos a los Dres. Francisco Peñaloya (Instituto de Historia, CSIC) y José Ignacio Canudo (Universidad de Zaragoza) sus acertados comentarios, que han contribuido a la mejora del manuscrito inicial. La presente investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de agencias del sector público, sector comercial o entidades sin ánimo de lucro.

Referencias

Adnet, S., Balbino, A.C., Antunes, M.T. y Marín-Ferres, J.M. (2010). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*,

- Abhandlungen 256 (1), 7-16.
- Armstrong, J. (1752). *The History of the Island of Minorca*. C. Davis, Londres, 260 p.
- Bauzá, J. y Mercadal, B. (1962). *Revista de Menorca* 2, 153-164.
- Bauzá, J., Quintero, I. y de la Revilla, J. (1963). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* 70, 217-273.
- Bourrouilh, R. (1983). *Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la isla de Menorca y del noreste de Mallorca (Baleares)*. IGME, Madrid, 672 p.
- Cavanilles, A.J. (1797). *Observaciones sobre la historia natural, geografía, agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia [tomo II]*. Imprenta Real, Madrid, 338 p.
- Ellenberger, F. (1989). *Historia de la Geología. Vol. 1. De la Antigüedad al siglo XVII*.
- Editorial Labor, Madrid, 282 p.
- Glikman, L.S. (1958). *Doklady Akademii Nauk SSSR* 123 (3), 568-571.
- Goy, A. y Rodrigo, A. (1999). Tras las huellas de Torrubia (1698-1761) por el Señorío de Molina. En: *Actas XV Jornadas de Paleontología* (I. Rábano, Ed.). ITGE, Madrid, 655-682.
- Mas, G. (2005). *Bulletí de la Societat d'Història Natural de les Balears* 48, 103-108.
- Mendiola, C. (2001). *Revista de la Societat Paleontològica d'Elx*, 7, 1-9.
- Mora Morote, P. (1996). *Cidaris* 5 (10), 98-124.
- Morello, N. (1979). *La nascita della paleontologia nel Seicento: Colonna, Stenone e Scilla*. Franco Angeli, Milán, 265 p.
- Obrador, A. y Mercadal, B. (1973). *Acta Geológica Hispánica* 8 (4), 115-119.
- Pelayo, F. y Sequeiros, L. (2005). *Llull* 28, 209-243.
- Rábano, I. (2021). En: *La huella humana en la Naturaleza. XXIV Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. Libro de resúmenes, 345-346.
- Rábano, I. y Gutiérrez-Marco, J.C. (1999). La "Sinopsis" paleontológica de Lucas Mallada: fechas de publicación y otros aspectos editoriales. En: *Actas XV Jornadas de Paleontología* (I. Rábano, Ed.). ITGE, Madrid, 103-110.
- Torrubia, J. (1754). *Aparato para la Historia Natural española. Tomo primero*. Imprenta de los Herederos de Don Agustín de Gordejuela y Sierra, Madrid, xxiv+234+34 p.
- Vicens, D. y Gracia, F. (1999). *Bulletí de la Societat d'Història Natural de les Balears* 42, 167-170.

Nuevo trilobites asáfido con conservación de apéndices en la Biota de Fezouata (Ordovícico Inferior de Marruecos)

An additional asaphid trilobite with preserved appendages from the Fezouata Biota (Lower Ordovician of Morocco)

Juan Carlos Gutiérrez-Marco¹, Isabel Rábano², Artur A. Sá³, Juan A. Poblador⁴ y Diego C. García-Bellido⁵

¹Instituto de Geociencias (CSIC, UCM) y Área de Paleontología GEODESPAL, Facultad CC. Geológicas UCM, José Antonio Novais 12-2^a pl., 28040 Madrid. jcgrapto@ucm.es

²Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. i.rabano@igme.es

³Departamento de Geología e Polo do Centro de Geociências (CGeo), Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Quinta de Prados, 5000-801 Vila Real, Portugal. asa@utad.pt

⁴Torres Quevedo 30, 03013 Alicante. juan.a.poblador@jurassic-dreams.com

⁵School of Biological Sciences, University of Adelaide, South Australia 5005, Australia, y South Australian Museum, Adelaide, South Australia 5000, Australia. diego.garcia-bellido@adelaide.edu.au

ABSTRACT

A third specimen of Megistaspis (Ekeraspis) cf. hammondi is described from the most important Ordovician Burgess Shale-type Fossil-Lagerstätte in Morocco. The trilobite specimens with soft-part preservation are located in late Tremadocian levels within the Fezouata Formation, but are very rare. The studied specimen preserves the right antenna, and nine appendages under the right side of the exoskeleton, only evident when a break in the rock released part of the exoskeleton and revealed the underlying biramous appendages. These mostly consist of endopods, but also at least a couple of exopods, recognizable by their long lamellae. The first endopod seems to correspond to the distal tip of the third cephalic appendage, while the rest are thoracic appendages. The features of the preserved antenna indicate that most such appendages in other specimens from the same area are created or enhanced during preparation. Besides the studied asaphid, soft-part preservation of digestive tract and appendages are known from four coeval species, totalling about fifty published specimens. But it is quite possible that, like in the present specimen, biramous appendages may be preserved under the carapace of other specimens with antennae.

Keywords: Fossil-Lagerstätten, Fezouata Biota, Tremadocian, Morocco, Trilobite appendages.

Geogaceta, 71 (2022), 11-14

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

El yacimiento de conservación excepcional (Fossil-Lagerstätte) de Fezouata se localiza en el Anti-Atlas central de Marruecos, en torno al valle del Draa (región de Souss Massa Draa) y en un radio de 25 km al norte y sureste de la ciudad de Zagora (capital de la provincia homónima), al sureste del país. Los primeros fósiles de cuerpo blando se descubrieron en la década de 2000, y pronto pasaron a caracterizar una biota dominada por artrópodos, cuya constitución es relativamente similar a la de Burgess Shale del Cámbrico canadiense, pero que en este caso es más reciente y corresponde a la Formación

Fezouata del Ordovícico Inferior (Van Roy *et al.*, 2010, 2015). Además de radiodontos gigantes de varios tipos, aglaspídidos, marrellomorfos, lobópodos, canadaspídidos, naraoíidos, cheloniélidos, chamataspídidos y otros grupos de artrópodos que se consideraban típicos del Cámbrico, la Biota de Fezouata incluye xifosuros, filocáridos, trilobites, metazoos problemáticos, conodontos, microfósiles de pared orgánica, poríferos, cnidarios, anélidos, priápulidos, braquíopodos, moluscos y graptolitos, junto a fósiles excepcionales de hyolítidos y distintos grupos de equinodermos, que se conservan articulados e incluso con partes blandas (Lefebvre *et al.*, 2016, 2019). Con todo, el registro de

RESUMEN

Se presenta el tercer ejemplar del trilobites asáfido Megistaspis (Ekeraspis) cf. hammondi con conservación excepcional de apéndices, procedente del Fossil-Lagerstätte ordovícico de tipo Burgess Shale más importante del mundo, localizado en Marruecos. Los trilobites con apéndices o partes blandas se detectan en niveles del Tremadociense superior dentro de la Formación de Fezouata, pero son fósiles muy raros. El ejemplar estudiado conserva la antena derecha y nueve apéndices situados bajo el exoesqueleto, localizados en la parte derecha del cuerpo. Se trata principalmente de endópodos, pero al menos en dos apéndices se reconocen partes de los exópodos porque conservan sus largas lamelas. El primer endópodo parece corresponder al extremo distal del tercer apéndice cefálico, y el resto son apéndices torácicos. Las antenas observadas en ejemplares comerciales de la misma especie suelen estar manipuladas por los preparadores y son poco fiables. Además del asáfido estudiado, la conservación de partes blandas y apéndices se conoce en otras cuatro especies coetáneas, totalizando medio centenar de ejemplares publicados. Pero es muy posible que existan muchos más casos en los que los apéndices de aquellos ejemplares que conserven las antenas permanezcan en realidad ocultos bajo el caparazón dorsal.

Palabras clave: Fossil-Lagerstätten, Biota de Fezouata, Tremadociense, Marruecos, Apéndices de trilobites

Fecha de recepción: 15/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

trilobites con preservación excepcional de apéndices o estructuras digestivas es relativamente raro y se limita de momento a cinco géneros del Tremadociense superior, razón por la cual creemos interesante reportar el hallazgo del tercer ejemplar de asáfido que conserva los apéndices, a fin de contribuir también al conocimiento de la especie.

Trilobites con apéndices

El mecanismo de preservación de partes blandas en metazoos y específicamente en trilobites u otros artrópodos de Fezouata, con apéndices y caparazones débilmente biomineralizados, ha sido

describo detalladamente por Saleh *et al.* (2021a, b), apreciándose un importante sesgo tafonómico con respecto a otras biotas paleozoicas (Saleh *et al.*, 2019b, 2020) e incluso un posible control orbital del mismo (Saleh *et al.*, 2019a). La preservación en las limolitas arcillosas de grano muy fino de Fezouata normalmente implica una piritización temprana, seguida de la alteración a óxidos de hierro que les brindan el color pardo-amarillento característico, y todo ello en una plataforma marina abierta, en torno al nivel de base del oleaje de tormenta (Martin *et al.*, 2016a).

La preservación de apéndices en trilobites se registra exclusivamente en los niveles de conservación excepcional del Tremadociense superior (Biozona de *Sagenograptus murrayi* de graptolitos), y por lo general se limita a aquellos ejemplares que han perdido parte del exoesqueleto dorsal durante su extracción en el yacimiento. El caso más común ocurre cuando de un fósil concreto, llegan a desprenderse por causas mecánicas parte de las mejillas, pleuras torácicas o pigidio, dejando al descubierto los apéndices que hasta entonces permanecían ocultos bajo el caparazón dorsal (Fig. 1A-B).

Budil y Fatka (2021) recopilaron todos los artículos donde se citan o ilustran trilobites del yacimiento de Fezouata con preservación de apéndices o partes blandas, llegando a la conclusión de que no alcanzan el medio centenar de ejemplares, incluso una vez sumados los de la reciente contribución de Pérez-Peris *et al.* (2021). En cambio, los trilobites que conservan las antenas (Fig. 2) son mucho más numerosos, y con cierta frecuencia salen a la venta en comercios, sitios de internet y ferias de todo el mundo.

De la veintena de especies de trilobites inventariadas en los niveles del Tremado-

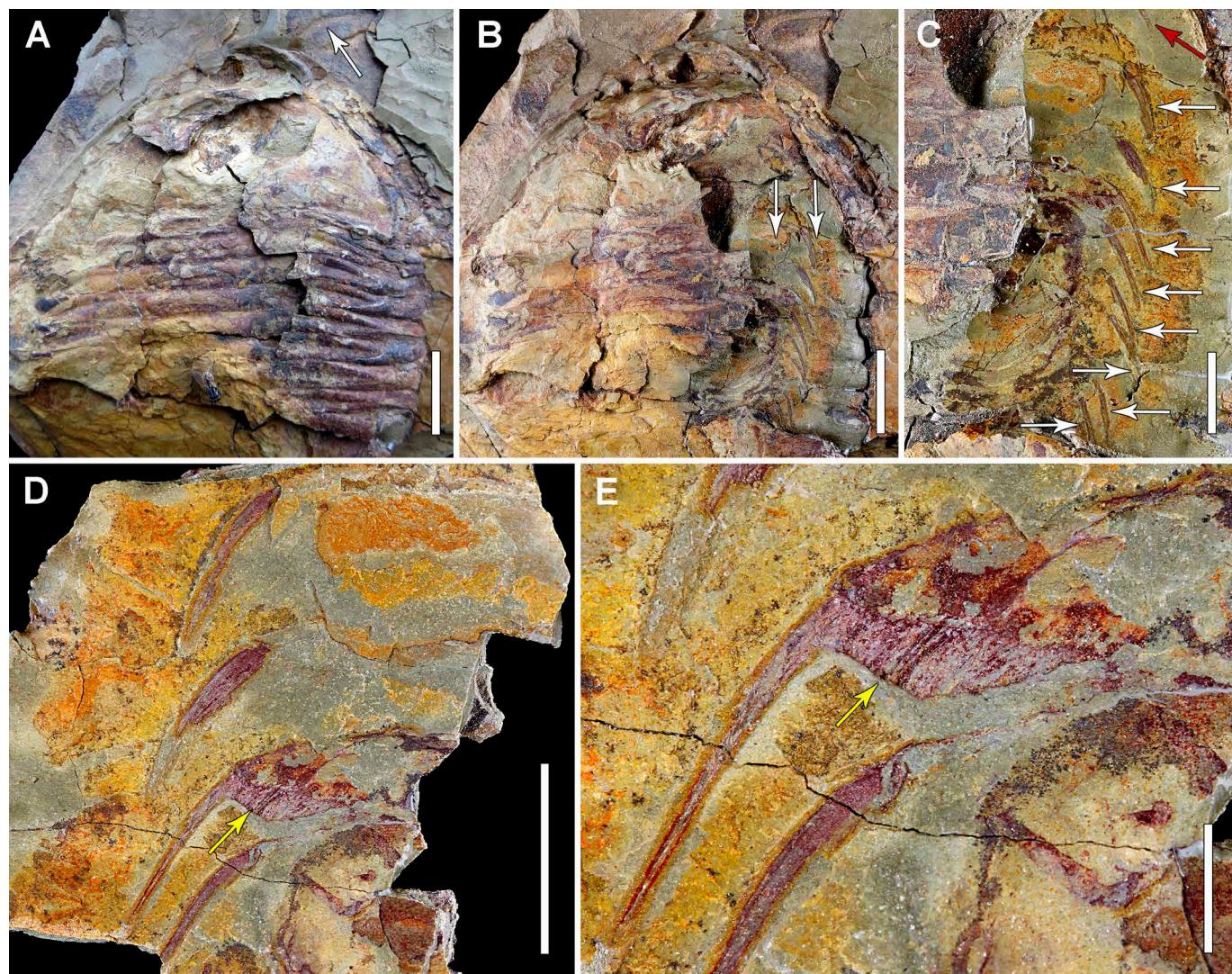


Fig. 1.- *Megistaspis (Ekeraspis) cf. hammondi* Corbacho y Vela. Biota de Fezouata, Tremadociense superior del norte de Zagora (Marruecos). Ejemplar MGM-7569X, que conserva parte de los apéndices. A, Aspecto dorsal del caparazón con la antena derecha incompleta (flecha). B, el mismo ejemplar con remoción de parte de la pleura torácica derecha (flechas), que descubre una parte de los apéndices. C, detalle de la fotografía anterior, con los extremos de un endopodito céfálico (flecha roja) y los ocho torácicos (flechas blancas). D, vista ventral de una parte del fragmento pleural derecho desprendido del fósil (contraparte de la mitad anterior de C), con uno de los exópodos (flecha amarilla). E, detalle del segundo apéndice torácico que conserva parte del exopod con sus finas lamelias (flecha amarilla) y varios podómeros distales de su endopod. Escala gráfica: 20 mm (A-B), 10 mm (C-D) y 3 mm (E). Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- *Megistaspis (Ekeraspis) cf. hammondi* Corbacho and Vela. Fezouata Biota, upper Tremadocian, north of Zagora (Morocco). Specimen MGM-7569X, preserving some cephalic and thoracic appendages. A, Dorsal view of carapace with incomplete right antenna (arrow). B, Same specimen with partial removal of right thoracic pleura (arrows), revealing underlying appendages. C, Detail of B, showing one cephalic endopod (red arrow) and the eight thoracic endopods (white arrows). D, Ventral view of right pleural fragment (counterpart of part illustrated in C) showing an exopod (yellow arrow). E, Detail of the second thoracic appendage preserving the exopod flap and part of its fine lamellae (yellow arrow) and several distal podomeres of the endopod. Scale bars: 20 mm (A-B), 10 mm (C-D) and 3 mm (E). See color figure in the web.

ciense superior de la Formación Fezouata (Van Roy *et al.*, 2015; Martin *et al.*, 2016b), tan sólo cinco concentran los casos de conservación excepcional de apéndices y antenas: los facópidos *Anacheirurus adserai* (Vela y Corbacho) (con seis formas sinónimas), *Bavarilla zemmourensis* Des-tombes y *Prionocheilus* sp., más el nileido *Sympysurus ebbestadi* Gutiérrez-Marco, Rábano y García Bellido, y el asáfido *Megistaspis (Ekeraspis) cf. hammondi* Corbacho y Vela (Van Roy *et al.*, 2010; Lefebvre *et al.*, 2018; Pérez-Peris *et al.*, 2021).

El nuevo ejemplar

En esta nota presentamos un fragmento de asáfido (Fig. 1) derivado de un ejemplar completo y articulado, que sufrió daños y perdió el pigidio durante el proceso de extracción, por hallarse en la zona alterada y fracturada próxima a la superficie del afloramiento. Fue encontrado en octubre de 2018 por la familia Ben Moula, los célebres prospectores de la Biota de Fezouata (Lefebvre *et al.*, 2016), quienes nos aportaron algunos detalles de las circunstancias del hallazgo, excepto su localización precisa. No obstante, es probable que nuestro ejemplar proceda de la misma zona (trincheras de Bou Izargane, unos 19 km al norte de Zagora) que los ejemplares de la misma especie recolectados también por ellos y estudiados por Gutiérrez-Marco *et al.* (2017). Estos últimos comprenden tres ejemplares de la especie *Megistaspis (Ekeraspis) hammondi* [= *M. (E.) cf. filacovi* (Bergeron) según Martin *et al.*, 2016b] depositados, como el aquí estudiado, en el Museo Geominero de Madrid. Dos de ellos conservan los apéndices: el primero está fosilizado por su cara ventral y tiene todos los endópodos céfálicos a pigidiales del lado derecho (MGM-6756X), de los cuales los tres pares anteriores son mucho más robustos y presentan enditos o espinas ventrales. El segundo ejemplar (MGM-6757X) conserva un aspecto dorsal de los exópodos céfálicos, torácicos y pigidiales, los dos últimos restringidos a la pleura derecha, donde muestran la densa disposición de sus finas lamelas exopodales.

El ejemplar estudiado, identificado como *Megistaspis (Ekeraspis) cf. hammondi* por la falta de los elementos pigidiales que permitan confirmar la identidad específica, consiste en un céfalon+tórax articulado carente de ojos y espinas genales (Fig. 1A). Durante la extracción, la parte pleural derecha se

desprendió espontáneamente (Fig. 1B), dejando ver por debajo parte de los endópodos junto a dos vestigios exopodales. Todos ellos corresponden a aspectos distales, pues los protopoditos y la parte proximal de los apéndices quedarían situados bajo la región axial, que permanece en su lugar sin desprenderse. De la serie derecha se observa el extremo distal del último apéndice céfálico, más los ocho apéndices torácicos (Fig. 1C), si bien la conservación no es lo suficientemente detallada como para poder precisar el número de podómeros en la parte distal

de cada apéndice. Por su morfología y dimensiones, estos endópodos estrechos y alargados (> 20 mm de longitud y de unos 2 mm de anchura) son comparables con los apéndices torácicos descritos e ilustrados para el ejemplar MGM-6756X de Fezouata por Gutiérrez-Marco *et al.* (2017, fig. 1e).

En lo que respecta a los exópodos, merece destacar el del segundo apéndice torácico que conserva parte del lóbulo subtriangular y sus finas lamelas, junto a varios podómeros distales de su endópodo (Fig. 1C-E). Las lamelas de los exópo-

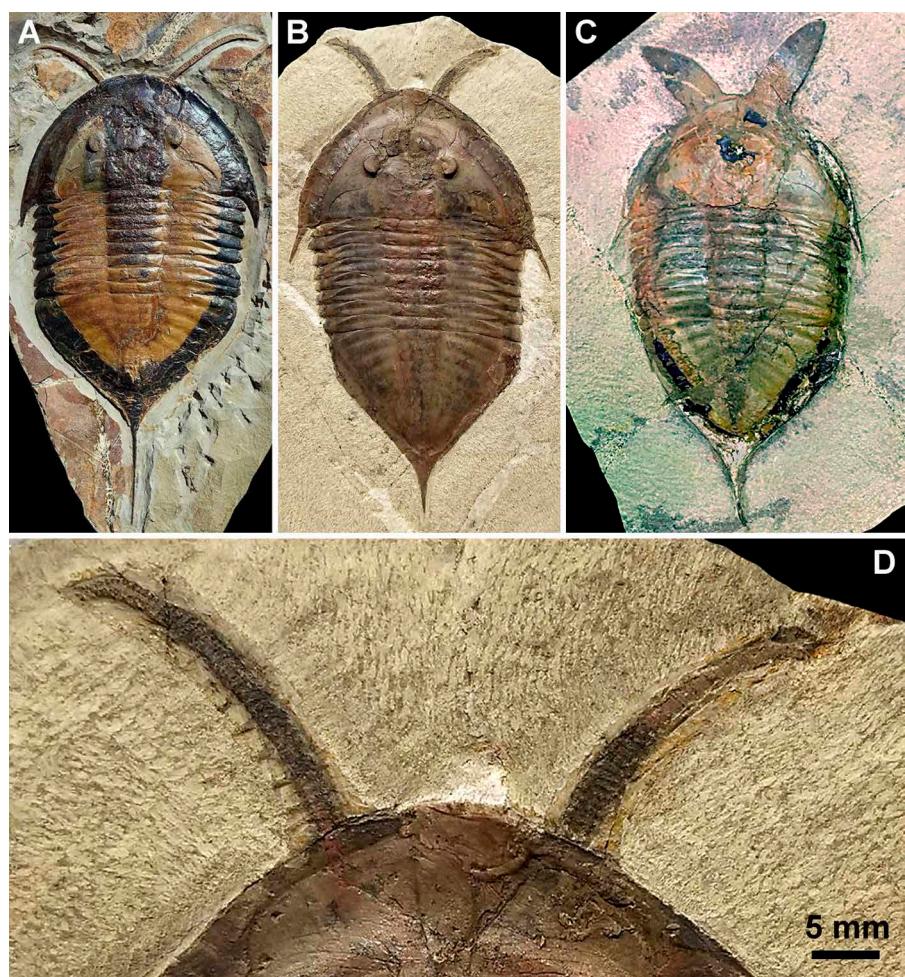


Fig. 2.- *Megistaspis (Ekeraspis) hammondi* Corbacho y Vela. Biota de Fezouata, Tremadociense superior del norte de Zagora (Marruecos). Ejemplares observados a la venta en circuitos comerciales y sitios de internet. A, ejemplar con caparazón bien conservado, y con la doble ventral contorneada en negro por su posible concentración en materia orgánica; las antenas son largas y estrechas, la de la derecha tiene más de 45 podómeros desiguales y sus bordes laterales están tallados en la roca. B, ejemplar con puntas genales y pigidio esculpidos en su parte posterior; las antenas son notablemente más gruesas, con 30-35 podómeros rectangulares, algunos con espinas abaxiales (detalle en D). C, ejemplar con la antena izquierda (línea clara) conservada en el seno de una "oreja de gato" como las que algunos preparadores tallan en esta especie. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- *Megistaspis (Ekeraspis) cf. hammondi* Corbacho and Vela. Fezouata Biota, upper Tremadocien, north of Zagora (Morocco). Specimens found for sale in commercial circles and internet sites. A, Specimen with well-preserved carapace, and darkened ventral doublure, possibly due to a concentration of organic matter; long and narrow antennae, the right one has over 45 unequal podomeres and the edges are carved in the rock. B, Specimen with genal tips and posterior end of pygidium carved in the rock; antennae notably wider, with 35-45 rectangular podomeres, some with abaxial spines (detail in D). C, Specimen with its left antenna (light line) preserved in the centre of a "cat's ear", like those that some fossil-prepping specialists carve in this species. See color figure in the web.

dos de trilobites como *Olenoides serratus* de la Biota de Burgess Shale (Whittington, 1980, lám. 20, fig. 5; Whittington, 1997, fig. 85) a menudo se conservan sobre el endópodo (Fig. 2C).

Por último, del arco cefálico anterior del ejemplar se proyecta, en vista dorsal, la parte proximal de la antena derecha, que destaca por su diferente coloración (Fig. 1A, en color en la versión electrónica). Los márgenes de los podómeros no se hallan muy bien definidos, pero los más basales son rectangulares y bastante gruesos (3 mm de anchura y 1-1,3 mm de longitud). No obstante, entre el material de Fezouata examinado en los circuitos comerciales, es común encontrar ejemplares de *M. (E.) hammondi* que conservan las antenas, si bien éstas suelen mostrar distintos grados de "retoques estéticos" realizados en origen por los preparadores y vendedores marroquíes. Las posibles modificaciones incluyen el añadido de podómeros artificiales para incrementar la longitud de las antenas, o la generación de notorias espinas adaxiales (Fig. 2A-B), que en su conjunto hacen poco fiable el conocimiento de estas estructuras a través del material comercial observado hasta la fecha. Un "estilo de preparación", puesto de moda en los últimos años, consiste en siluetear la roca matriz en torno a las antenas, como si fueran *orejas de gato* que surgen de la parte anterior cefálica del trilobites (Fig. 2C).

Conclusiones

Se presenta el tercer caso de conservación de apéndices (endópodos y exópodos) en el trilobites asáfido *Megistaspis (Ekeraspis) cf. hammondi* Corbacho y Vela, procedente del *Fossil-Lagerstätte* de Fezouata (Ordovícico Inferior de Marruecos), considerado como el yacimiento ordovícico de conservación excepcional, de tipo Burgess Shale, más importante del mundo (Van Roy *et al.*, 2010, 2015; Lefebvre *et al.*, 2016). El nuevo ejemplar concuerda en sus características ventrales con lo previamente descrito por Gutiérrez-Marco *et al.* (2017), aportando un caso interesante de conservación de las dos ramas de un mismo apéndice, que puede dar lugar a diferentes interpretaciones según se estudie la superficie dorsal del fósil (con el exópodo en posición

anatómica sobre el endópodo) o bien la contraparte desprendida del mismo (con el exópodo doblado bajo el endópodo). Se analizan también las escasas garantías que, en el momento presente, tienen los ejemplares con antenas de la especie que se ofrecen en los circuitos comerciales.

Contribución de los autores

Todos los autores han contribuido en la misma medida al desarrollo de esta publicación. JAP fue quien consiguió, además, la donación del trilobites para estudio.

Agradecimientos y financiación

A Carlos Alonso (Universidad Complutense de Madrid) por las fotografías y a Fran Pérez-Peris (Universidad de Lausana) por brindarnos informaciones inéditas sobre la anatomía de *Anacheirurus*. A Julio Martín (Collado Mediano) por la detección temprana y fotografías de los asáfidos con *orejas de gato*. A los revisores científicos Dres. Rodolfo Gozalo (Univ. de Valencia) y Emilio Vaccari (CONICET-Univ. Nacional de Córdoba, Argentina), por sus observaciones y sugerencias. El presente trabajo es una contribución a los proyectos CGL2017-87631-P del MICINN y 735 del PICG (IUGS-UNESCO), habiendo recibido financiación en especie de la empresa Jurassic Dreams (Alicante). AAS es beneficiario de fondos de investigación portugueses de la FCT – Fundação para a Ciência e Tecnologia, I.P. (ref. UIDB/00073/2020), en el ámbito de la Unidad de I&D Centro de Geociências (CGEO).

Referencias

- Budil, P. y Fatka, O. (2021). *Geological Society, London, Special Publications* 485, doi: 10.1144/SP485-2019-152.
- Gutiérrez-Marco, J.C., García-Bellido, D.C., Rábano, I. y Sá, A.A. (2017). *Scientific Reports* 7, 39728, 7 p.
- Lefebvre, B., Leroosey-Aubril, R., Servais, T. y Van Roy, P., Eds. (2016). The Fezouata Biota: an exceptional window on the Cambro-Ordovician faunal transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 460, 178 p.
- Lefebvre, B., Guensburg, T.E., Martin, E.O., Mooi, R., Nardin, E., Nohejlová, M., Saleh, F., Kouraïss, K., El Hariri, K. y David, B. (2019). *Geobios* 52, 27-36.
- Lefebvre, B., Leroosey-Aubril, R., Martin, E., Gutiérrez-Marco, J. C., García-Bellido, D.C., Rábano, I., Saleh, F., Vidal, M. y Van Roy, P. (2018). In: *The Fossil Week, Abstract book to the 5th International Palaeontological Congress*, Paris, p. 862.
- Martin, E.L.O., Pittet, B., Gutiérrez-Marco, J.C., Vannier, J., El Hariri, K., Leroosey-Aubril, R., Masrour, M., Nowak, H., Servais, T., Vandebroucke, T.R.A., Van Roy, P., Vaucher, D. y Lefebvre, B. (2016a). *Gondwana Research* 34, 274-283.
- Martin, E.L.O., Vidal, M., Vizcaíno, D., Vaucher, D., Sansjofre, P., Lefebvre, B. y Destombes, J. (2016b). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 460, 142-154.
- Pérez-Peris, F., Laibl, L., Vidal, M. y Daley, A.C (2021). *Acta Palaeontologica Polonica* 66, 857-877.
- Saleh, F., Pittet, B., Perrillat, J.P. y Lefebvre, B. (2019a). *Geology* 47, 103-106.
- Saleh, F., Pittet, B., Sansjofre, P., Guériaud, P., Lalonde, S., Perrillat, J.P., Vidal, M., Lucas, V., El Hariri, K., Kouraïss, K. y Lefebvre, B. (2019b). *Geobios* 60, 99-115.
- Saleh, F., Antcliffe, J.B., Lefebvre, B., Pittet, B., Laibl, L., Peris, F.P., Lustri, L., Gueriaud, P. y Daley, A.C. 2020. *Earth and Planetary Science Letters* 529, 115873, 6 p.
- Saleh, F., Bath-Enright, O., Daley, A.C., Lefebvre, B., Pittet, B., Vite, A., Ma, X., Mangan, M.G., Buatois, L.A. y Antcliffe, J.B. (2021a). *Earth and Planetary Science Letters* 569, 117061, 9 p.
- Saleh, F., Vaucher, R., Antcliffe, J.B., Daley, A.C., El Hariri, K., Kouraïss, K., Lefebvre, B., Martin, E.L., Perrillat, J.P., Sansjofre, P. y Vidal, M. (2021b). *Earth-Science Reviews* 213, 103464, 12 p.
- Van Roy, P.H.J., Orr, P.J., Botting, J.P., Muir, L.A., Vinther, J., Lefebvre, B., El Hariri, K. y Briggs, D.E.G. (2010). *Nature* 465, 215-218.
- Van Roy, P.H.J., Briggs, D.E.G. y Gaines, R.R. (2015). *Journal of the Geological Society, London* 172, 541-549.
- Whittington, H.B. (1980). *Palaeontology* 23, 171-204.
- Whittington, H.B. (1997). In: *Treatise on Invertebrate Paleontology: Arthropoda 1, Trilobita, Revised. Part O*. Geological Society of America, Boulder – Colorado, 87-135.

Nuevos fósiles del Pragiense (Devónico Inferior) del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel (Lugo, NO de España) y sus implicaciones geológicas

New Pragian (Lower Devonian) fossils from the Courel Mountains Global UNESCO Geopark (Lugo, NW Spain) and its geological implications

Xosé Carlos Barros Lorenzo¹, Juan Carlos Gutiérrez-Marco^{2,3}, Pedro Cózar^{2,3}, Olev Vinn⁴, Daniel Ballesteros^{1,5}, Ramón Vila^{1,6} y Martín Alemparte^{1,7}

¹Geoparque Mundial UNESCO Montañas do Courel. Rúa do Caurel s/n, 27320 Quiroga (Lugo). jcbarroslorenzo@gmail.com. info@ribeirasacracourel.es

²Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), Dr. Severo Ochoa 7-4^a pl., 28040 Madrid. p.cozar@geo.ucm-csic.es

³Área de Paleontología GEODESPAL, Facultad CC. Geológicas UCM, José Antonio Novais 12-2^a pl., 28040 Madrid. jcrapto@ucm.es

⁴Department of Geology, University of Tartu, Ravila 14A, 50411 Tartu, Estonia. olev.vinn@ut.ee

⁵Dpto de Geodinámica, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva s/n, 18071 Granada. dballesteros@ugr.es

⁶Museo Xeolóxico de Quiroga, Rúa do Caurel s/n, 27320 Quiroga (Lugo). ramonvilaanca@gmail.com

⁷Grupo de Desarrollo Rural Ribeira Sacra-Courel, Rúa Doctor López Lallana 6 - 1ºD, 27340 Bóveda (Lugo). info@ribeirasacracourel.es

ABSTRACT

For the first time, Devonian fossils are recognized in limestones of the Sil synclinorium (Lugo, NW Spain). Within this tectonic structure, the outcrop was interpreted as belonging to Ordovician shales, although observation of Devonian strata recommended a more detailed stratigraphical and tectonic investigation of the area. The palaeontological site contains an exceptional accumulation of dacryoconarids, apparently monospecific (Nowakia cf. acuaria (Richter)), a group never recognized before in Galicia. This species allows the attribution of these limestones to the Pragian (Lower Devonian), which are roughly correlated with the upper part of the Salas Formation of the eastern end of the synclinorium, in León province. An alternative interpretation would be to consider this limestone block as an olistolith at the base of the Carboniferous olistostrome + flysch of San Cladio. Taking into consideration the palaeontological, stratigraphical and structural interest of the outcrop, it has been inscribed as a new Geosite of the Courel Mountains Global UNESCO Geopark.

Key-words: Dacryoconarida, Lower Devonian, Ollo de Sapo Domain, Central Iberian Zone, UNESCO Global Geoparks.

RESUMEN

Se presentan los primeros fósiles devónicos reconocidos en el sinclinal del Sil (Lugo, NO de España), encontrados en rocas calcáreas incluidas en un contexto local cartografiado como pizarras ordovícicas, lo que sugiere la necesidad de abordar una investigación estructural y estratigráfica más detallada. El yacimiento paleontológico se vincula con calizas que contienen una acumulación excepcional de dacrioconáridos aparentemente monoespecífica, un grupo fósil que se reconoce por vez primera en Galicia. La identificación de Nowakia cf. acuaria (Richter) permite atribuir al Pragiense el afloramiento estudiado, y correlacionarlo tentativamente con la parte más alta de la Formación Salas en sus afloramientos del extremo oriental del sinclinal, ya en la provincial de León. Una interpretación alternativa sería considerar a esta caliza como un olistolito en la base del olistostroma + flysch carbonífero de San Cladio. Atendiendo al interés científico de tipo paleontológico, estratigráfico y estructural, la localidad ha sido inscrita como nuevo Lugar de Interés Geológico del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel.

Palabras clave: Dacryoconarida, Devónico Inferior, Dominio del Ollo de Sapo, Zona Centroibérica, Geoparques Mundiales de la UNESCO.

Geogaceta, 71 (2022), 15-18

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 15/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

Introducción

El registro de fósiles paleozoicos en el Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel se inició con Hernández Sampelayo (1915), quien identificó, entre otros yacimientos, la presencia de *Tentaculites?*, *Orthoceras* y braquíópodos en pizarras asociadas a calizas en Seceda y Sobredo, mencionando en la segunda localidad abundantes placas columnares de crinoideos (entre ellos, "*Rhodocrinites verus*, Miller"). La edad de las calizas fue discutida en ese y en otros trabajos posteriores del autor, quien se inclinó a consi-

derarlas como silúricas, sin descartar una edad devónica. Las investigaciones cartográficas realizadas en la segunda mitad del siglo XX, confirmaron la presencia de rocas devónicas en el núcleo del sinclinal del Courel-Peñaiba, con la identificación de afloramientos fosilíferos del Lochkoviano-Pragiense entre la Sierra del Courel y el norte de la Sierra del Teleno (León): Drot y Matte (1967), Pérez-Estaún (1978), Truyols-Massoni (1983), Sanz-López *et al.* (2000), entre otros.

Hasta la fecha, los fósiles devónicos del núcleo del sinclinal del Courel, registrados en las "Capas de Seceda" (=

Fm. Peñalba *pro parte*) del noroeste del Geoparque, evidenciaban los únicos afloramientos con rocas autóctonas de este periodo en Galicia. El objetivo de este artículo es documentar una nueva localidad gallega con fósiles del Devónico, situada en el sinclinal del Sil, en cuyo núcleo se consideraba probable la presencia de rocas devónicas cerca de su cierre periclinal oriental (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2001), pero que restaba por probarse bioestratigráficamente. No obstante, el contexto geológico del yacimiento admite distintas interpretaciones, todas ellas muy interesantes para la geología regional.

Situación del yacimiento paleontológico

El nuevo yacimiento paleontológico se localiza en la margen izquierda del río Sil, al sur del embalse de Sequeiros y dentro del término municipal de Ribas de Sil (Lugo), en la parte meridional del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel (Fig. 1). El afloramiento, de dimensiones métricas, está formado por 4-5 m de calizas de espesor decimétrico intercaladas entre pizarras, buzando el conjunto unos 45° hacia el sur. El punto se localiza 200 m al noreste de la aldea de Souto, hacia el km 8,200 de la carretera provincial LU-P-5302, junto al desvío de un camino que parte de la citada carretera en dirección sur y suroeste (coord. aprox. 42° 26' 14,3"N, 7° 14' 19,5"O).

El descubrimiento de estas calizas y los restos fósiles es fruto de investigaciones geológicas promovidas por el Geoparque. Los mapas publicados hasta la fecha sitúan el punto estudiado en las Pizarras de Luarca del Ordovícico (por ejemplo, Pliego Dones y Rubio Navas, 1981; Barreira Morate *et al.*, 1989; Villar Alonso *et al.*, 2018), ver Fig. 1.

El registro paleontológico

A escala de afloramiento, en la unidad calcárea investigada no se distinguen macrofósiles, pero al romper la roca y a la lupa se reconocen, en puntos ubicados a lo largo del mismo, acumulaciones de conchas de organismos tubulares, de dimensiones milimétricas, que han podido estudiarse en lámina delgada bajo microscopio petrográfico (Fig. 2). Se trata de restos de tentaculitoideos pelágicos de la subclase Dacryoconarida, caracterizados por una concha formada por una parte inicial cónica y una porción mesio-distal cilíndrica a subcilíndrica. La concha suele estar ornamentada por anillos transversos y costillas longitudinales y, en ejemplares completos y bien conservados, la cámara inicial destaca en el extremo proximal separada por una constricción del resto de la concha (Wei *et al.*, 2012, con referencias básicas).

Las nueve láminas delgadas realizadas a partir de seis muestras de caliza, tomadas en el afloramiento, son de constitución petrológica similar y presentan una asociación de dacryoconáridos aparentemente monoespecífica. La abundancia de conchas es tal, que la caliza se asemeja a un *packstone* de dacryoconáridos sin ape-

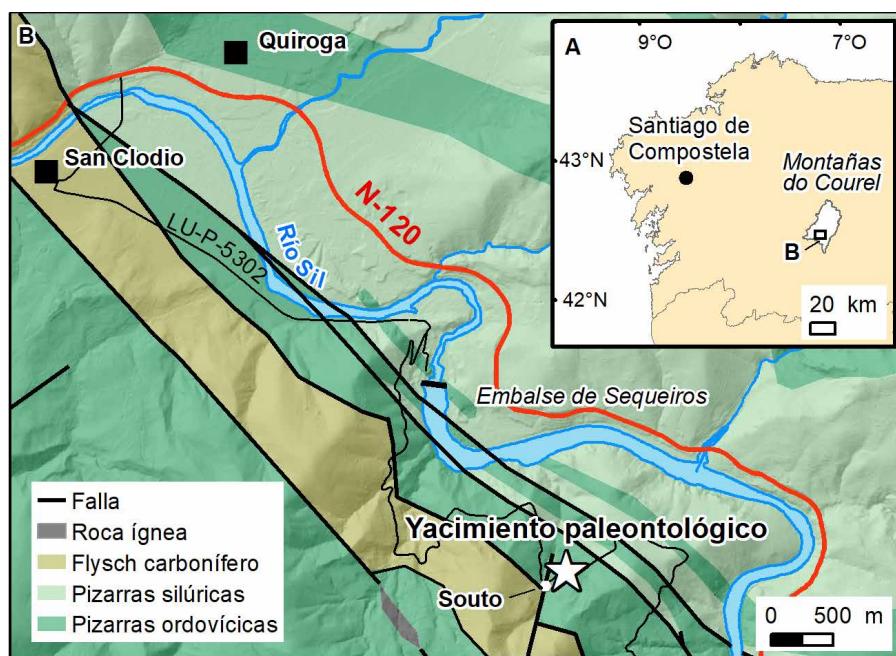


Fig. 1.-A, Localización del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel y del mapa de detalle en B, correspondiente al esquema geológico de la zona estudiada, con la situación del yacimiento paleontológico (estrella blanca). Modificado de Villar Alonso *et al.* (2018). Ver figura en color en la web.

*Fig. 1.-A, Location of the region in the Courel Mountains Global UNESCO Geopark; B, Geological sketch with location of the fossil site (white star). Modified from Villar Alonso *et al.* (2018). See color figure in the web.*

nas micríticas intersticiales, con el relleno interno de las conchas y los espacios entre ellas bastante recristalizados (Fig. 2). Además, cada una de las conchas más grandes puede llegar a albergar, en su hueco interno, de 1-4 conchas más pequeñas (Fig. 2D-E). Esto revela unas condiciones de turbulencia y corrientes activas sobre el fondo marino, similares a las conturritas de ambientes profundos, donde las conchas vacías pueden entremezclarse caóticamente, llegando a introducirse unas dentro de otras.

De acuerdo con las características morfológicas y las dimensiones generales de los ejemplares apreciadas en lámina delgada, se identificó un único taxón muy relacionado con la especie *Nowakia acuaria* (Richter, 1854). Ésta representa una forma planctónica y de aguas templadas a cálidas, que ha sido ampliamente citada en rocas del Devónico Inferior de Europa, norte de África, Australia, e incluso en localidades de América del Norte y Asia (Bouček, 1964; Lardeux, 1969; Alberti, 1993; Gessa, 1996, entre otros). Sin embargo, para una identificación taxonómica segura deberían tenerse en cuenta detalles de la cámara inicial, la parte proximal y la ornamentación longitudinal de la concha, que no se conservan bien en el material estudiado, por cuya razón los ejemplares de las Montañas do Cou-

rel se asignan a *Nowakia cf. acuaria*. De todos modos, la especie nominal es uno de los novakiidos más abundantes del Pragiense a nivel mundial y, dado que su presencia ya había sido señalada en el vecino sinclinal del Courel-Peñaiba (Truyols-Massoni, 1983), es bastante verosímil que su registro se extienda a áreas cercanas como ésta del sur del Geoparque. En la Zona Cantábrica y otras áreas ibéricas, a *N. acuaria* también se la considera un firme indicador del Pragiense (Truyols-Massoni, 1981; García-Alcalde *et al.*, 2000).

Las cinco láminas delgadas que contienen los ejemplares ilustrados han sido depositadas en el Museo Geominero (Madrid, sigla MGM). Las cuatro láminas restantes, junto al resto de muestras y a los tacos originales de las láminas precedentes, se conservan en el Museo Geológico de Quiroga (Lugo).

Discusión estratigráfica y estructural

Hasta este trabajo, la presencia de materiales devónicos en el sinclinal del Sil permanecía sin demostrar. En el área próxima a Salas de la Ribera (León), la Formación Salas, una unidad compuesta esencialmente por pizarras, con graptolitos del Prídoli en su parte inferior (Biozona de *Skalographus ultimus*), incluye

un tramo terminal con nódulos e intercalaciones calcáreas alteradas, asignado tentativamente al Devónico Inferior (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2001). En una primera hipótesis, la caliza de dacrioconáridos de Souto podría correlacionarse con esta parte más superior de la Formación Salas, en lugar de con el miembro superior calcáreo de las “capas de Seceda” (= Miembro Carucedo de la Formación Peñalba: Sanz López *et al.*, 2000), que aflora en el núcleo del sinclinal del Courel-Peñalba. El argumento principal podría residir en el carácter esporádico de las intercalaciones calcáreas del núcleo del sinclinal del Sil, registradas en la parte aparentemente más alta de una sucesión pizarrosa que intercala además tramos de pizarras negras con graptolitos. De interpretarse las calizas como un equivalente lateral de la Formación Peñalba, las pizarras y areniscas fosilíferas, previas a éstas, deberían aflorar en un mayor número de lugares al sur del sinclinal del Courel-Peñalba. Además, las propias facies calcáreas, bien desarrolladas lateralmente desde Seceda hacia el este, tienen en esencia una edad Lochkoviense, con el tránsito al Pragiense localizado en la parte terminal de la sucesión devónica (Sanz López *et al.*, 2000).

Desde el punto de vista estructural, el descubrimiento de esta caliza devónica, en un lugar cartografiado precedentemente como de edad ordovícica, puede que no plantea graves problemas de interpretación. Ciento es que en la primera cartografía MAGNA 1:50.000, el sitio figura casi en el contacto entre las Pizarras de Luarca y el *flysch* carbonífero de San Clodio (Pliego Dones y Rubio Navas, 1981). Pero en la revisión cartográfica a escala 1:200.000, Barrera Morate *et al.* (1989) cartografiaron entre la aldea de Souto y la orilla meridional del embalse de Sequeiros dos fallas kilométricas, de orientación noroeste-sureste, que exhuman materiales silúricos en el seno de las Pizarras de Luarca. La más meridional de estas fallas, tras los ajustes cartográficos necesarios en su trazado, a comprobar en el campo, podría incorporar a las presentes calizas devónicas en su continuidad superior con el conjunto silúrico exhumado. Sin embargo, una alternativa más simple podría ser que las pizarras que engloban a las calizas sean en realidad devónicas, y se encuentren en sucesión normal entre las rocas silúricas del norte y el contacto con el Carbonífero al sur. Esto se traduciría en una menor complicación estructural e incluso supondría la revisión misma de las

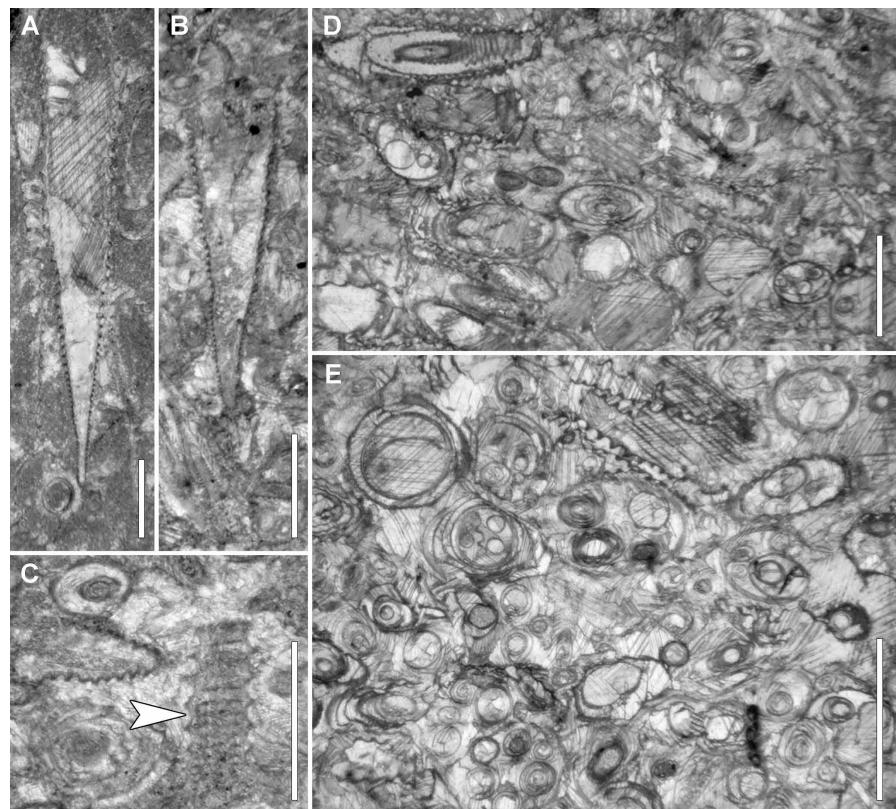


Fig 2.- *Nowakia cf. acuaria* (Richter, 1854), del Pragiense de Souto (Ribas de Sil, Lugo). Microfotografías de distintas conchas conservadas en caliza, mostrando los anillos transversos de perfil afilado. A, MGM-3387D, sección longitudinal; B, MGM-3388D, sección oblicua; C, MGM-3389D, sección tangencial con vestigios de costillas longitudinales (flecha); D (MGM-3390D) y E (MGM-3391D), acumulación de secciones predominantemente transversales, mostrando cómo las conchas de mayor diámetro llegan a albergar en su hueco interno un número variable de conchas más pequeñas. La escala gráfica equivale a 1 mm.

Fig. 2.- *Nowakia cf. acuaria* (Richter, 1854), Pragian, Souto (Ribas de Sil, Lugo). Microphotographs of different shells preserved in limestone, showing the sharp-edged transverse rings. A, MGM-3387D, longitudinal section; B, MGM-3388D, oblique section; C, MGM-3389D, tangential section (arrowed) with traces of longitudinal ribs; D (MGM-3390D) and E (MGM-3391D), accumulation of predominantly transverse shells, where the largest shells include a variable number of smaller shells inside of their internal open cavities. Graphic scale =1 mm.

dos fallas antedichas, difíciles de concebir en un contexto de replegamiento y fracturación variscos extraordinariamente tempranos, tal y como se derivaría de su fosilización bajo los depósitos sinorogénicos carboníferos de San Clodio.

Cualquiera de esas dos interpretaciones tectónicas y estratigráficas, compatibles con la hipótesis precedente, dan por hecho la existencia de materiales devónicos en la sucesión normal del sinclinal del Sil, a la altura de la sección estudiada. Sin embargo, el reciente artículo de González Clavijo *et al.* (2021) viene a plantear una segunda hipótesis, radicalmente distinta, que podría aplicarse también al afloramiento de caliza estudiado. Estos autores consideran que el *flysch* de San Clodio pertenece en realidad a la unidad parautóctona inferior de la Zona Galicia – Tras-os-Montes (ZGTM), formando parte de la “alfombra tectónica” que representan los depósitos del *flysch* varisco en la base del prisma acrecional

desgajado en el noroeste de Iberia. Por lo tanto, el *detachment* basal que los separa del basamento centroibérico debe localizarse también dentro del sinclinal del Sil, donde aún no ha sido cartografiado como tal. González Clavijo *et al.* (2021) revisan los rasgos estratigráficos de la sucesión sino-rogénica de San Clodio y concluyen que la secuencia turbidítica sucede a un olistostoma basal que engloba bloques y cantos de variadas litologías y procedencias, en parte exóticos a la propia cuenca de sedimentación, incluyendo por ejemplo rocas ígneas y metamórficas. Este hecho abre la posibilidad de que el afloramiento de caliza devónica estudiado, de escasas dimensiones y sin continuidad lateral aparente, sea en realidad un olistolito asimilable a la “Serie” de San Clodio, en un marco estratigráfico y tectónico que podría resolverse con la realización de nuevas investigaciones cartográficas de detalle en el núcleo del sinclinal del Sil.

Conclusiones

Se documentan los primeros fósiles devónicos del sinclinal del Sil, perteneciente al Dominio del Ollo de Sapo de la parte septentrional de la Zona Centroibérica (Martínez-Catalán *et al.*, 1992, 2004). Éstos se hallan representados en calizas con una acumulación excepcional del dacrioconárido *Nowakia cf. acuaria* (Richter, 1854), en un afloramiento ubicado al noreste de Souto (Lugo). El registro de esta especie o de formas estrechamente relacionadas con ella es un firme indicador del Pragiense, y al mismo tiempo representa el primer hallazgo incuestionable de fósiles de dacrioconáridos en Galicia.

Desde el punto de vista patrimonial, el yacimiento estudiado se propone como un nuevo Lugar de Interés Geológico para el Geoparque, de carácter exclusivamente científico, atendiendo a sus especiales circunstancias paleontológicas (ya mencionadas), estratigráficas (primeras rocas devónicas en el núcleo del sinclinal del Sil, que podrían interpretarse en sucesión normal o alternativamente como un olitolito en la base de la sucesión sinorogénica de San Clodio) y tectónicas (exhumación del conjunto silúrico-devónico entre pizarras ordovícicas, o bien situadas por encima del despegue basal del Dominio Parautóctono de la ZGTM).

El yacimiento de Souto se une así al patrimonio paleontológico del Geoparque M.U. Montañas do Courel (Ballesteros *et al.*, 2021).

Contribución de los autores

Todos los autores contribuyeron en igual medida a la concepción y redacción del trabajo. XCBL, DB, RV y MA realizaron los estudios de campo y la toma de muestras; PC llevó a cabo las láminas delgadas y el estudio petrográfico; OV y JCG-M realizaron la identificación paleontológica; XCBL y JCG-M se responsabilizaron de la coordinación y supervisión final de resultados.

Agradecimientos y financiación

Los autores agradecen a Carlos Alonso (Universidad Complutense de Madrid) la composición fotográfica de la Fig. 2, así como al prof. José Ignacio Valenzuela Ríos (Univ. de València) y a un revisor anónimo, por sus acertados comentarios y sugerencias. El presente trabajo forma parte del programa de investigación geológica financiado por el Geoparque Montañas do Courel. DB cuenta con financiación del Plan Andaluz de Investigación, Desarrollo e Innovación 2021.

Referencias

- Alberti, G.K.B. (1993). *Courier Forschungs-Institut Senckenberg* 158, 1-229.
- Ballesteros, D., García-Ávila, M., Díez, J.B., Vila, R., Barros, X.C., Gutiérrez-Marco, J.C., Caldevilla, P. y Alemparte, M. (2021). *Geoconservation Research* 4 (1), 66-69.
- Barrera Morate, J.L., Farias Arquer, P., González Lodeiro, F., Marquínez García, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., del Olmo Sanz, A. y de Pablo Maciá, J.G. (1989). *Mapa Geológico de España 1:200.000, hojas nº 17/27 (Ourense/Verín) y memoria*. ITGE, Madrid, 284 p.
- Bouček, B. (1964). *The Tentaculites of Bohemia. Their morphology, taxonomy, ecology, phylogeny and biostratigraphy*. Czechoslovak Academy of Sciences, Prague, 215 pp.
- Drot, J. y Matte, P. (1967). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* 93, 87-92.
- García-Alcalde, J.L., Truyols-Massoni, M., Pardo-Alonso, M., Bultynck, P. y Carls, P. (2000). *Courier Forschungs-Institut Senckenberg* 225, 131-144.
- Gessa, S. (1996). *Revue de Micropaléontologie* 39 (4), 315-337.
- González Clavijo, E., Dias da Silva, I., Martínez Catalán, J.R., Gómez Barreiro, J., Gutiérrez-Alonso, G., Díez Montes, A., Hofmann, M., Gärtner, A. y Linnemann, U. (2021). *Solid Earth* 12, 835-867.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Sarmiento, G.N., Robardet, M., Rábano, I. y Vaněk, J. (2001). *Journal of the Czech Geological Society* 46 (3-4), 247-258.
- Hernández Sampelayo, P. (1915). *Boletín de Instituto Geológico de España* 36, 277-303.
- Lardeux, H. (1969). *Cahiers de Paléontologie* 1969, 1-238.
- Martínez Catalán, J.R., Hacar Rodríguez, M.P., Villar Alonso, P., Pérez-Estaún, A. y González Lodeiro, F. (1992). *Geologische Rundschau* 81, 545-560.
- Martínez Catalán, J.R., Fernández-Suárez, J., Jenner, G.A., Belousova, E. y Díez Montes, A. (2004). *Journal of the Geological Society* 161, 463-476.
- Pérez-Estaún, A. (1978). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España* 92, 149 p.
- Pliego Dones, D. y Rubio Navas, J. (1981). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 189 (Puebla de Trives) y memoria*. IGME, Madrid, 43 p.
- Richter, R. (1854). *Zeitschrift der Deutsche Geologische Gesellschaft* 6 (2), 275-290.
- Sanz López, J., Expósito Vaqueiro, C.M. y Montesinos, J.R. (2000). En: *I Congresso Ibérico de Paleontología*, Évora. Libro de Resúmenes, 276-277.
- Truyols-Massoni, M. (1981). *Breviora Geologica Asturica* 25 (3-4), 25-30.
- Truyols-Massoni, M. (1983). *Breviora Geologica Asturica* 27 (1-2), 12-16.
- Villar Alonso, P., Portero Urruz, G., González Cuadra, P., García Crespo, J., Nieto García, A.B., Rubio Pascual, F.J., Gómez Fernández, F. y Jiménez Benayas, S. (2018). Mapa Geológico Digital Continuo E. 1:50.000. Zona Centroibérica. Dominio Ollo de Sapo (Zona-1300). In: GEODE. Mapa Geológico Digital Continuo de España [en línea]. [Fecha de consulta: 15-07-2021]: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geode-zona.aspx?Id=Z1300>
- Wei, F., Gong, Y. y Yang, H. (2012). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 358-360, 40-50.

Patrimonio paleontológico paleozoico del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel. Catalogación y puesta en valor

Paleozoic paleontological heritage of the Montañas do Courel UNESCO Global Geopark. Cataloguing and enhancement

Manuel García-Ávila^{1,2}, Daniel Ballesteros^{1,3}, y José B. Diez^{1,2}

¹ Comité científico del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel. Rúa do Courel s/n, 27320 Quiroga (Lugo).

² Departamento de Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio, Universidade de Vigo. E-36310, Vigo, Spain. manugarcia@uvigo.es jbdiez@uvigo.es

³ Dpto. de Geodinámica, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva s/n, 18071 Granada. dballesteros@ugr.es

ABSTRACT

The Montañas do Courel UNESCO Global Geopark has Paleozoic paleontological sites ranging from the Cambrian to the Carboniferous. At present, a process of searching and cataloging deposits with Paleozoic marine fossils is being carried out, which has generated a database, which has allowed and will allow them to be valued, and improve their protection and preservation. In addition, through the musealization of some of the fossils of the geopark in the Geological Museum of Quiroga, one of the objectives of the geopark is fulfilled, which is the approach of Geology to society.

Key-words: Paleontology, Paleozoic, Lugo, Galicia, UNESCO Global Geoparks.

RESUMEN

El Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel cuenta con yacimientos paleontológicos paleozoicos que van desde el Cámbrico hasta el Carbonífero. En la actualidad, se está llevando a cabo un proceso de búsqueda y catalogación de yacimientos con fósiles marinos paleozoicos que ha generado una base de datos, la cual ha permitido y permitirá ponerlos en valor, así como mejorar su mejor protección y preservación. Además, mediante la musealización de algunos de los fósiles del Geoparque en el Museo Geológico de Quiroga, se cumple uno de los objetivos del geoparque, que es el acercamiento de la Geología a la sociedad.

Palabras clave: Paleontología, Paleozoico, Lugo, Galicia, Geoparques Mundiales de la UNESCO.

Geogaceta, 71 (2022), 19-22
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 26/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

Introducción

En la localidad de Quiroga se encuentra el museo Geológico que, desde el 2011, muestra elementos del patrimonio paleontológico de la región. Entre ellos destacan restos bien estudiados y documentados de grandes mamíferos cuaternarios. Sin embargo, aunque esta región concentra un número importante de los yacimientos paleozoicos de la comunidad autónoma de Galicia, el patrimonio marino paleozoico del área del Geoparque Montañas do Courel no se encuentra en la misma situación.

Desde el año 2014 se está realizando la catalogación y puesta en valor del patrimonio paleontológico paleozoico en el territorio del Geoparque y alrededores. La finalidad principal es que la información obtenida sea útil para potenciar el estudio de los yacimientos fosilíferos en la zona y recuperar, estudiar, poner en valor y preservar este singular patrimonio. Los primeros resultados fueron ya incluidos en la candidatura para la obtención de la declaración de Geoparque Mundial de la

UNESCO y, de manera preliminar, algunos se han mencionado en Ballesteros et al., 2021.

Mediante esta comunicación pretendemos divulgar los últimos avances y presentar los resultados de una forma detallada entre la comunidad científica en general, y entre los miembros de la Sociedad Geológica de España, en particular.

Situación geográfica y marco geológico

El área del Geoparque Montañas do Courel se encuentra al sureste de la provincia de Lugo, y sus límites se han establecido conforme al territorio que ocupan los municipios de Folgoso do Courel, Quiroga y Ribas de Sil.

La cartografía geológica de detalle se puede consultar en los mapas 1:50.000 de la segunda serie MAGNA del IGME, números 124, 125, 156, 157, 189 y 190.

El contexto geológico se corresponde con dos conjuntos estratigráficos claramente diferenciados: por un lado, uno marino y más antiguo, que abarca desde el Neoproterozoico hasta posiblemente

el Carbonífero inferior (sobre el que se centra este trabajo); y, por otro, un conjunto más moderno representado por los sedimentos continentales del Neógeno y Cuaternario.

Metodología

La primera fase fue realizar una exhaustiva búsqueda, recopilación y revisión bibliográfica, análisis del material previo existente en el Museo Geológico de Quiroga y también la consulta a particulares y trabajadores de la industria pizarrera local, que nos pudieran transmitir información sobre hallazgos inéditos de fósiles.

La segunda fase consistió en el trabajo de campo para localizar y documentar el estado de conservación actual de los diferentes yacimientos. En algunos casos se recuperó material fósil que fue depositado, tras su identificación, en el Museo Geológico de Quiroga.

Todas las acciones fueron desarrolladas bajo el exp. 02.L.395.2015.001 emitido por la Dirección General de Patrimonio Cultural de la Xunta de Galicia.

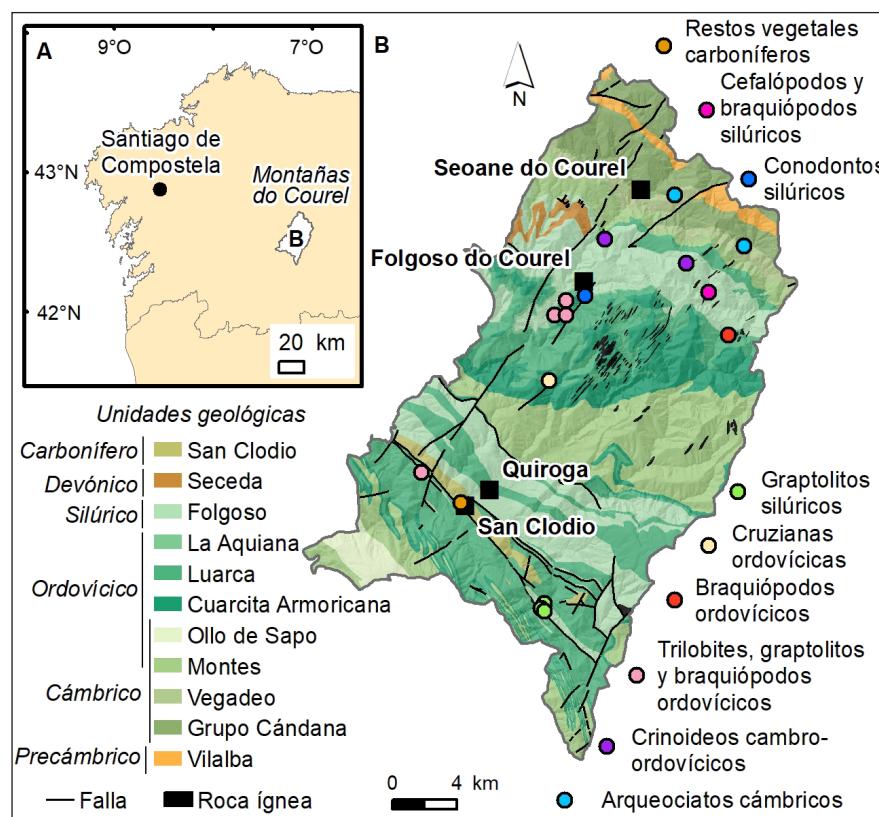


Fig. 1.- Puntos de interés geológico relacionados con yacimientos paleozoicos en el territorio del Geoparque Montañas do Courel. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geological points of interest related to Paleozoic fossil sites in the territory of the Montañas do Courel Geopark. See color figure in the web.

Por último, se ha generado una base de datos geolocalizados y un fichero con soporte gráfico adecuado del registro fósil conocido y recuperado.

Resultados

Hasta la publicación de este artículo, se ha recopilado información de 16 puntos con restos fósiles paleozoicos. A continuación, se presenta un resumen de estos datos ordenados cronológicamente.

Registros cámbricos

Para la Formación Vegadeo, Russo y Bechstädrt (1994), así como Zamarreño y Perejón (1976) describen restos de arqueociatos, estructuras algales, tapices microbianos y oncoídes distribuidos en dos niveles próximos a la localidad de Visuña.

En el nivel inferior (V1) los restos de arqueociatos corresponden a *Afacyathus alloiteaui*, *Coscinocyathus calathus*, *Anthomorpha immanis*, *A. sisovae*, *A. rata*, *Dictyocyathus* sp., *Protopharetra bigoti*, *P. grandicaveata*, *Pycnoidocyathus erbiensis* y *P. sekwiensis*. Esta asociación faunística sugeriría una edad entre el Atdabaniense y el Botomiense (Cámbrico inferior), se-

gún la escala Siberiana, que corresponde a la edad Ovetiense en la escala Mediterránea (Perejón 1994). A su vez, el nivel medio (V2) presentaría mallas de algas y estructuras inorgánicas (birdseyes, laminaciones).

Durante el trabajo de campo realizado por los alrededores del pueblo de Visuña, se han localizado arqueociatos con diferentes estados de conservación, tapices microbianos y abundantes oncoídes en calizas cámbricas (Figs. 2A y B) (Russo y Bechstädrt, 1994).

Russo y Bechstädrt (1994) describieron, adicionalmente, la existencia de tapices microbianos, restos algales y oncoídes en las calizas de los alrededores de Céramo y Moreda. También indicaron la presencia de calcimicrobios y arqueociatos en un montículo aflorante junto al Castillo Carbedo, a unos 500 metros de la aldea del mismo nombre. Hasta el momento los fósiles no han podido ser localizados.

Registros ordovícicos

En el antiguo "camino forestal de San Cladio a Vilar de Lor, cerca de la primera curva cerrada", Riemer (1963, 1966) citó, de esta manera imprecisa, un punto con tri-

lobites en nódulos del Ordovícico Medio, donde identificó *Synhomalonotus tristani*, *Illaenus cf. giganteus*, *Colpocoryphe* sp., *Phacopidina* sp. y *Ogygites* sp. Las investigaciones emprendidas en la actual carretera de San Cladio a Vilar de Lor han permitido fijar la posición de un nuevo yacimiento con fósiles en nódulos, entre los que identificamos *Asaphellus cf. toledanus* (Fig. 2H), *Nobiliasaphus delessei*?, y *Ectillaenus giganteus*, una asociación que permite asignar el yacimiento al Oretaniense inferior. En la misma zona, sobreponiendo los taludes de la carretera, también se han encontrado placas columnares de crinoideos y valvas de braquiópodos indeterminables. Estos braquiópodos de costulación gruesa (Figs. 2I y 2J), son parecidos al taxón encontrado en un yacimiento situado a 2,1 km al sur-sureste de A Seara, citados como *Orthacea* indet., que a su vez son similares a otros procedentes de Casaio (Ourense) (Gutiérrez-Marco et al. 1999, lám. 1, figs. 12-16).

En el trabajo citado anteriormente se refiere también un yacimiento descubierto por Hernández Sampelayo (1935) en el que señala el hallazgo de "algunos ejemplares de *Calymene tristani*, impresiones poco precisas de tecas, y algas parecidas a las del Mondigo". Gutiérrez-Marco et al. 1999 expusieron que "La localidad fosífera en sí misma no ha sido reencontrada todavía, pero debe situarse cerca del cruce hacia Vilamor con la carretera de Folgoso do Courel".

En la Cuarcita Armoricana que aflora en la carretera entre Quiroga y Folgoso do Courel, Riemer (1963, 1966) describió la presencia del icnofósil *Cruziana rugosa*.

En la Formación La Aquiana del Ordovícico Superior (Kralodvoriense) es frecuente observar restos de crinoideos y cistoideos. Durante el trabajo de campo, en la carretera de Folgoso do Courel a Seoane do Courel, y cerca del puente sobre el río Lor, se localizó un pequeño afloamiento similar al descrito por Iglesias Ponce de León y González Lodeiro (1981), en el que se aprecian secciones de placas columnares de crinoideos (Fig. 2C).

Registros silúricos

Entre las localidades de Peites y Figueiredo se ha mencionado la aparición de *Monograptus halli* y *Climacograptus* sp., que sugieren una edad Llandovery superior (Rubio Navas y Pliego Dones, 1981). En esta misma zona se nos comunicó la existencia de lo que consideramos un nuevo yacimiento de graptolitos. La

presencia simultánea de las especies *Torquigraptus planus* y *Parapetalolithus cf. hispanicus* (Figs. 2D y 2E) permiten datarlo como Telychiense inferior (Silúrico inferior).

En el pliegue acostado del Courel, Salazar et al. (2012) describieron una asociación de conodontos del Silúrico medio compuesta por *Dapsilodus obliquostatus*, *Oulodus cf. siluricus*, *Kockeella cf. variabilis*,

Ozarkodina bohemica, *O. sagitta sagitta*, *Wurmella excavata excavata*, *Walliserodus* sp., *Kockeella?* sp. y *Ozarkodina?* sp.

Al noroeste de la localidad de A Seara afloran dos niveles de calizas con restos de

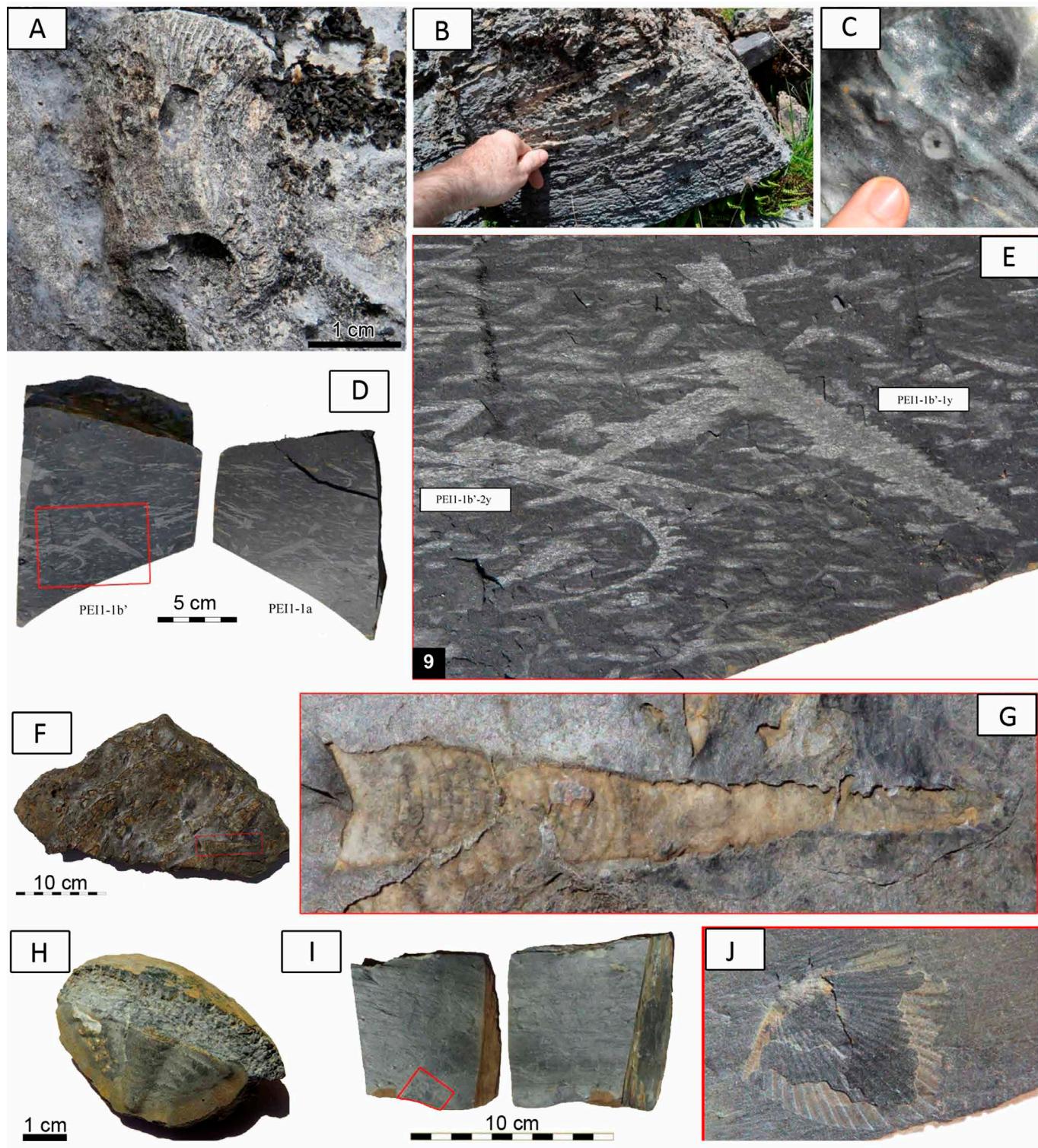


Fig. 2.- Fósiles documentados en el Geoparque Montañas do Courel. A) Arqueociato indeterminado cámbrico. B) Tapetes microbianos cámbicos. C) Sección de un artejo de crinoideo del Ordovícico. D, E) Graptolitos silúricos. PEI1-01b'-1y: *Parapetalolithus cf. hispanicus*; PEI1-01b'-2y: *Torquigraptus planus*. Siglas: yacimiento-bloque-ejemplar. F, G) Cefalópodos silúricos y detalle de un ejemplar. H) Pigidio de *Asaphellus cf. toledanus* del Ordovícico. I, J) Pizarras con braquiópodos (ortídos) del Ordovícico y detalle de un ejemplar. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Fossils documented within the Montañas do Courel Geopark. A) Indeterminate Cambrian archaeocyath. B) Cambrian microbial mats. C) Section of an Ordovician crinoid disc. D, E) Silurian graptolites. PEI1-01b'-1y: Parapetalolithus cf. hispanicus; PEI1-01b'-2y: Torquigraptus planus. Acronym: outcrop-block-specimen. F, G) Silurian cephalodes and detail of a specimen. H) Pygidium of Asaphellus cf. toledanus of the Ordovician. I, J) Slate with Ordovician ortids and detail of a specimen. See color figure in the web.

Protochonetes sp., *Michelinoceras dulce*, *Michelinoceras michelini*, *Coleolus* y ortíthisidos, todos ellos del Silúrico superior (Abril Hurtado y Rodríguez Fernández, 1981). Durante el trabajo de campo, en la zona se han encontrado restos de cefalópodos que están en estudio (Figs. 2F y 2G).

Registros devónicos

En el núcleo del sinclinal del Courel se encuentran pizarras arenosas con braquiópodos no identificables y calizas grises con restos de crinoideos que permiten suponer una edad devónica inferior (Hernández Sampelayo, 1915; Drot y Matte, 1967; Iglesias Ponce de León y González Lodeiro, 1981). No existe material gráfico acerca de estos fósiles.

Sanz López et al. (2000) extrajeron conodontos en las rocas devónicas (Lochkoviano-Pragiense) de la prolongación suroriental del sinclinal Courel – Peñalba que han servido para establecer correlaciones estratigráficas en esa zona.

También, Barros Lorenzo et al. (2021) presentan, en este número de Geogaceta, un nuevo yacimiento de dacrioconáridos localizado en el sinclinorio del Sil, dataido como Pragiense por la presencia de *Nowakia* cf. *acuaria*.

Registros ¿Devónico – Carbonífero inferior?

En el flysch de la Formación San Clodio se han encontrado icnofósiles propios de ambientes marinos profundos (*Helminthoida*, *Dictyodora*, *Helminthopsis*), así como vegetales flotados indeterminables (Pérez-Estaún, 1974, figs. 2 y 3). Estos últimos restos podrían ser del Carbonífero inferior o, en todo caso, no más antiguos que Devónico Superior (Iglesias Ponce de León y González Lodeiro, 1981). Si bien, dataciones independientes obtenidas mediante circones detríticos sugieren una edad claramente carbonífera para este conjunto sinorogénico tan poco fosilífero (Martínez Catalán et al. 2004, González Clavijo et al., 2021).

Discusión y conclusiones

Este estudio ha permitido constatar, actualizar y reunir el conocimiento del patrimonio paleontológico paleozoico del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel. Se ha generado una base de datos y recuperado material fósil

que se encuentra depositado en el Museo Geológico de Quiroga a disposición de los grupos de investigación que pudieran estar interesados.

Desde el punto de vista del patrimonio geológico, la base de datos contribuye a lograr uno de los objetivos esenciales del Geoparque, como es geolocalizar los yacimientos e incluirlos dentro de los puntos de interés geológico, lo cual permite su mejor protección y preservación.

Actualmente se continúa con el estudio de nuevos yacimientos y otros que, aunque se tiene conocimiento de ellos por diferentes publicaciones como se explica anteriormente, no han podido ser revisados in situ.

Al mismo tiempo, esta información ha servido como base argumental para la elaboración de publicaciones didácticas (Ballesteros et al., 2018) y la ampliación del Museo de Quiroga en 2020, con un área expositiva dedicada exclusivamente al Paleozoico. En ella, se muestra un gran panel con los diferentes organismos terrestres y marinos de cada periodo, incluyendo gran parte de los fósiles paleozoicos encontrados en el Geoparque hasta la actualidad, lo que facilita otro de sus objetivos, que es el de acercar la Geología a la Sociedad.

Agradecimientos

Este trabajo se desarrolla en el marco del Programa Científico del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel y está apoyado por el proyecto GRC2019 / 028 (ED431C - 2019/28) de la Xunta de Galicia. DB pertenece al Plan Andaluz de Investigación, Desarrollo e Innovación 2021. Los autores agradecen a los revisores, D. Eladio Liñán y D. Jenaro L. García-Alcalde Fernández, las sugerencias útiles y constructivas. También agradecemos la colaboración ofrecida por el Geoparque, por su comité científico, especialmente a D. Juan Carlos Gutiérrez Marco, y por los particulares D. Guillermo Díaz Aira y D. José Fernández Pérez.

Referencias

- Abrial Hurtado, J., Rodríguez Fernández, L.R. (1981). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 157 (Oencia) y memoria*. IGME, Madrid, 48 p.
- Ballesteros, D., Adrados, A., Vila, R., Álvarez, I., Barros, X.C., Caldevilla, P., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ávila, M., Llorente, M., Alemparte, M. (2018). *Las montañas do Courel. Una geología muy humana*. Asociación Montañas do Courel. San Clodio, Galicia (España), 120p.
- Ballesteros, D., García-Ávila, M., Diez, J., Vila, R., Barros, X., Gutiérrez-Marco, J., Caldevilla, P., Alemparte, M. (2021). *Geoconservation Research*, 4(1), 66-69.
- Barros Lorenzo, X.C., Gutiérrez-Marco, L.C., Cázar, P., Vinn, O., Ballesteros, D., Vila, R., Alemparte, M. (2021). *Geogaceta*, 70.
- Drot, J., Matte, P. (1967). *Notas y Comunicaciones del IGME* 93, 87-92.
- González Clavijo, E., Dias da Silva, I., Martínez Catalán, J.R., Gómez Barreiro, J., Gutiérrez-Alonso, G., Díez Montes, A., Hofmann, M., Gártner, A., Linnemann. U. (2021). *Solid Earth*, 12, 835-867.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Aramburu, C., Arbizu, M., Bernárdez, E., Hacar Rodríguez, M.P., Méndez-Bedia, I., Montesinos López, R., Rábano, I., Truyols, J., Villas, E. (1999). *Acta Geologica Hispanica*, 34, 1, 3-87.
- Hernández Sampelayo, P. (1915). *Boletín de Instituto Geológico de España* 36, 277-303.
- Hernández Sampelayo, P. (1935). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 42, 1-373.
- Iglesias Ponce de León, M., González Lodeiro, F. (1981). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 156 (Monforte de Lemos) y memoria*. IGME, Madrid, 43 p.
- Martínez Catalán, J. R., Fernández-Suárez, J., Jenner, G. A., Belousova, E., Díez Montes, A. (2004). *J Geol Soc London*, 161, 463-476.
- Perejón, A. (1994). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 172, 341-354.
- Pérez-Estaún, A. (1974). *Breviora Geol. Asturica. Año XVIII*, 1, 3-8.
- Rubio Navas, J., Pliego Dones, D. (1981). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 189 (Puebla de Trives) y memoria*. IGME, Madrid, 28 p.
- Riemer, W. (1963). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 117, 273-285.
- Riemer, W. (1966). *Notas y Comuns. Geol. y Minero de España*, 81, 7-20.
- Russo, A., Bechstädter, T. (1994). *Rev. Geol. España* 7 (3-4): 299-310.
- Salazar Ramírez, R.W., Sarmiento, G.N., Gutiérrez-Marco, J.C. (2012). *Revista Española de Micropaleontología*, 44 (1-3), 23-43.
- Sanz López, J., Expósito Vaqueiro, C.M., Montesinos, J.R. (2000). En: *I Congreso Ibérico de Paleontología, XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*. 276-277.
- Zamarreño, I., Perejón, A. (1976). *Breviora Geol. Asturica*, 20, 2: 17-32.

Quantitative texture analysis of slates: An insight into slate's elastic properties and their contribution to the understanding of seismic wave reflections in anisotropic materials

Análisis cuantitativo de texturas de pizarras: Una visión de las propiedades elásticas de las pizarras y su contribución a la interpretación de las reflexiones sísmicas en materiales anisótropos

Saúl Álvarez Arias¹, Juan Gómez Barreiro¹, Imma Palomeras¹ and Juan Morales Sánchez-Migallón¹

¹ Departamento de Geología, Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced, s/n, 37008 Salamanca, Spain. saul.arias98@usal.es, jugb@usal.es, imma@usal.es, juan.morales@usal.es

ABSTRACT

Slates are low-grade metamorphic rocks characterized by an alignment of the phyllosilicates, resulting in the development of a marked foliation. A consequence of this is a strong directional dependence of their elastic properties, which are tightly bound to their texture. The Rietveld analysis applied to synchrotron x-ray diffraction images of slates from the Truchas Syncline (NW Iberian Peninsula) will provide us with the orientation distribution function (ODF) of the principal minerals that constitute the rock. This textural analysis shows an exceptional alignment of phyllosilicates (muscovite and chlorite) in contrast with a poor orientation of other minerals such as quartz. In a later treatment of the data, the elastic properties of the slates, as well as the variations of the seismic wave velocities, have been calculated from the ODF and the single crystal stiffness tensors. The results of both the elastic properties and the wave velocities can be used for the construction of models that allow to understand the reflections of seismic waves in markedly anisotropic materials, which is a matter of a great interest in the studies of the Earth's lithosphere with seismic methods.

Key-words: Slates, crystal preferred orientation (CPO), stiffness tensor, seismic anisotropy, reflection coefficient.

Geogaceta, 71 (2022), 23-26
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introduction

Several quantitative textural studies of slates have been carried out in the recent years in order to understand the anisotropic physical properties of these materials and the formation conditions of their remarkable fabric (Wenk et al., 2019, 2020; Cárdenes et al., 2021).

The aim of the present study is to accomplish a quantitative textural analysis of slates from the Truchas Syncline (NW Iberian Peninsula) by means of the Rietveld refinement method applied to x-ray synchrotron diffraction data obtained from the European Synchrotron Radiation Facility (ESRF) (Rietveld, 1969; Lutterotti et al., 2014). The strong crystal preferred orientation (CPO) of the phyllosilicates turns out to be the property that determines the

remarkable cleavage of these materials (Wenk et al., 2019). Rigid minerals such as quartz or feldspar also appear as an important fraction in slates but, in spite of the well-defined shape preferred orientation (SPO) of the grains, the Rietveld analysis do not reveal an important CPO; in fact, the crystal orientations seem random in most samples (Wenk et al., 2019).

The elastic properties of the rocks, like seismic velocities, are defined by those of their constituent minerals and the CPO. In this way, seismic anisotropy is strongly related to the CPO. Therefore, these studies are especially relevant to understand the seismic anisotropy of the upper crust and to establish a link between the laboratory and field measurements. The results also evaluate the validity of different models (e.g., Tsvankin, 2001).

RESUMEN

Las pizarras son rocas metamórficas de bajo grado caracterizadas por un alineamiento de los filosilicatos que resulta en el desarrollo de planos de foliación muy acentuados. El método de Rietveld aplicado a datos de difracción de radiación de sincrotrón en pizarras del Sinclinal de Truchas (NO Península Ibérica) permitirá obtener la función de distribución de orientaciones (FDO) de sus principales constituyentes minerales. Este análisis textural muestra un alineamiento excepcional de los filosilicatos, que contrasta con la orientación más pobre de los tectosilicatos. En un tratamiento posterior, se han calculado los tensores de elasticidad, y las velocidades de propagación de las ondas P y S en las pizarras. La caracterización de las propiedades elásticas y de la anisotropía sísmica puede usarse para la construcción de modelos que permitan entender las reflexiones de las ondas sísmicas en materiales anisótropos, lo cual es un asunto de gran interés en los estudios de la litosfera terrestre mediante métodos sísmicos.

Palabras clave: pizarras, orientación cristalina preferente (OCP), tensor de elasticidad, anisotropía sísmica, coeficiente de reflexión.

Fecha de recepción: 19/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

Geological setting

The slate samples of this study were collected in the NW of the Iberian Massif (Spain), in the Truchas Syncline, which crops out in the Ollo de Sapo Domain of the Central Iberian Zone (CIZ) near the boundary with the West-Asturian Leonese Zone (WALZ), as delimited by the Courel-Peñaiba Syncline (Martínez-Catalán et al., 2009). According to these authors, the Truchas Syncline is a synclinorium originated during the C1 phase of the Variscan orogeny and it is built up by smaller recumbent folds. In its core the Ordovician and Silurian pre-orogenic terrigenous deposits can be found, while the Armorican Quartzite appears in the outer regions. The syncline structure was affected by a later re-folding during the

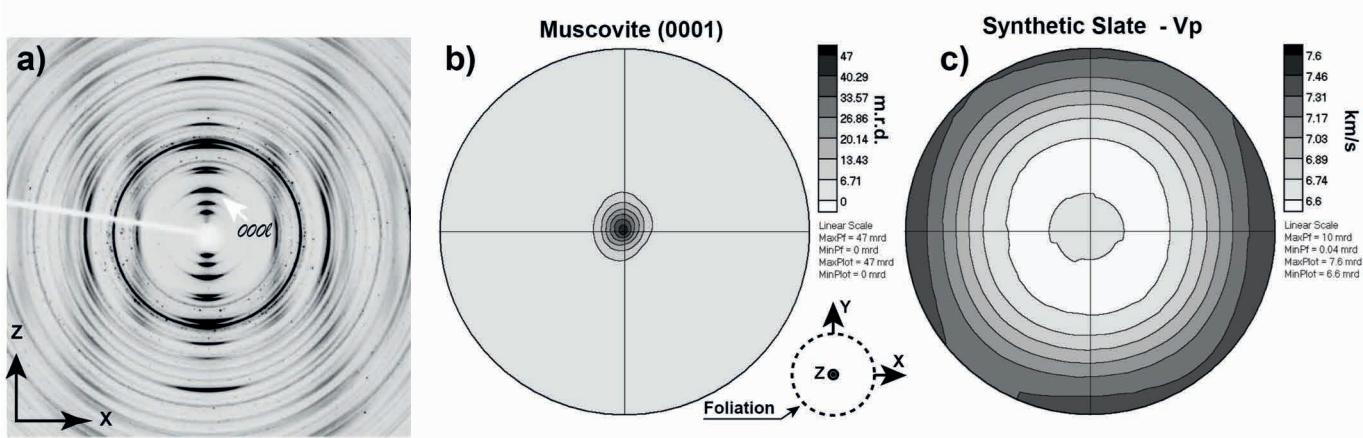


Fig. 1.- a) 2D diffraction image of a slate @ID11-ESRF, 0001 mica's planes are indicated. b) (0001) muscovite pole figure obtained after Rietveld refinement with MAUD, showing a strong texture (m.r.d.: multiples of a random distribution). c) Velocity distribution of compressive seismic waves (Vp) as calculated with BEARTEX, where a quasi-transversal isotropy is depicted. XYZ sample reference system, with XY // slaty cleavage and Z= foliation pole.

Fig. 1.- a) Imagen 2D de difracción de una pizarra obtenida en la línea ID11 -ESRF. La familia de planos 0001 de las micas se marca con una flecha. b) Figura de polos del plano basal de la moscovita, obtenido del análisis Rietveld en MAUD. c) Distribución de velocidades de ondas P (Vp) calculadas con BEARTEX para una pizarra sintética, donde se aprecia un comportamiento aproximadamente transversalmente isotropo. XYZ definen el sistema de referencia de la muestra, con XY paralelo al clivaje pizarroso y Z paralelo al polo de dicha foliación.

C3 deformation phase (Martínez-Catalán et al., 2009).

The slaty cleavage is another characteristic of the materials of this region: it was formed during the C1 contractional phase and the resulting foliation planes align parallel to the axis of the recumbent folds (ibid.).

The sedimentation of these materials occurred in the continental margin of Gondwana (ibid.), developing alternating layers of sandstones and shales that would later become quartzites and slates during the low-grade metamorphism following the barrovian sequence of the C1 deformation phase. The materials reached the lower greenschists facies (chlorite zone), with temperatures no higher than 400°C and pressures between 20 and 40 MPa (García-Guinea et al., 1997).

This region is of a special importance because it hosts an extensive slate mining activity, whose production happens to be one of the largest in the world (Cárdenes et al., 2014).

Eight samples were collected in quarries settled in two different formations of the Ordovician. Seven of them were from the Rozadais Formation (Upper Ordovician) and one of them from the Luarca Formation (Middle Ordovician).

Methodology

Synchrotron x-ray diffraction

The synchrotron x-ray diffraction experiments were carried out in transmis-

sion geometry, at the European Synchrotron Radiation Facility (ESRF) in Grenoble (France). Contrary to regular x-ray tube apparatus, the high energy and intensity of the synchrotron radiation allow a good penetration into the sample and the recording of low 2θ diffraction angles (Wenk et al., 2020).

Since our objective is to characterize the texture of the slates in all spatial directions, several diffraction images were collected at different rotation angles (fig. 1a).

Texture and elasticity of slates

The Rietveld analysis was performed with the software MAUD (Lutterotti et al., 2014), which calculates the orientation distribution function (ODF) with the E-WIMV algorithm (Lutterotti et al. 2014; Forjanés et al. 2020).

The quantitative information of the relative abundance of the main mineral phases and their texture can be used to calculate the elastic properties of the aggregate. Slate's stiffness tensors, which characterize the elasticity of the materials in three dimensions, can be calculated by averaging the ODFs with the single crystal stiffness tensors that can be found in the scientific literature (e.g., Mookherjee and Mainprice, 2014).

Once the stiffness tensor of each sample is defined, the velocity of the seismic waves is calculated for all directions inside the rock, as well as the birefringence. These calculations are based on Christoffel (1877) equation as implemented in the

software BEARTEX (Wenk et al., 1998). This procedure will allow us to understand the seismic anisotropy of these materials.

For that purpose, we have calculated seismic properties of a synthetic slate, with a high percentage of muscovite and chlorite (90%), to study how anisotropy changes with the abundance of phyllosilicates and its distribution in the aggregate.

Results

The Rietveld refinement indicates a predominance of muscovite and chlorite for all samples, while quartz and albite are found in a smaller proportion. The texture analysis shows a remarkable alignment of the phyllosilicates (muscovite and chlorite) in contrast with the poor CPO of quartz and albite (fig. 1b).

P-waves travel faster along the foliation plane than perpendicular to it, and the P-wave anisotropy is $>12\%$ for the synthetic slate (fig. 1c). Spatial distribution of Vp shows some azimuthal variations (fig. 1c).

Discussion

The (0001) pole figures of muscovite and chlorite show an exceptional alignment that build up the macroscopic cleavage plane of the rock. In contrast, CPOs of quartz and albite are very poor, with low maximum values of multiples of random distribution (m.r.d.) for all crystallographic planes.

Even though the textural strength of

phylosilicates cannot always be easily related to tectosilicate abundance, this last parameter has proved to have an important relevance in conditioning the anisotropy of the sample. The higher is the tectosilicates abundance, the lower is the anisotropy.

One important remark is the existence of an azimuthal variation of V_p within the foliation plane (XY). This is in fact a deviation of a pure transversally isotropic elastic medium behaviour, a very common assumption when modelling this kind of lithologies (Aki and Richards, 1980; Blangy, 1994), which needs to be revisited.

Concluding remarks

Slates from the Truchas Syncline (NW Spain) show a remarkable anisotropy in the direction of the cleavage plane as a result of the crystal preferred orientation of its constituent phyllosilicates. This property allows the fissility of the slate and its use as roofing material, but it also conditions its elastic properties and the direction-dependence of the seismic velocities.

The understanding of the propagation of seismic waves in these anisotropic materials is critical to understand Earth's deep structures by means of seismic reflection techniques. Our analysis suggests that simple assumptions like pure transverse isotropy need to be re-evaluated.

Author contributions

The data presented in this Scientific

Session corresponds to the M.Sc. thesis of SAA. ESRF experiments were performed by JGB and JMSM.

Acknowledgements

JGB appreciates financial support by the Spanish Ministry of Science and Innovation through the IEDI-2016-00691 fellowship and the project CGL2016-78560-P of the Spanish Ministry of Economy, Industry and Competitiveness. IP is funded by the MCIU and the Usal (Beatriz Galindo fellowship; BEAGAL18/00090). We acknowledge the European Synchrotron Radiation Facility (ESRF) for provision of synchrotron radiation facilities (Experiment number ES-698) and we would like to thank Carlotta Giacobbe for providing superb assistance in using beamline ID11.

We wish to thank reviewers Elena Crespo Feo and Pedro Castiñeiras García for their helpful suggestions.

References

- Aki, K., and Richards, P. G. (1980). Quantitative Seismology: Theory and Methods, vol. 1. W.H. Freeman and Co., 557 p.
- Blangy, J.P. (1994). *Geophysics*, 59 (5): 775-781.
- Christoffel, E.B. (1877). *Annali di Matematica Pura ed Applicata*, 8: 193-243.
- Cárdenes, V., Rubio-Ordóñez, A., Wichert, J., Cnudde, J.P., and Cnudde, V. (2014). *Earth-Science Reviews*, 138: 435-453.
- Cárdenes, V., López-Sánchez, M.A., Barou, F., Olona, J., and Llana-Fúnez, S. (2021). *Tectonophysics*, 808: 228815.
- García-Guinea, J., Lombardero, M., Ro-
berts, B., and Taboada, J. (1997). *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy B: Applied Earth Sciences*, 106: 205-214.
- Forjanes, P., Gómez-Barreiro, J., Morales, J., Astilleros, J. M., & Fernández-Díaz, L. (2020). *CrystEng Comm*, 22(35), 5743-5759.
- Lutterotti, L., Vasin, R., and Wenk, H.R. (2014). *Powder Diffraction*, 29 (1): 76-84.
- Martínez-Catalán, J.R., Arenas, R., Abati, J., Sánchez-Martínez, S., Díaz-García, F., Fernández-Suárez, J., González-Cuadra, P., Castiñeiras, P., Gómez-Barreiro, J., Díez-Montes, A., González-Clavijo, E., Rubio-Pascual, F.J., Andonaegui, P., Jeffries, T.E., Alcock, J.E., h, Díez-Fernández, R., and López-Carmona, A. (2009). *Comptes Rendus Geoscience*, 341: 114-126.
- Mookherjee, M., and Mainprice, D. (2014). *Geophysical Research Letters*, 41: 1506-1513.
- Tsvankin, I. (2001). Seismic signatures and analysis of reflection data in anisotropic media, 1st Edition. Pergamon, Oxford, 456 p.
- Rietveld, H.M. (1969). *Journal of Applied Crystallography*, 2: 65-71.
- Wenk, H.R., Matthies, S., Donovan, J., and Chateigner, D. (1998). *Journal of Applied Crystallography*, 31: 262-269.
- Wenk, H.R., Kanitpanyacharoen, W., and Renc, Y. (2019). *Journal of Structural Geology*, 125: 319-324.
- Wenk, H.R., Yu, R., Cárdenes, V., López-Sánchez, M.A., and Sintubin, M. (2020). *Journal of Structural Geology*, 138: 104066.

Improving the efficiency of wide-angle seismic data inversion through a nonlinear algorithm: case study of the MARCONI-3 profile

Mejorando la eficiencia de la inversión de datos de sismica de gran ángulo por medio de un algoritmo no lineal: aplicación al perfil MARCONI-3

Andrés Olivar-Castaño¹, Irene DeFelipe², Marco Pilz³, Mario Ruiz⁴ and Ramón Carbonell⁴

¹ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, Asturias, olivar@geol.uniovi.es

² Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced, s/n, 37008, Salamanca, idefelipe@usal.es

³ Helmholtz-Zentrum Potsdam – GeoForschungsZentrum (GFZ). Telegrafenberg, 14467, Potsdam, Alemania, pilz@gfz-potsdam.de

⁴ Instituto Geociencias Barcelona, Lluís Solé Sabaris s/n 08028 Barcelona GEO3BCN-CSIC, mruiz@geo3bcn.csic.es, rcarbo@geo3bcn.csic.es

ABSTRACT

Wide-angle seismic reflection/refraction (WA) surveys provide data that can be modeled to obtain lithospheric-scale P-wave velocity (VP) models. The interpretation of these datasets is often performed as a laborious and time-consuming trial-and-error procedure, in which the relevant model parameters (layer thickness and VP) are manually adjusted until the forward modeling matches the observed travel-times. In this work, we present a fully automatic iterative nonlinear approach to invert WA datasets based on the simulated annealing technique. We test our proposed approach with data from the MARCONI-3 WA profile (southern Bay of Biscay) and compare the outcome with an existing detailed interpretation, discussing the similarities between the two models and the agreement between our model and the observed travel-times.

Key-words: simulated annealing, nonlinear inversion, wide-angle seismics, crustal structure.

Geogaceta, 71 (2022), 27-30
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introduction

Wide-angle seismic reflection/ refraction (WA) data provide very valuable information about the seismic P-wave velocity (V_p) distribution in the crust and upper mantle, as well as the depth of major lithospheric discontinuities. One of the most common approaches to retrieve a V_p model from a WA dataset involves manually editing the model parameters (V_p distribution and layer thickness) and computing synthetic travel-times using a ray-tracing algorithm. The predicted travel-times are then visually inspected and compared with the ones observed in the WA survey, and the whole process is repeated until a sufficient match is found. This manual trial-and-error approach has the important advantage of allowing the interpreter to impose detailed constra-

ints upon the V_p model based on their geological knowledge of the study area. However, it also has several disadvantages. First, the task can be very time consuming. Second, obtaining a good fit to the observed travel-times can prove to be very difficult (especially when considering multiple active sources at the same time, some of which might not even be in the same plane as the seismic line). Third, this technique does not rely on any quantitative measurement of the quality of the fit between the observed and predicted travel-times. Finally, although it is not strictly a disadvantage, the trial-and-error procedure may not provide the interpreter with a sense of the non-uniqueness that affects the inverse problem. To avoid these issues, a number of inversion algorithms have been developed over the years (Zelt, 1999). Although a few nonlinear

RESUMEN

Los estudios de reflexión/refracción sísmica de gran ángulo (WA) proporcionan datos que se pueden invertir para obtener modelos de velocidad de ondas P (VP) a escala litosférica. La interpretación de este tipo de datos se realiza a menudo a través de un laborioso procedimiento de prueba y error que puede requerir mucho tiempo, en el que los parámetros relevantes del modelo (espesor de las capas y VP) se ajustan manualmente hasta que la modelización directa se ajusta a los tiempos de llegada observados. En este trabajo, presentamos un enfoque no lineal iterativo totalmente automático para la inversión de datos de WA basado en la técnica de enfriamiento simulado. Probamos nuestro enfoque propuesto con datos del perfil MARCONI-3 WA (al sur del Golfo de Vizcaya) y comparamos el resultado con una interpretación detallada ya existente, discutiendo las similitudes entre los dos modelos y la concordancia entre nuestro modelo y los tiempos de llegada observados.

Palabras clave: enfriamiento simulado, inversión no lineal, sísmica de gran ángulo, estructura cortical

Fecha de recepción: 28/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

applications exist (e.g., Pica et al., 1990), most of these algorithms linearize the traveltimes inversion problem around an initial model, and then use iterative-least squares techniques to update the model with the aim of minimizing a certain objective function (e.g., the error between the observed and predicted travel-times). The main advantage of linearized approaches is that they are fast (usually requiring only a few iterations). However, a poor choice of an initial model may cause these algorithms to get stuck in a local minimum of the objective function, which prevents further improvements to the model. In contrast, while usually requiring many more iterations and thus more computing time, nonlinear algorithms can provide a much more complete exploration of the model space, which makes them far less vulnerable to the local minima problem and thus

much more capable of finding the best-fitting model. For this reason, nonlinear algorithms are well-suited for solving complex combinatorial problems, such as choosing the correct distribution of V_p to match the observed WA travel-times.

Simulated annealing algorithm for the inversion of WA data

In this contribution, we present a nonlinear approach for the inversion of WA data based on the simulated annealing technique (Kirkpatrick et al., 1983). Simulated annealing is an optimization method that uses a combination of random and directed search methods to efficiently sample the model space. The algorithm is controlled by two parameters: i) the misfit or objective function (E), which provides a quantitative measurement of the quality of a given solution, and ii) the temperature (T) which decreases each iteration according to a certain cooling schedule that must be chosen by the user. The algorithm starts from an initial solution and then searches the model space for new solutions. New solutions are accepted or rejected based on the values of E and T . If the misfit E of a proposed model is smaller than that of the current model, the new model is always accepted. However, the new model can also be accepted even if the misfit E increases, according to the Metropolis-Hastings rule (Metropolis et al., 1953):

$$p(m)\alpha \exp\left(\frac{-\Delta E(m)}{T}\right), \quad (1)$$

where α indicates proportionality, $p(m)$ is the acceptance probability of the new model m , $\Delta E(m)$ is the difference between the misfit of the current model and the new model, and T is the value of the temperature at the current iteration. When T is large at the beginning of the inversion, new solutions are frequently accepted, which translates into a random search of the model space. As the iterations continue and T becomes progressively smaller, decreases in the objective function E are favored, and the search for new models becomes increasingly directed. The capability of sometimes accepting worse models is the most important property of the simulated annealing technique, as it allows the algorithm to avoid getting stuck in local minima of the objective function.

The cooling schedule of the simulated annealing algorithm comprises the initial temperature, the temperature decrease

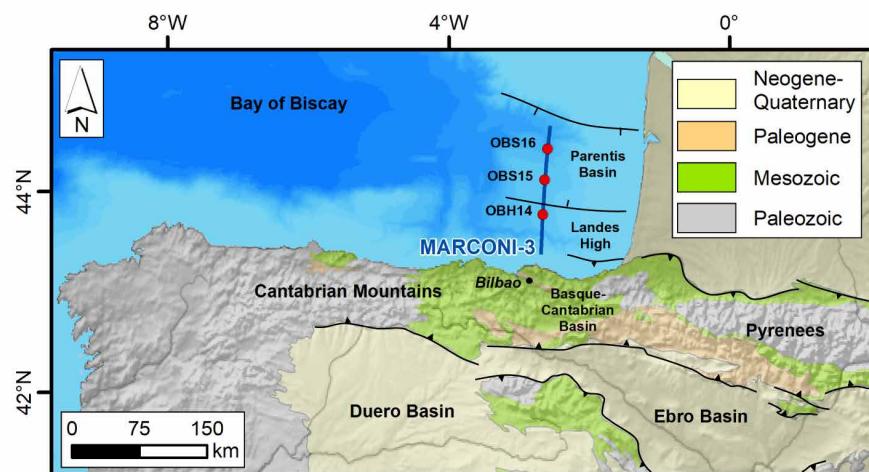


Fig. 1. Location of the MARCONI-3 profile (blue line) in the southern Bay of Biscay. Ver figura en color en la web.

Fig. 1. Situación del perfil MARCONI-3 (línea azul) al sureste del golfo de Vizcaya. See color figure in the web.

rule, and the number of iterations that are performed between two consecutive temperature decreases (the so-called equilibrium condition). These parameters are all closely linked to the objective function and the parametrization of the model. In this study, we have chosen to compute the error of the trial models as the norm of the difference between two matrices containing the observed and predicted travel-times. In this way, we can estimate the misfit without the need to identify the different P-wave phase arrivals. To select the initial temperature, we have followed the iterative method described by Ben-Ameur (2004). For the temperature decrease we have chosen the commonly used geometric rule, where β is a number close to but less than 1 (Kirkpatrick et al., 1983). Finally, we have chosen the number of iterations between consecutive temperature decreases to be equal to the number of model parameters (Kirkpatrick, 1984).

In our approach, the forward computations were carried out by the RAYINVR package (Zelt & Smith, 1992). This code was chosen because it provides a very flexible parametrization of the V_p models, consisting on a series of nodes that represent the geometry of the layers and the distribution of V_p . New models are generated by randomly selecting a geometry and a V_p node, and then applying a variation drawn from a normal probability distribution centered in the original value.

We have tested our proposed inversion procedure with traveltimes data from three ocean bottom seismometers located in the offshore section of profile 3 of

the MARCONI-WA project (Fig. 1). This dataset provides a great opportunity to test our algorithm, as a previous V_p forward model exists (Ruiz et al., 2017).

Geological setting

The MARCONI-WA data acquisition was carried out in the southeastern sector of the Bay of Biscay and consisted of 11 profiles (Ruiz, 2007; Ruiz et al. 2017). Within this project, profile 3 runs for 240 km in a N-S direction, sampling the northernmost part of the Basque-Cantabrian Basin and crossing the Landes High and Parentis Basin offshore (Figure 1). This seismic survey was aimed at improving the knowledge over the tectonic evolution of the region during Mesozoic and Cenozoic times, the kinematics of the Iberian subplate, and the exhumation of a Cretaceous hyperextended rift system (e.g. Ferrer et al. 2008; Roca et al., 2011; Ruiz et al. 2017; Cadenas et al. 2018). During the opening of the Biscay Bay in Cretaceous times, this area was subjected to a hyperextension process that stretched the crust and caused mantle exhumation towards the eastern Basque-Cantabrian Basin (DeFelipe et al., 2017) and the central part of the Bay of Biscay, as well as the development of hyperthinned crustal domains towards the eastern Bay of Biscay (Roca et al., 2011; Tugend et al., 2014). In the context of the Alpine orogeny during Cenozoic times, the tectonic inversion closed partially the Bay of Biscay, exhumed the Pyrenees and the Cantabrian Mountains, deformed the North Iberian Margin, promoted the

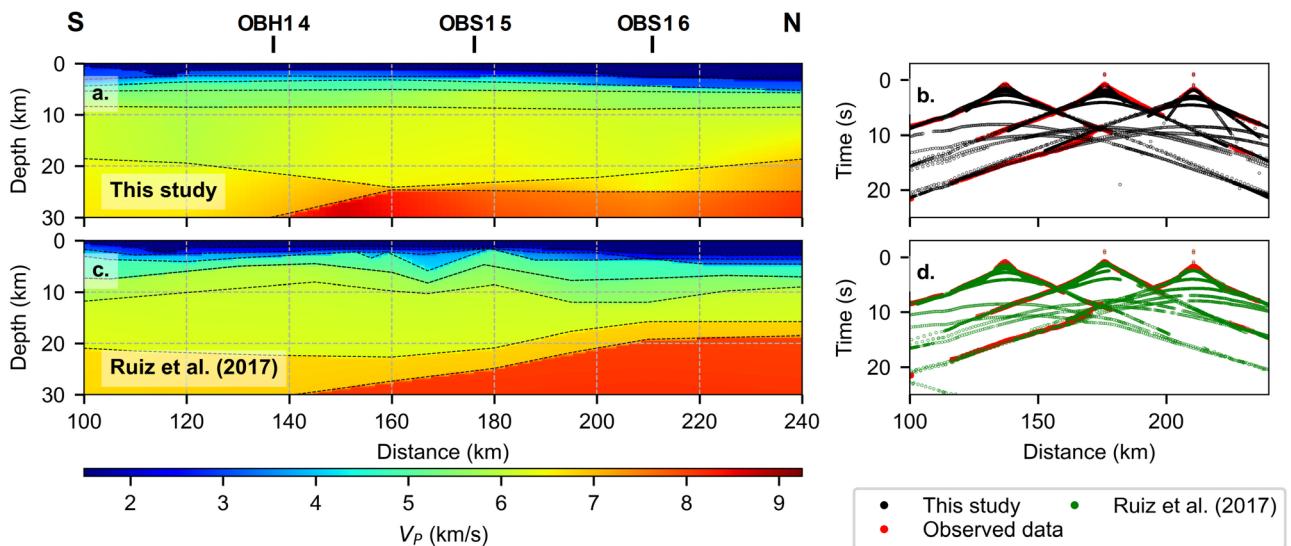


Fig. 2. (a) VP model obtained in this work for the offshore part of the MARCONI-3 profile. (b) Predicted travel-times using the rayinvnr package (Zelt & Smith, 1992) for the model in (a). (c) Trial-and-error VP model by Ruiz et al. (2017). (d) Predicted travel-times for the model by Ruiz et al. (2017). Ver figura en color en la web.

Fig. 2. (a) Perfil de VP obtenido en este trabajo para la parte offshore del perfil MARCONI-3. (b) Tiempos de llegada estimados para el modelo mostrado en (a) utilizando el programa rayinvnr (Zelt y Smith, 1992). (c) Modelo obtenido por Ruiz et al. (2017) (d) Tiempos de llegada estimados para el modelo de Ruiz et al. (2017). See color figure in the web.

northwards subduction of the Iberian sub-plate under the European plate (Pedreira et al., 2003; 2007; Ruiz et al., 2017; DeFelipe et al., 2018; 2019) and the southward subduction of the oceanic crust of the Bay of Biscay (e.g., Teixell et al., 2018). This tectonic configuration resulted in a complex indentation of the Iberian and European plates that has been imaged by different WA surveys (Pedreira et al., 2003; Ruiz et al., 2017), potential field modeling (Pedreira et al., 2007) and seismic ambient noise tomography (Olivar-Castaño et al., 2020). Towards the north of the inverted Basque-Cantabrian Basin, the Landes High acted as a buffer for the propagation of the contractional deformation (Ferrer et al., 2008).

Results

The initial model used in the nonlinear inversion was a simple stack of 6 laterally homogeneous layers, with V_p velocities increasing with depth. For each layer, velocity and geometry nodes were placed every 30 km and 40 km, respectively. This excludes layer 1 (representing the sea water) and the geometry of layer 2 (the ocean floor), which in any case were not modified during the nonlinear inversion. The reason behind the relatively simple parametrization was to avoid the overfitting of the observed travel-times. The inversion procedure did not allow V_p inversions.

The results are summarized in Fig. 2. Fig. 2a shows the best-fitting model obtained during the inversion, and Fig. 2b shows the observed and predicted travel-times for comparison. Fig. 2c contains the offshore part of the model previously obtained by Ruiz et al. (2017) for the complete profile 3 dataset using the manual trial-and-error procedure and including additional normal incidence and gravity constraints (Ferrer et al., 2008). Fig. 2d shows the fit of their predicted travel-times for the three OBSs considered in this study.

Overall, the predicted travel-times fit well the observed ones (Fig. 2b). The RMS (root mean square) error for our model is 0.667 s, higher than the value reported for the model by Ruiz et al. (2017), 0.192 s. The increased RMS for our model is likely related to the coarse parametrization of the V_p and geometry nodes. Crustal thickness is poorly constrained by our dataset due to the lack of Pn and PmP arrivals, with the only records of the PmP phase being provided by OBS16 in the ~110-180 km range. However, these arrivals are not enough to constrain the geometry of the lower crust or the Moho. Therefore, we do not interpret the model below 20 km. High V_p values were retrieved at a relatively shallow depth (15-20 km) in the northern part of the profile, which could be coherent with the crustal thinning observed by Ruiz et al. (2017). Closer to the

surface, the V_p distribution resembles that of Ruiz et al. (2017), with a noticeable velocity contrast located at a depth of ~10 km. It is worth noting that both models fit reasonably well the observed dataset, even though the one by Ruiz et al. (2017) includes many more constraints and thus is better resolved. This evidences the non-uniqueness that affects the travel-time inversion problem.

Discussion

The simulated annealing procedure allows for a more purposeful search for the best-fitting V_p model. Even though only one constraint was placed upon the inversion (i.e., V_p is only allowed to increase with increasing depth), the best-fitting V_p model obtained is coherent in a broad sense with both the geological knowledge of the area and a previous interpretation of the same dataset using a forward modeling approach. The computation time required for our proposed inversion scheme depends heavily on the performance of the ray-tracing algorithm (in the case of RAYINVR, performance depends on the complexity of the model parametrization and the number of rays to be traced) and is usually in the range of a few hours. The inversion can be stopped when the ratio of acceptance of new models falls below a certain threshold (e.g., 5%).

The results produced by the algo-

rithm could be improved by adding more geological information in the form of additional constraints, as it has been shown that adequate constraints can dramatically improve the performance and reduce the computational effort of any nonlinear inversion by reducing the non-uniqueness of the problem (e.g., Sambridge, 2001). For instance, for our application example, further constraints could be implemented according to the interpretation of the normal incidence seismic reflection survey presented by Ferrer et al. (2008). Nevertheless, we wanted to test the performance of the algorithm using the least amount of a priori information possible. Spatial resolution (and therefore the fit to the observed travel-times) could be further improved by adding more geometry and/or V_p nodes to the initial model. In that case, a smoothing constraint should be added to prevent overfitting.

Conclusions

We have presented a simulated annealing algorithm for the inversion of WA datasets. In our approach, the forward computations are taken care of by the popular RAYINVR package (Zelt & Smith, 1992). The capabilities of the inversion algorithm were tested using data recorded by three ocean bottom seismometers deployed in the southeastern sector of the Biscay Bay for the acquisition of profile 3 of the MARCONI-WA project. Our results show that the simulated annealing algorithm can recover a V_p velocity model that fits well the observed travel-times. The V_p model is coherent with the results of the forward modeling presented by Ruiz et al. (2017). In contrast to the manual forward modeling method, user intervention is only required to provide an initial model and to select a cooling schedule. Future lines of work include making improvements to the model parametrization in order to obtain smoother and better resolved models, and to the objective func-

tion, which will increase the effectiveness of the algorithm in the search of the model space.

Data availability

The MARCONI-WA dataset (Gallart et al., 2020) is available in the [Seismic DAta REpository](#), SeisDARE (DeFelipe et al., 2021).

Acknowledgements

We would like to thank two anonymous reviewers for their helpful comments, which improved the quality of this manuscript.

References

- Ben-Ameur, W. (2004). *Computational Optimization and Applications*, 29, 369-385.
- Cadenas, P., Fernández-Viejo, G., Pulgar, J. A., Tugend, J., Manatschal, G. and Minshull, T. A. (2018). *Tectonics*, 37(3), 758-785, doi: 10.1002/2016TC004454
- DeFelipe, I., Pedreira, D., Pulgar, J. A., Iriarte, E. and Mendiola, M. (2017). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(2), doi: 10.1002/2016GC006690
- DeFelipe, I., Pulgar, J. A. and Pedreira, D. (2018). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31(2), 69-82. doi: 10.13039/501100003329
- DeFelipe, I., Pedreira, D., Pulgar, J. A., van der Beek, P. A., Bernet, M. and Pik, R. (2019). *Tectonics*, 38(9), 3436-3461, doi: 10.1029/2019TC005532
- DeFelipe, I., Alcalde, J., Ivandic, M., Martí, D., Ruiz, M., Marzáñ, I. et al. (2021). *Earth System Science Data*, 13, 1053-1071, doi: 10.5194/essd-13-1053-2021
- Ferrer, O., Roca, E., Benjumea, B., Muñoz, J. A., Ellouz, N., Gallart, J., et al. (2008). *Marine and Petroleum Geology*, 25(8), 714-730, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2008.06.002
- Gallart, J., Pulgar, J. A., Muñoz, J. A., Diaz, J., and Ruiz, M. (2020). *DIGITAL.CSIC*, doi: 10.20350/digitalCSIC/12685.
- Kirkpatrick, S. (1984). *Journal of Statistical Physics*, 34, pages 975-986.
- Kirkpatrick, S., Gelatt, C. D., Vecchi, M. P. (1983). *Science*, 220, 4598, 671-680.
- Metropolis, N., Rosenbluth, W. A., Rosenbluth, M. N. and Teller, A. H. (1953). *Journal of Chemical Physics*, 21(6), 1087-1092
- Olivar-Castaño, A., Pilz, M., Pedreira, D., Pulgar, J. A., Díaz-González, A., and González-Cortina, J. M. (2020). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125, 1-20, doi: 10.1029/2020JB019559
- Pedreira, D., Pulgar, J. A., Gallart, J., and Díaz, J. (2003). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4), 1-21, doi: 10.1029/2001jb001667
- Pedreira, D., Pulgar, J. A. and Torné, M. (2007). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B12), doi: 10.1029/2007JB005021
- Pica, A., Diet, J. P., Tarantola, A. (1990). *Geophysics*, 55, 3, 266-379.
- Roca, E., Muñoz, J. A., Ferrer, O., and Ellouz, N. (2011). *Tectonics*, 30(2), 1-33, doi: 10.1029/2010TC002735
- Ruiz, M. (2007). *Caracterització estructural i sismotectònica de la litosfera en el domini Pirenaico-Cantàbric a partir de mètodes de sísmica activa i passiva*. PhD Thesis, Universitat de Barcelona.
- Ruiz, M., Díaz, J., Pedreira, D., Gallart, J., and Pulgar, J. A. (2017). *Tectonophysics*, 717, 65-82, doi: 10.1016/j.tecto.2017.07.008
- Sambridge, M. (2001). *Inverse Problems*, 17, 387-403.
- Teixell, A., Labaume, P., Ayarza, P., Espurt, N., de Saint Blanquat, M. and Lagabrielle, Y. (2018). *Tectonophysics*, 724-725, 146-170. doi: 10.1016/j.tecto.2018.01.00
- Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N. J., Masini, E., Mohn, G., and Thimon, I. (2014). *Tectonics*, 33(7), 1239-1276, doi: 10.1002/2014TC003529
- Zelt, C. (1999). *Geophysical Journal International* 139(1), 183-204.
- Zelt, C., and Smith, R. (1992). *Geophysical Journal International*, 108(1), 16 – 34.

Signatura de campos potenciales (gravedad y magnetismo) del yacimiento de Otero de Herreros (Segovia). Comparación con datos y modelos existentes

Potential field signature (gravity and magnetism) of the Otero de Herreros deposit (Segovia). Comparison with existing data and models

Roberto Jiménez Borrego¹, Puy Ayarza Arribas¹, Yolanda Sánchez Sánchez¹ y Óscar Fadón Loro²

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, USAL. Plaza de la Merced, s/n, 37008 Salamanca, España. id00697810@usal.es, puy@usal.es, yolanda.ss@usal.es

² SIEMCALSA. Avenida Rodrigo Zamorano 6, 47151, Boecillo, Valladolid, España. ofadon@siemcalsa.com

RESUMEN

Este trabajo presenta nuevos mapas de anomalía magnética y gravimétrica absoluta (Bouguer) del yacimiento polimetálico del Cerro de Almadenes (Otero de Herreros, Segovia). Los datos han sido adquiridos y procesados con equipamiento y técnicas modernas (eliminando todas las posibles fuentes de ruido), y los mapas obtenidos se han comparado con los mapas de anomalías ya existentes. La adquisición de datos detallados de campos potenciales proporciona nuevos criterios para controlar la geometría de las capas mineralizadas, restringiendo su potencia y profundidad, a través de la modelización directa en 2D de perfiles perpendiculares a las estructuras. Los resultados muestran que mientras que la anomalía magnética ayuda a constreñir la geometría de la capa M mineralizada, la anomalía gravimétrica puede indicar las zonas donde la mineralización está más concentrada. Este trabajo muestra que el avance metodológico e instrumental en las técnicas de adquisición de datos de campos potenciales da lugar a mapas de anomalías mejor constreñidas, que permiten una modelización más detallada de las mismas.

Key-words: Otero de Herreros Ore, polymetallic deposit, gravity anomaly, magnetic anomaly.

Geogaceta, 71 (2022), 31-34

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

El yacimiento del Cerro de Almadenes está situado en Otero de Herreros (provincia de Segovia). Se caracteriza por la existencia de una mineralización de sulfuros metálicos con contenidos económicos de casiterita y scheelita diseminados en un skarn piroxénico-zoisítico situado en la zona de contacto entre materiales gnáisicos e intrusiones graníticas. Hasta la fecha, esta mineralización ha sido controlada únicamente mediante sondeos por la empresa SIEMCALSA, que desde 2008 posee el derecho minero de la zona.

Este yacimiento ha sido explorado y explotado intermitentemente a lo largo de la historia desde la época de los romanos (año 50 a.c.). Durante la década de 1980, la empresa 'Charter Exploraciones S.A.' (Charter S.A.) realizó una serie

de estudios usando técnicas de campos potenciales (magnetismo y gravedad entre otras). Los mapas de anomalía gravimétrica y magnética realizados por esta empresa fueron analizados en un estudio anterior (Jiménez Borrego, 2020) en el que se concluyó que estos presentaban artefactos relacionados con errores en la adquisición y procesado. Por tanto, no eran resolutivos a la hora de estudiar la mineralización.

En este trabajo se presentan nuevos mapas gravimétricos (anomalía de Bouguer) y magnéticos (anomalía absoluta) adquiridos en la zona del yacimiento y evitando las fuentes de error previamente mencionadas. La modelización en 2D a lo largo de una serie de secciones ha permitido constreñir la extensión y geometría de las capas mineralizadas, mejorando el conocimiento existente del yacimiento.

ABSTRACT

Magnetic and gravity data have been acquired at the polymetallic deposit of Cerro de Almadenes (Otero de Herreros, Segovia), using modern equipment and techniques, resulting in new anomaly maps that are compared with existing anomaly maps. The acquisition of this new data provides additional criteria to control the geometry of the mineralized layers, partly constraining their width and depth through forward 2D modeling techniques. The new datasets and models are not influenced by surface magnetic noise or by factors related to data processing, as previous ones. The resulting magnetic anomaly allows to constrain the geometry of the mineralized M-layer while the gravity anomaly indicates the interval where the ore is concentrated. Recent methodological and instrumental advances in potential field data acquisition techniques has enabled us to obtain better data and more constrained anomaly maps, which can be modeled with more detailed techniques.

Palabras clave: Yacimiento de Otero de Herreros, depósito polimetálico, anomalía gravimétrica, anomalía magnética.

Fecha de recepción: 28/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

Contexto geológico del yacimiento

El yacimiento de Cerro de Almadenes se localiza dentro de la Zona Centro Ibérica (ZCI) del Macizo Ibérico (Fig. 1A) en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (Díez Balda *et al.*, 1990).

En la zona del yacimiento se diferencian tres grandes conjuntos litológicos: i) conjunto ortognésico, ii) Serie Fémica Heterogénea (SFH), donde se localiza la Serie Verde, y iii) rocas graníticas tardías (Figs. 1B y C). La Serie Verde es un cuerpo lenticular muy heterogéneo, formado principalmente por mármoles y silicatos cárnicos, además de skarns de alta y baja temperatura y clorititas (Tornos, 1989). El cuerpo mineralizado está restringido casi exclusivamente a un skarn cárlico, producto de la sustitución metasomática de los mármoles, y a una cloritización sobreimpuesta. Este se

acuña en profundidad hacia el SO entre los ortogneises y los granitos (Fig. 1C).

La estructura tectónica más importante a escala del yacimiento es la zona de cizalla de Almadenes (Tornos, 1989) de dirección NO-SE, y buzamiento entre 30° y 45° al SO (Figs. 1B y C). Se trata de una zona de cizalla dúctil que afecta a los paragneises fémicos y mármoles (Fig. 1C) y que está íntimamente ligada al desarrollo de la mineralización. Esta cizalla es responsable del skarn tardío (apostarn), primero epidótico y después anfibólico (Martínez Catalán *et al.*, 2017), siendo en esta última la litología donde se concentra la mayor parte de la mineralización ('capa M', en azul oscuro en las Figs. 1B y C).

Adquisición y procesado de los datos gravimétricos y magnéticos

La obtención de datos magnéticos y gravimétricos se ha realizado según una cuadrícula de puntos con una separación de 100 metros entre ellos, tanto en el eje norte-sur como en el este-oeste, abarcando un área de 1,7 km². Se han adquirido un total de 136 medidas de gravedad relativa y 150 medidas de campo magnético total.

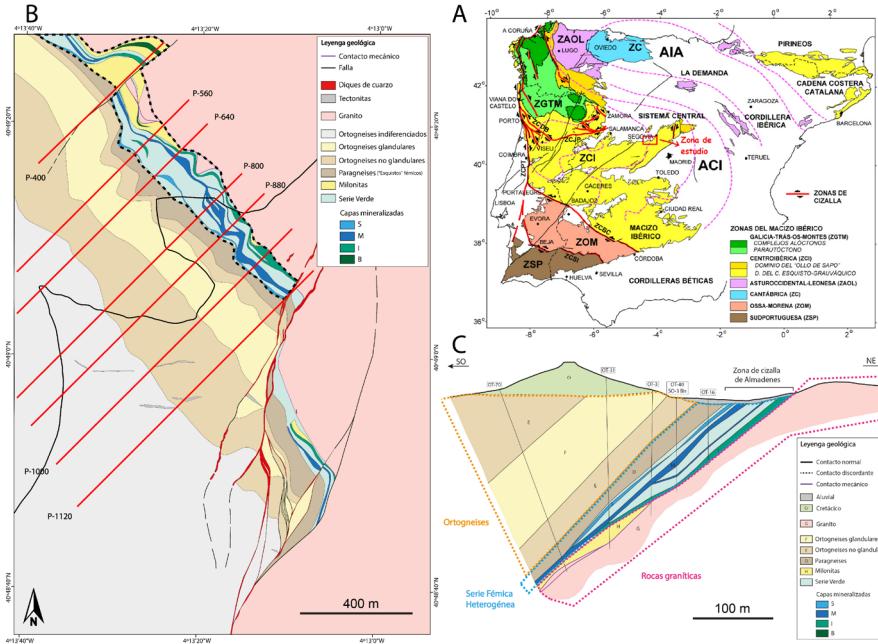


Fig. 1.- A. Mapa simplificado del Macizo Ibérico y de las zonas en las que se divide (Martínez Catalán, 2011). El rectángulo rojo sitúa la zona de estudio. B. Mapa geológico del yacimiento de Otero de Herreros. La línea de color negro continua representa el límite del Cretácico. Las líneas de color rojo representan los perfiles que se han modelizado para este trabajo. La línea discontinua indica la posición de la zona de cizalla de Almadenes. C. Corte de la zona de cizalla de Almadenes con la localización de algunos de los sondeos realizados (modificado de SIEMCALSA, 2011; Perfil 880, ver Fig. 1B).

Fig. 1.- A. Simplified map of the Iberian Massif and its zones (Martínez Catalán, 2011). The red rectangle represents the study area, located in the CIZ. B. Geological map of the Otero de Herreros deposit. The continuous black line represents the Cretaceous boundary. The red lines represent the profiles that have been modeled for this work. The dashed line indicates the Almadenes shear zone. C. Geological cross-section of the Almadenes shear zone with the location of some boreholes (modified from SIEMCALSA, 2011; Profile 880, see Fig. 1B).

Los datos de gravedad relativa se han obtenido con un gravímetro SCINTREX-CG6 de resolución 0,1 µGal, mientras que la toma de datos de campo magnético se ha realizado con un magnetómetro portátil de precesión de protones GEOMETRICS G-856 de resolución 0,1 nT.

Las coordenadas (X, Y, Z) de los puntos de medida han sido obtenidas con un GPS Garmin eTrex 30x y con el GPS interno del gravímetro. Además, se han llevado a cabo vuelos a 120 metros de altura con un dron para localizar y situar en detalle la posición (horizontal y vertical) de dichos puntos utilizando técnicas de fotogrametría. Con este procedimiento se ha conseguido una resolución en la posición de los puntos de medida del orden de unos pocos centímetros. Dichos datos se han usado además para calcular la corrección topográfica cercana. Finalmente, su integración con un MDT se ha usado para crear la malla utilizada en la corrección topográfica intermedia (regional).

En la adquisición de datos gravimétricos se han realizado medidas en la base de gravedad absoluta de orden 0 y 1 que se encuentra en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca ([Instituto Geo](#)-

[gráfico Nacional \(ign.es\)](#)) al empezar y acabar cada jornada. También se han obtenido medidas cada dos o tres horas en la base local establecida en el área de estudio para eliminar el efecto de las mareas terrestres y contribuir en la corrección de la deriva del gravímetro. De igual manera, en la adquisición de datos magnéticos se han realizado medidas en esta misma base local al principio y final de cada jornada para eliminar la variación secular del campo magnético.

Para obtener los mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas, se han aplicado todas las correcciones preceptivas a los valores medidos de ambos conjuntos de datos con el objetivo de eliminar los efectos que los instrumentos, la localización de las estaciones y la hora de medida tienen sobre el valor de la gravedad y del campo magnético terrestre. Este proceso se ha llevado a cabo con el software Oasis Montaj, de Geosoft.

El mapa de anomalía de Bouguer resultante (escala de color en la Fig. 2A) muestra una amplitud de la anomalía de 3,9 mGal. Se observa un mínimo relativo donde afloran la 'capa M' (B en la Fig. 2A). Los valores más altos aparecen al NO de A, según una lineación NO-SE y coinciden con una zona topográficamente deprimida.

Por otro lado, el mapa de anomalía magnética (escala de color en la Fig. 2B) expone una amplitud total de 564,1 nT. En este mapa observamos la existencia de valores altos sobre las capas mineralizadas (F en la Fig. 2B) que, al igual que estas (Fig. 1B), presentan una dirección NO-SE. También muestra valores altos al SE (G en la Fig. 2B) en una zona donde también aflora la 'capa M'.

Diferencias entre los nuevos mapas de anomalías y los mapas previos

Para hacer un estudio comparativo entre los mapas de Charter S.A. y los presentados en este trabajo, las figuras 2A y 2B muestran el contorno de los primeros superpuestos a los mapas de anomalías obtenidos.

El mapa gravimétrico de Charter S.A. (mapa de contornos en la Fig. 2A) muestra una amplitud total de unos 3,7 mGal, cercana a la de 3,9 mGal obtenida en este trabajo. Sin embargo, la distribución de máximos y mínimos difiere, en ocasiones afectando a zonas estratégicas.

Una de las principales diferencias entre ambos mapas se encuentra en el alto gradiente que el mapa de Charter S.A. muestra en el límite entre el basamento y el Cretácico (A en la Fig. 2A). Este se debe al uso de diferentes densidades a la hora de corregir la placa de Bouguer formada

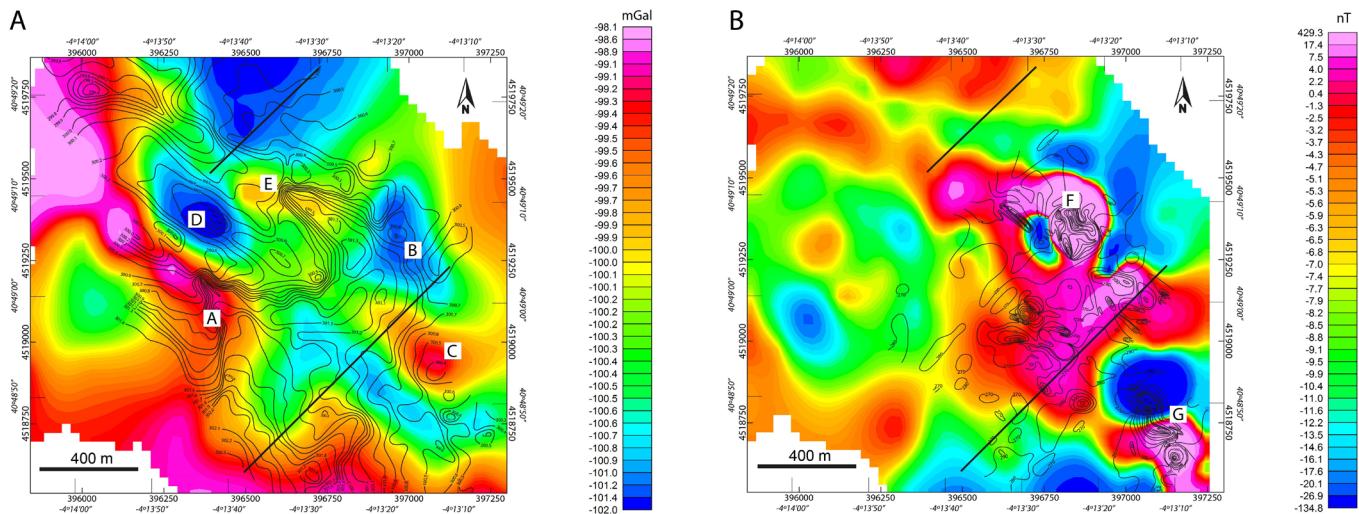


Fig. 2.- A. Mapa de 'anomalía relativa de Bouguer' (en contornos negros) realizado por la empresa 'Charter S.A.' superpuesto al mapa de anomalía de Bouguer generado en este trabajo (escala de color). B. Mapa de campo magnético total (en contornos negros) realizado por la empresa 'Charter S.A.' superpuesto al mapa de anomalía magnética generado en este trabajo (escala de color). En ambos mapas se indican con líneas negras los perfiles modelizados de la figura 3 (perfil 400 al norte y perfil 1120 al sur). Ver el texto para la nomenclatura de las anomalías.

Fig. 1.- A. Map of 'relative Bouguer anomaly' (in black contours) made by the company 'Charter S.A.' superimposed on the Bouguer anomaly map generated in this work (color scale). See text for anomaly nomenclature. B. Total magnetic field map (in black outlines) made by the company 'Charter S.A.' superimposed on the magnetic anomaly map generated in this work (color scale). In both maps the modeled profiles of figure 3 (profile 400 to the north and profile 1120 to the south) are indicated with black lines. See text for anomaly nomenclature.

por los materiales Cretácicos y Proterozoicos, y a la falta de corrección topográfica (Jiménez Borrego, 2020). En este trabajo se ha utilizado una densidad de reducción de 2670 kg/m^3 de manera uniforme, mientras que en el mapa de Charter S.A. fue de 2200 kg/m^3 sobre el Cretácico y 2650 kg/m^3 sobre el Proterozoico. Por otro lado, la corrección topográfica fue estimada (que no aplicada) por Charter S.A. en un máximo de $0,66 \text{ mGal}$, mientras que en este estudio se ha observado que alcanza un valor máximo de $2,7 \text{ mGal}$, lo que representa aproximadamente el 70% de la amplitud total de la anomalía ($3,9 \text{ mGal}$) (Fig. 2A). Otra dife-

rencia relevante se encuentra en el mínimo relativo obtenido en este trabajo en la parte centro-este, cercano a la mineralización, y que el mapa de Charter S.A. muestra como un máximo relativo (B en la Fig. 2A). Finalmente, un pequeño máximo observado en el este que coincide con un mínimo relativo en el mapa de Charter S.A. (C en la Fig. 2A).

Por otro lado, ambos mapas muestran algunas similitudes, como i) el importante mínimo con forma circular en la zona central del mapa, bajo sedimentos Cretácicos (D en la Fig. 2A); ii) un máximo solapado a la mineralización al NE del mínimo antes descrito (E en la Fig. 2A) y iii) la tendencia

ascendente de la anomalía hacia el SO.

En cuanto a los datos magnéticos, el mapa de Charter S.A. es de campo magnético total (contornos en la Fig. 2B) y muestra una amplitud en la anomalía de $\sim 280 \text{ nT}$ (entre 44500 y 44220 nT) que es sensiblemente inferior a la encontrada en nuestro mapa de anomalías magnéticas (5641 nT) (Fig. 2B). Aunque parte de esta diferencia puede deberse al valor del campo magnético terrestre existente en la zona de trabajo en 1981 ($\sim 44279 \text{ nT}$) y en 2021 ($\sim 45050 \text{ nT}$), el cual probablemente induce la mayor parte de las anomalías, existen claras discrepancias en la geometría de las mismas que

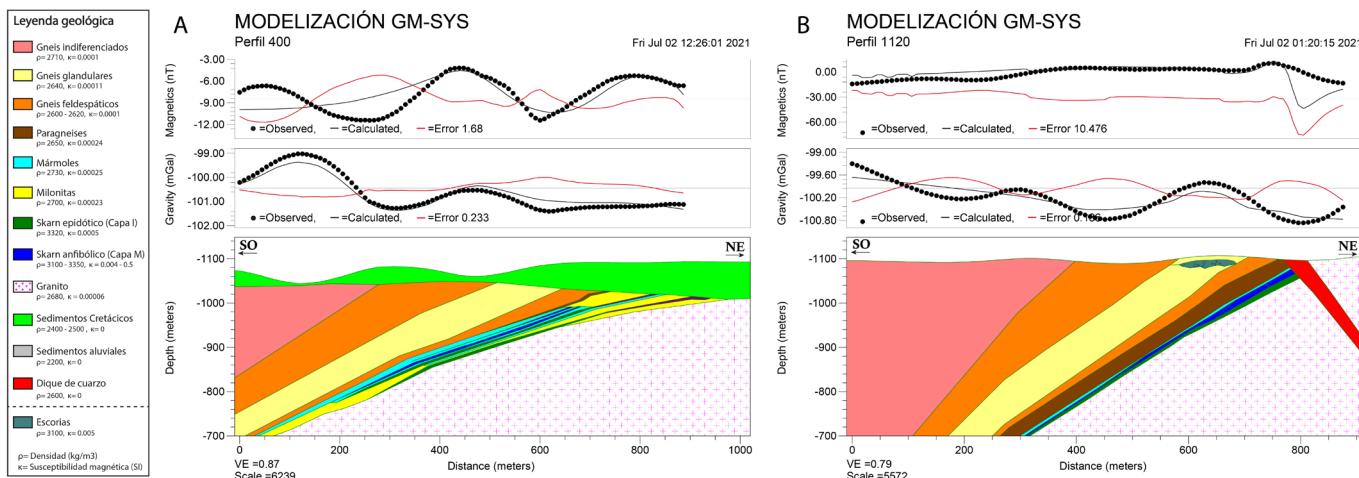


Fig. 3.- A. Perfil 400 modelizado y ajuste con los datos magnéticos y gravimétricos. B. Perfil 1120 modelizado y ajuste con los datos magnéticos y gravimétricos. Se muestra a la izquierda la leyenda geológica de ambos perfiles con las propiedades petrofísicas de las rocas.

Fig. 1.- A. 2D forward gravity and magnetic modeling of profile 400. Fitting with observed data is also shown. B. 2D forward gravity and magnetic modeling of profile 1120. Fitting with observed data is also shown. The legend of both profiles is shown to the left together with the petrophysical data.

señalan la existencia de factores de tipo metodológico ligados a la adquisición. Si comparamos el mapa de anomalía magnética absoluta generado para este trabajo (escala de color en la Fig. 2B) con el realizado por Charter S.A. (contornos en la Fig. 2B) vemos que ambos presentan un máximo notable en la zona centro, coincidiendo con un afloramiento de capas mineralizadas (F en la Fig. 2B), aunque con diferente geometría en ambos casos. De igual manera, en ambos mapas se observa un máximo y un mínimo al SE de la zona, aunque su geometría no coincide (G en la Fig. 2B). Sin embargo, en el resto del mapa, no existen ya grandes similitudes. Mientras que los datos de Charter S.A. muestran anomalías dipolares, de gran amplitud y pequeña longitud de onda que representan fuentes muy superficiales, para el mapa generado en este trabajo se han evitado las fuentes de ruido magnético somero, generando por tanto anomalías de mayor longitud de onda con su origen en el subsuelo.

Modelización 2D

Para este trabajo se han modelizado siete perfiles (Fig. 1B) usando los cortes geológicos existentes (SIEMCALSA) y los datos de campos potenciales de la figura 2. Todos los perfiles tienen una dirección NE-SO, son perpendiculares a las estructuras y cortan las capas mineralizadas. Para la modelización se ha utilizado GM-SYS, de Oasis Montaj. A cada nivel litológico se le han asignado propiedades físicas (susceptibilidad magnética (κ) y densidad (ρ)) medidas en el laboratorio (Jiménez Borrego, 2020).

Discusión y resultados

De los siete perfiles modelizados para este trabajo solo se adjuntan dos donde el ajuste de la respuesta magnética y gravimétrica es aceptable (Fig. 3). La tendencia positiva de la anomalía gravimétrica hacia el SO que presentan todos los perfiles se ha conseguido con el pequeño contraste de densidad existente entre el granito situado al NE (2680 kg/m^3) y los gneises del SO (2710 kg/m^3) (Figs. 1B y C). Los máximos magnéticos se han ajustado modificando la susceptibilidad magnética de manera heterogénea a lo largo del skarn anfibólico, usando valores que varían entre $\kappa=0.004-0.3$ (S.I.), siempre dentro del rango medido. En las zonas al NO del yacimiento (perfiles 400, 560 y 640, Fig. 1B), las susceptibilidades más altas aparecen a partir de los 120-150 metros de profundidad. En cambio, hacia el SE (perfiles 800 y

880, Fig. 1B), los tramos de las capas mineralizadas con mayores susceptibilidades magnéticas se localizan en los 150 metros más superficiales. Por último, en las zonas más al SE, las capas mineralizadas presentan mayor heterogeneidad, impidiendo de esta manera clasificar tramos con susceptibilidades magnéticas distintas.

Teniendo en cuenta estas observaciones, podemos afirmar que los máximos magnéticos observados, sin duda relacionados con el alto contenido en magnetita del skarn anfibólico (Tornos, 1989), permiten definir la geometría de la 'capa M'. Por otro lado, el máximo que aparece al norte en el mapa de anomalía magnética (Fig. 2B; máximo más al NE del perfil magnético de la Fig. 3A) se ha ajustado añadiendo dos capas con propiedades físicas similares a la 'capa M' (capas de color morado en la Fig. 3A) que se han extendido hacia el NO, bajo los sedimentos Cretácicos. Esta zona coincide con una falla normal, con componente de desgarre dextro, dirección N40°E y buzamiento 80°SE, que desplaza toda la serie sedimentaria en dirección NE. El ajuste propone una nueva geometría de la zona mineralizada, pudiendo representar la presencia de nuevas reservas minerales en la zona.

En cuanto a los datos gravimétricos, el mínimo que se encuentra sobre la 'capa M' (B en la Fig. 2A; mínimo más al NE en la Fig. 3B) se ha ajustado asignando a los tramos más superficiales de esta las densidades más bajas medidas en el laboratorio ($\rho=3100 \text{ kg/m}^3$), lo que indica que esos tramos están menos mineralizados. Finalmente, el máximo gravimétrico situado en la zona más al este del área de estudio (C en la Fig. 2A; máximo más al este de la Fig. 3B), coincide con una zona donde existe un depósito de antiguas escorias, cuya respuesta gravimétrica afecta a la anomalía. Para modelizar este máximo, se ha añadido una pequeña capa densa ($\rho=3050 \text{ kg/m}^3$) con forma lenticular (Fig. 3B) que recrea estos depósitos.

Conclusiones

La anomalía magnética del Yacimiento de Otero de Herreros nos ha permitido trazar la geometría de la 'capa M', de gran interés por su contenido en sulfuros polimetálicos, casiterita y scheelita, a través de la modelización directa en 2D de una serie de perfiles perpendiculares a las estructuras. Por su parte, los máximos en la anomalía de Bouguer dibujan las zonas más mineralizadas dentro de dicha capa, (máximo relativo E en la Fig. 2A).

Este trabajo ha demostrado que la adquisición de datos de campos potenciales, con equipamiento moderno y técnicas de procesado más potentes, mejora los mapas de anomalías de campos potenciales con respecto a los ya existentes, lo que permite modelizar mejor las anomalías y optimizar la interpretación geológica. Además, al ser estos métodos eficientes desde un punto de vista económico y medio-ambiental, el trabajo aquí presentado sugiere que muchos yacimientos de minerales estratégicos podrían ser de nuevo investigados usando estas técnicas.

Contribución de los autores

Jiménez Borrego ha participado en la adquisición, procesado, y modelización de los datos. Ayarza ha participado en la adquisición y procesado. Sánchez ha realizado la localización de los puntos. Fadón ha participado en la adquisición y ha dado acceso a la litoteca de SIEMCALSA.

Agradecimientos y financiación

RJB ha sido financiado por la Universidad de Granada. PA ha sido financiada por el proyecto SA084P20. Se agradecen los comentarios realizados por dos revisores anónimos, los cuales han contribuido a mejorar este trabajo.

Referencias

- Díez Balda, M.A., Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990). *Central Iberian Zone, Autochthonous Sequences*. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Dallmeyer, R.D. y García Martínez, E., Eds.). Springer-verlag, Berlin, 172-188.
- Jiménez Borrego, R. (2020). *Estudio de la mineralización en el yacimiento de Otero de Herreros (Segovia) a partir de la modelización de datos de campos potenciales existentes*. Trabajo de Fin de Grado, Universidad de Salamanca, 39 p.
- Martínez Catalán, J.R. (2011). *The Central Iberian arc, an orocline centered in the Iberian Massif and some implications for the Variscan belt*. Int. J. Earth Sci. 101, 1299-1314.
- Martínez Catalán, J.R. y Gómez Barreiro, J. (2017). *Proyecto Otero: Análisis estructural de las rocas en el skarn polimetálico Cu-Sn-Zn-Ag-W*. Universidad de Salamanca, 40 p.
- Tornos Arroyo, F. (1989). *Los skarns y mineralizaciones asociadas del Sistema Central Español. Modelo de caracterización petrológica, geoquímica y metalogénica*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 496 p.

Gravimetric and magnetic characterization of structural controls on sn-wore deposits. A case study in the san finx deposit (A Coruña)

Caracterización gravimétrica y magnética de controles estructurales en depósitos de Sn-W. Ejemplo del yacimiento de San Finx (A Coruña)

Alberto Santamaría Barragán¹, Puy Ayarza Arribas², Juan Alcalde¹, Eduard Saura³, David Martí Linares³, Imma Palomeras² and Javier Elez

¹ University of Barcelona, Faculty of Earth Sciences, 08028 – Barcelona, Spain. betobaltanas@usal.es; jalcalde@geo3bcn.csic.es

² Geology Department, University of Salamanca, 37008 – Salamanca, Spain. puy@usal.es; imma@usal.es; j.elez@usal.es

³ Geology and geophysics consulting (LITHICA SCCL), 17430 – Sta Coloma de Farners (Girona), Spain. esaura@lithica.net; dmarti@lithica.net

ABSTRACT

Critical raw materials are essential for the development of our society. However, most shallow ores have already been exploited and only deep targets remain unexplored. This work aims to apply indirect geophysical techniques to the San Finx Sn-W deposit (A Coruña) in order to get further constrains of its deep structure and geometry. Accordingly, a magnetic and a gravity survey have been carried out in the area (SE of Noia, A Coruña), at the southern part of the Malpica-Tui Complex. The resulting absolute magnetic anomaly and the relative gravity anomaly have been studied analytically and through 2-2.75D forward modeling. Results indicate that, the sampling interval (~1 km) is too high to characterize the anomalies related to the Sn-W mineralization. Contrarily, they show the potential field imprint of the regional Variscan tectonics. To better assess the relationship between the regional Variscan tectonics and the mineralization, a higher resolution survey should be acquired to detect this deposit.

Key-words: Potential field anomalies, compressional tectonics, extensional tectonics, granites, Sn-W deposits

RESUMEN

Las materias primas críticas son fundamentales para el desarrollo de nuestra sociedad. Sin embargo, la mayoría de los yacimientos poco profundos ya han sido explotados, quedando únicamente sin explorar los objetivos profundos. En este trabajo se presentan los resultados de la aplicación de técnicas geofísicas indirectas al estudio del yacimiento de Sn-W de San Finx (A Coruña). Su objetivo es constreñir la geometría y estructura del yacimiento en profundidad. En este sentido, se ha realizado una campaña de adquisición de datos magnéticos y gravimétricos en dicha zona (SE de Noia, A Coruña) en la parte sur del Complejo Malpica-Tui. La anomalía magnética absoluta y la anomalía gravimétrica relativa resultante se han estudiado analíticamente y mediante modelización directa 2-2,75D. Los resultados indican que el intervalo de muestreo usado (~1 km) es muy alto para individualizar la respuesta magnética y gravimétrica del yacimiento. Sin embargo, los mapas obtenidos muestran que la signatura de campos potenciales está ligada a la tectónica Varisca a gran escala. Encontrar la relación entre esta última y la mineralización y hacer un muestreo geofísico de alta resolución en la zona son la clave para entender este depósito.

Palabras clave: Anomalías de campos potenciales, tectónica compresiva, tectónica extensional, granitos, yacimientos de Sn-W.

Geogaceta, 71 (2022), 35-38
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 04/11/2021

Fecha de revisión: 15/11/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

Introduction

Currently, the European Union is extremely dependent on imports of raw materials in order to assure a sustainable supply (Schoer et al., 2012). As result of centuries of exploitation, most of the shallow ores are already exhausted (Humphreys, 2018). Thus, the mining industry needs to look for deeper targets, which means to find indirect methodologies to characterize the location and the geometry of ore bodies. In this sense, geophysical methods are the best solution. Accordingly, overlapping gravity and magnetic surveys have been carried out at the San Finx deposit zone (Sn-W bearing), in the

southern part of the Malpica-Tui Complex (A Coruña, Spain) in order to help to constrain the deep geometry and structure of the ore. A 12x12 km² area has been sampled at regular intervals of ~1km.

The relative gravity anomaly and absolute magnetic anomaly have been calculated for the prospected area. Analytical studies of the anomalies and 2-2.75D forward modeling of three cross-sections provide depth models of the geological setting hosting the mineralization and give insights of the context in which the ore was formed.

We conclude that high resolution surveying is needed in order to place constraints on the extent of the mineralization.

Geological Setting

The Malpica-Tui Complex is located in the Galicia-Tras-os-Montes Zone (GTMZ) and outcrops to the W of the Órdenes Complex and its relative autochthonous (Fig 1). The unit has a length of 150 km and a width of ~ 10 km, with a N165E orientation in the southern part of the unit that changes in the northern part to N15E or N30E. This complex is tectonically limited by a basal shear zone that puts it in contact with the parautochthon of the GTMZ, outcropping in its eastern part. The lithological limits of the Malpica-Tui Complex are related to the intrusion of Variscan igneous bodies, which are divided into

syn-kinematic and post-kinematic granitoids (Díez Fernández, 2011).

Stratigraphically, the Malpica-Tui complex is formed by the allochthonous and its relative autochthonous. The allochthonous is divided into two main domains: the lower and the upper sequences, each represented by different sets of metasedimentary levels with granite intrusions.

The working area, located to the SE of Noia, shows two main groups of sedimentary rocks accompanied by a great variety of plutonic rocks. The Noia Complex is formed by schists and albite paragneisses of the lower sequence. In this unit, a series of plutonic rocks (biotic orthogneisses and amphibolites) can be found (Fig 1) (Díez Fernández, 2011). On the other hand, the Lage Group is formed by schists and derived migmatites of the relative autochthonous. The plutonic rocks in this unit are divided in syn-kinematic granites that outcrop in the western and eastern part of the area and the post-kinematic granites (Confurco granite) outcropping in the southern part (Fig 1) (Díez Fernández, 2011).

The main Malpica-Tui unit deformation is caused by the Variscan Orogeny in the GTMZ. In this complex, different tectonic events can be distinguished, being the sequence of deformation phases: C1 → C2 → E1 → C3 where C stands for compressional and E for extensional tectonics (Allcock *et al.*, 2009).

The mineralization of the area appears associated to the emplacement of quartz veins after C2 thrusting and prior to the intrusion of the Confurco Granite (Fig 1). We expected that potential field data can help us to trace these veins.

Methodology

Data Acquisition

A total of 75 points of gravity and magnetic data have been measured in around the San Finx ore at an average spacing of 1 km, resulting in ~12x12 km² area. Magnetic susceptibility, κ , has been assessed with a portable Kappabridge KM-7 susceptrometer. B_t has been obtained with a GEOMETRICS G-856 portable proton magnetometer with a 1 nT resolution. Relative gravity data were acquired with a SCINTREX-CG6 gravimeter with a resolution of 0.1 μ Gal.

Data Processing and Results

Different standard corrections have been

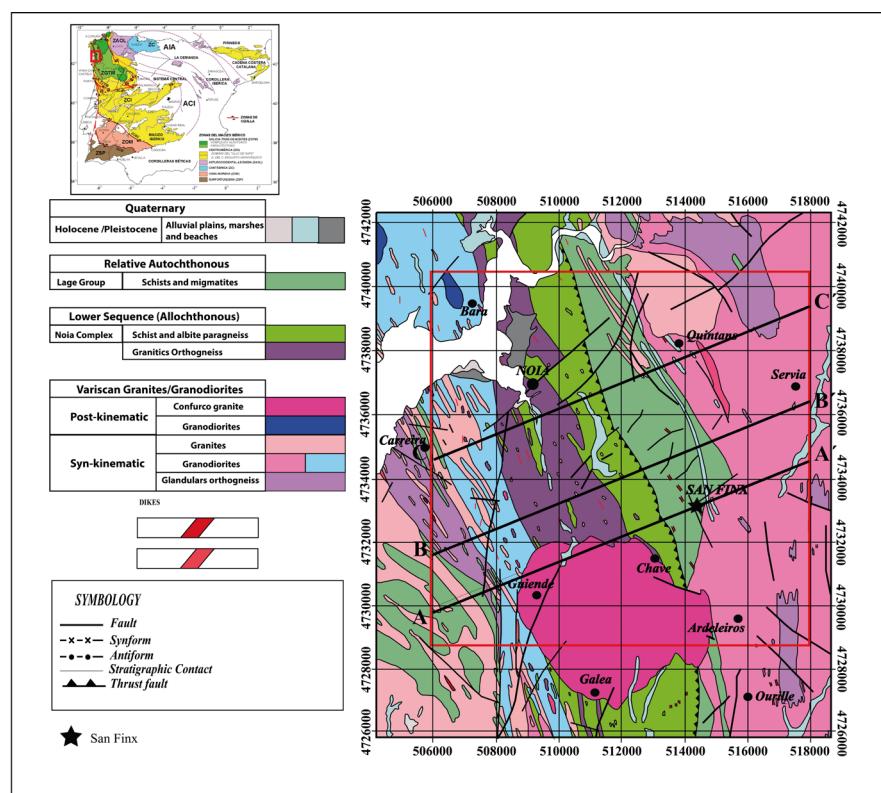


Fig. 1. Geological map of the study area. The red rectangle represents the acquisition area. Sections A-A', B-B' and C-C' represent the modeled profiles. UTM WGS84 H29N coordinate system

Fig.1. Mapa geológico de la zona de estudio. El rectángulo rojo representa el área de adquisición de datos. Los cortes A-A', B-B' y C-C' representan las secciones modelizadas. Sistema de coordenadas UTM WGS84 H29N.

applied to both datasets with the to obtain gravimetric and magnetic anomaly maps

-Magnetic corrections:

A) Diurnal and Secular

The high-energy radiation emitted by the sun causes ionization in the ionosphere which generates an external magnetic field that changes depending on several factors.

The superposition between the latter field and the internal Earth's magnetic field is the value (B_t) measured by the magnetometer. To calculate just the correct value for the Earth's internal field is necessary to remove the ionosphere magnetic field.

There are several ways to perform the diurnal correction. One of them implies removing the B_t diurnal variations as observed from continuous measurements from an observatory. In this case we used the data from the Geophysical Observatory of San Pablo, in Toledo.

This process also allows to correct the secular variation if a constant B_t value is given to the base station used during fieldwork.

B) Calculation of the absolute magnetic anomaly

Once the diurnal and secular corrections have been applied, the corrected internal B_t has been compared with the IGRF 2020 (International Geomagnetic Reference Field 2020) in order to obtain the absolute magnetic anomaly (Fig 2A).

The magnetic anomaly features a ENE-WSW minimum in the San Finx area coinciding with the direction of mineralized quartz veins. Maxima to the SE and W of the prospecting grid, coincide with the syn-kinematic granites that outcrop in this area. In fact, the rim of the Confurco granite features some relative maxima to the SW of the mine. Moreover, the reduction to the pole has been calculated but the results are not conclusive as there is not an estimation of the magnetic remanence.

-Gravity corrections

To obtain the relative gravity anomaly map, the instrumental drift, latitude, free air, Bouguer plate and terrain corrections have been carried out. A 5x5 m grid of DEM LIDAR data from Downloads Center of the Spanish National Geographical Institute,

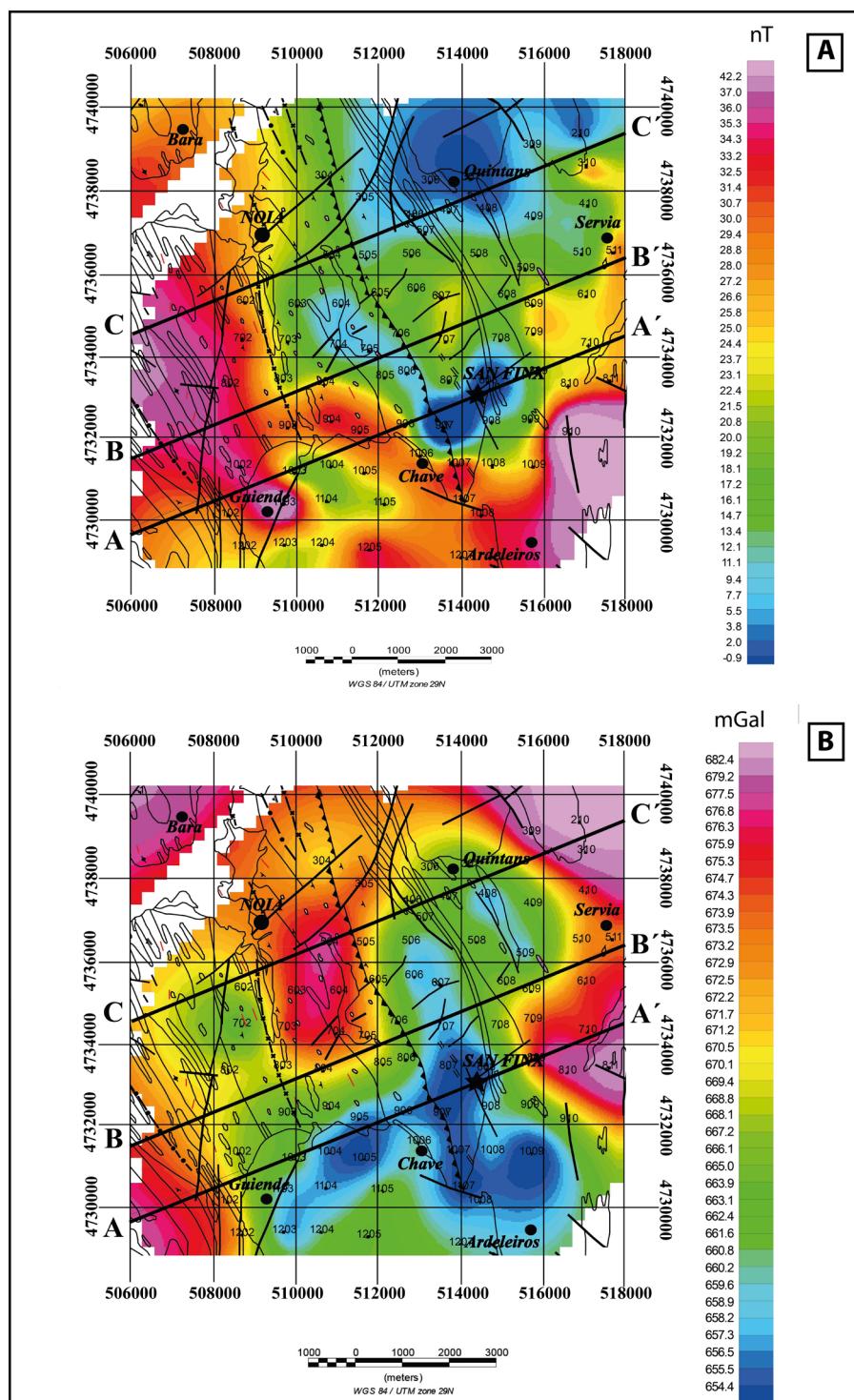


Fig. 2. A) Absolute magnetic anomaly map. B) Relative gravity anomaly map. Sections A-A', B-B' and C-C' represent the modeled cross-sections. Points represent the potential field stations.

Fig. 2. A) Mapa de la anomalía magnética absoluta. B) Mapa de la anomalía gravimétrica relativa. Las secciones A-A', B-B' y C-C' representan los cortes modelizados. Cada punto representa una estación de medida.

with an approximate radius of 20 km has been used for the correction has been used for the terrain correction (<https://ign.es>).

C) Calculation of the relative gravity anomaly

After applying these corrections, a map of the relative gravity anomaly has

been obtained (Fig 2B). It shows ENE-WSW minimum relative gravity values in the San Finx area coinciding with the quartz veins directions. Other minima striking NNW-SSE overlapping the trace of regional veins. Maxima appear to the SW and NE of the prospected area showing no apparent relation with the area of interest.

Interpretation by analytical methods

Radial Average Power Spectrum

The calculation of this spectrum, carried out in the Fourier space, allows us to estimate the depth to the potential field (gravity) source in relation to the anomaly wavenumber. Results, shown in Fig. 3, indicate that, for the prospected area, the source of the anomalies should be located at shallow depths, always <1 km.

2-2.75D Modelling

Forward modeling of the magnetic and gravimetric anomalies presented in Fig. 2 has been carried out. Three sections (A-A', B-B' and C-C, Fig. 1) cross the structures in three different zones. In this work we only present the section A-A'. Density values derive from direct laboratory measurements while magnetic susceptibilities were measured in the field.

Profile A-A' (Fig. 4) crosses the San Finx deposit. The model cuts the allochthonous, relative autochthonous and Variscan granites. The gravity minimum in San Finx and to the N of the Confurco granite is modeled as the response of Confurco granite and that of veins, some related to the mineralization. Surprisingly, the NNE-SSW gravity minimum to the S of San Finx does not correspond to magnetic minimum (Fig. 2), indicating that even though the ENE-WSW and the NNW-SSE veins feature little density, the former ones are less magnetic. In fact, only these are mineralized, further pointing out to important differences.

Discussion and Conclusions

The potential field data acquired at the Malpica-Tui complex (Fig. 2) show a significant relation with tectonic/lithological boundaries, which strike NNW-SSE. This implies that the Variscan compressional tectonics is responsible for the gravity and magnetic signature in this area, as evidenced at the resolution used in this work.

The Confurco granite, preliminarily related to the mineralization, shows a weak magnetic signature and an irregular gravity signature. However, gravity and magnetic minima around San Finx may help to differentiate between two families of veins, where only one of them is mineralized.

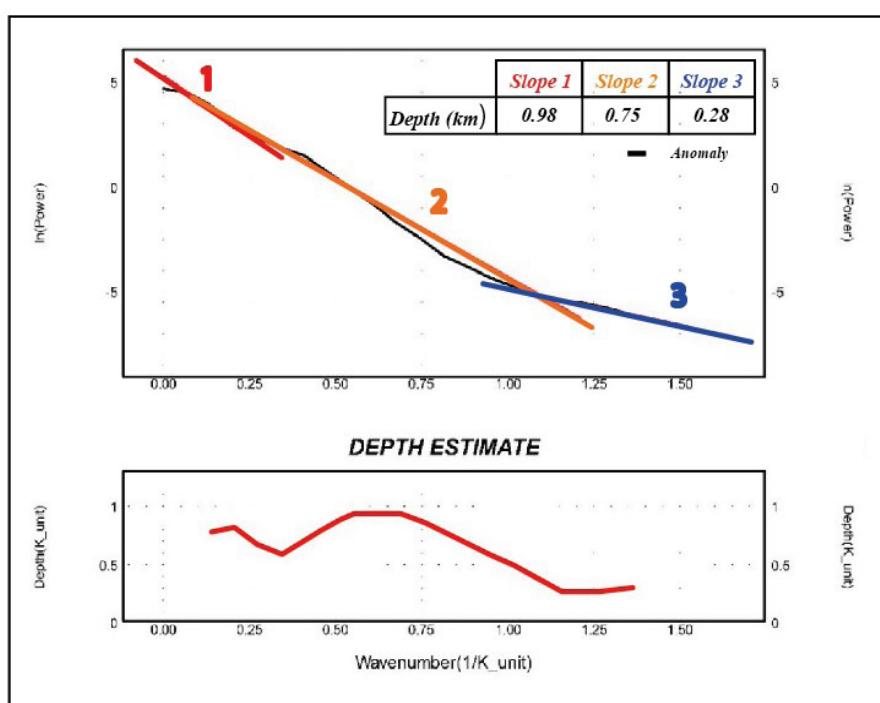


Fig. 3. Radial average power spectrum of the relative gravity anomaly with the slopes and their calculated depth values.

Fig. 3. Espectro de potencia media de la anomalía de gravedad relativa con las pendientes y sus valores de profundidad calculados.

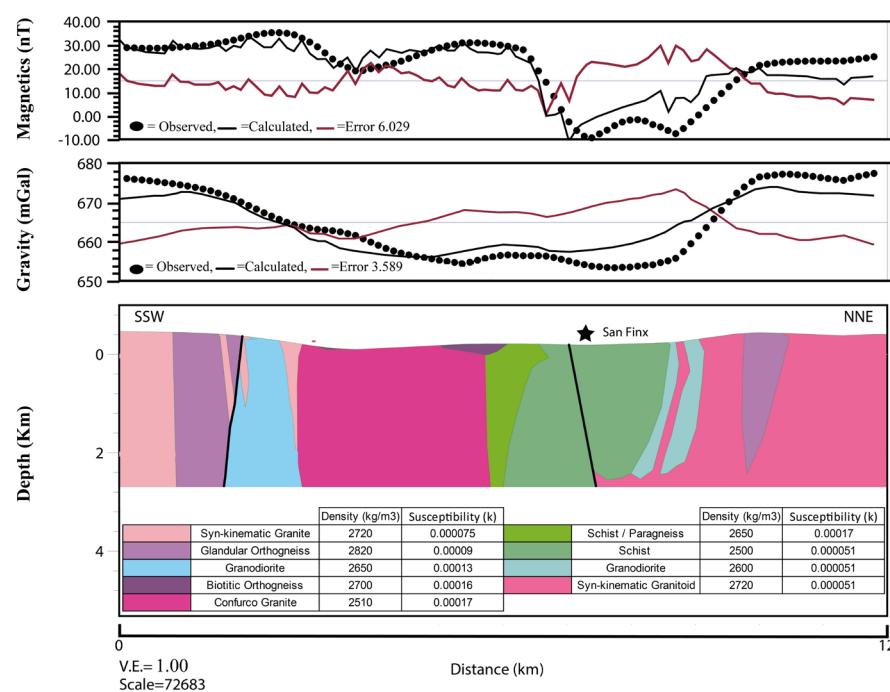


Fig. 4. 2D Magnetic and gravimetric model of section A-A'. Petrophysical properties are shown in the table.

Fig. 4. Modelo 2D magnético y gravimétrico de la sección A-A'. Las propiedades petrofísicas se muestran en la tabla.

Further potential field studies geared to study this mineralization must be carried out at a smaller sampling rate. The mineralization is probable overlooked when data are as sparse as 1 km. This also implies that the extension of the mineralization is laterally limited.

Author contributions

Alberto Santamaría Barragán processing and interpretation of the datasets, Puy Ayarza Arribas acquisition, processing and interpretation, Juan Alcalde acquisition, Eduard Saura acquisition, David Martí Linares acquisition, Imma Palomeras acquisition, Javier Elez provided DEM data.

Acknowledgements

PA is funded by project SA084P20 of the Junta de Castilla y León. Thanks to the reviewers for their work

References

- Alcock, J.E., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R. and Díez Montes, A. (2009). *Bulletin de la Société Géologique de France* 180 (3), 179-197.
- Díez Fernández, R. (2011). Evolución estructural y cinemática de una corteza continental subducida: la Unidad de Malpica-Tui (NO del Macizo Ibérico). Inst-Univ Geol Isidro Parga Pondal, Coruña, Serie Nova Terra, vol 40, 228.
- Humphreys, D. (2018). *Mineral economics* 32 145-151.
- Schoer, K., Weinzettel, J., Kovanda, J., Giegrich, J., and Lauwigi, C. (2012). *Environmental science & technology* 46(16), 8903- 8909.
- (2021). Recuperado 9 de noviembre de 2021, de Instituto Geográfico Nacional. Website: <http://centrodedescargas.cngi.es>

Caracterización físico-química e isotópica del agua subterránea relacionada con acequias de careo. Cuenca del río Bérchules (Sierra Nevada, Sur de España)

Physical-chemical and isotopic characterisation of groundwater related to acequias de careo. Bérchules river basin (Sierra Nevada, south of Spain)

Ana M. Molina Rojas¹, Antonio González Ramón², Barberá, J.A.³, Manuel Peregrina del Río⁴, A. Beatriz Villagómez Antequera⁴, Miguel Ángel Díaz Puga⁴ y Sergio Martos Rosillo²

¹ Torres Bermejas, 12. 18110 Híjar (Granada). anamolinarojas@hotmail.com

² Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC). Urb. Alcázar del Genil, 4. Edf. Zulema bajo. 18006 Granada (España). antonio.gonzalez@igme.es; s.martos@igme.es

³ Centro de Hidrogeología (CEHIUMA), Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, Campus de Teatinos, s/n, 29071 Málaga, España. jabarbera@uma.es

⁴ Consejería de Agricultura, Ganadería, Pesca y Desarrollo Sostenible. manuel.pelegrina@juntadeandalucia.es, antonib.villagomez@juntadeandalucia.es, miguel.diaz.puga@juntadeandalucia.es;

ABSTRACT

The "acequias de careo", an ancestral surface water management technique, play a relevant role in the hydrological functioning of Sierra Nevada (South of Spain). In this study, hydrochemical and isotopic characterization of groundwater in the high mountain basin of Bérchules is carry out. For this study, data from 45 samples of springs, collected between July and September of 2019, has been used. From these data, groundwater samples can be classified under three main aspects: hydrochemical facies, lithology of the water upwelling points and its relationships with the acequias de careo. Different arguments are provided in favor of the influence of the acequias de careo on the composition of most of the groundwater in the Bérchules river basin.

Key-words: Acequias de careo, groundwater, hydrochemical, stable isotopes high mountain basin.

Geogaceta, 71 (2022), 39-42

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

El manejo del agua juega un papel muy importante para los habitantes de la Alpujarra, comarca situada en la vertiente meridional de Sierra Nevada, en Granada. Sus ríos se caracterizan por presentar un régimen pluvio-nival (Jódar et al., 2017), estando alimentados por una compleja red de drenaje fluvial, esencial para el abastecimiento de la población y la actividad agrícola. Desde hace siglos se ha desarrollado un sistema que aúna el uso y manejo de las aguas superficiales y subterráneas, mediante las denominadas acequias de careo. Estos canales artificiales transportan el agua del deshielo, desde la cabecera de los ríos hasta zonas más bajas, y permiten una infiltración lenta en zonas de alteración permeables de los afloramientos de rocas metamórficas que constituyen las cuencas fluviales (Pulido-Bosch y Ben Sbith, 1996). El agua in-

filtrada alimenta manantiales aguas abajo que aumentan el caudal de los ríos y el de las acequias de riego, permitiendo el desarrollo de la actividad agrícola en época de estiaje.

Los objetivos de este trabajo son establecer la caracterización hidroquímica e isotópica de las aguas subterráneas de la cuenca del río Bérchules, identificar los principales procesos geoquímicos que tienen lugar y estudiar el comportamiento hidrológico y la influencia ejercida por las acequias de careo en la zona de estudio.

Descripción de la zona de estudio

La cuenca del río Bérchules se localiza en la vertiente sur de Sierra Nevada, y en ella se encuentra el término municipal de Bérchules (Granada). Presenta una morfología alargada de dirección norte-sur, y una superficie de 67,6 km². La altitud media de la cuenca es de 1970 m s.n.m, con cotas

RESUMEN

Las acequias de careo son una parte esencial del funcionamiento hidrológico de Sierra Nevada (sur de España). En este estudio se lleva a cabo una caracterización hidroquímica e isotópica de las aguas subterráneas de la cuenca de alta montaña del río Bérchules. El estudio se ha realizado con datos procedentes de 45 muestras recogidas entre julio y septiembre de 2019 en manantiales de la cuenca. Tras el análisis de datos se obtiene como resultado una clasificación de las muestras según tres aspectos principales: sus facies hidroquímicas, la litología de las zonas de surgencias, y encontrarse o no bajo la influencia de acequias de careo. Se aportan argumentos a favor de la influencia ejercida por las acequias de careo en la composición de la mayoría de las aguas subterráneas de la cuenca del río Bérchules.

Palabras clave: acequias de careo, agua subterránea, hidroquímica, isótopos estables, cuenca de alta montaña.

Fecha de recepción: 15/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

entre 1000 m s.n.m en la parte meridional y 2900 m s.n.m en el norte de la cuenca.

El río Bérchules tiene un régimen pluvio-nival, con caudales máximos entre enero y mayo y mínimos entre julio y septiembre. Su caudal medio anual es aproximadamente de 13,1 hm³/año, de modo que la contribución de las aguas subterráneas supone hasta el 90% del total del caudal (Jódar et al., 2017).

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio se localiza en la Zona Interna del orógeno Bético-Rifeño, en el complejo Nevado-Filábride. Está formado por una secuencia metasedimentaria con un basamento Paleozoico recubierto por una cobertura, de edad Mesozoica y más reciente, con intercalaciones de rocas ígneas y sedimentarias metamorfizadas de edad Jurásica. Todos estos materiales están afectados por un metamorfismo que llega a ser de alta presión y temperatura intermedia desde el Eoceno al Mioceno (Puga et al., 2017).

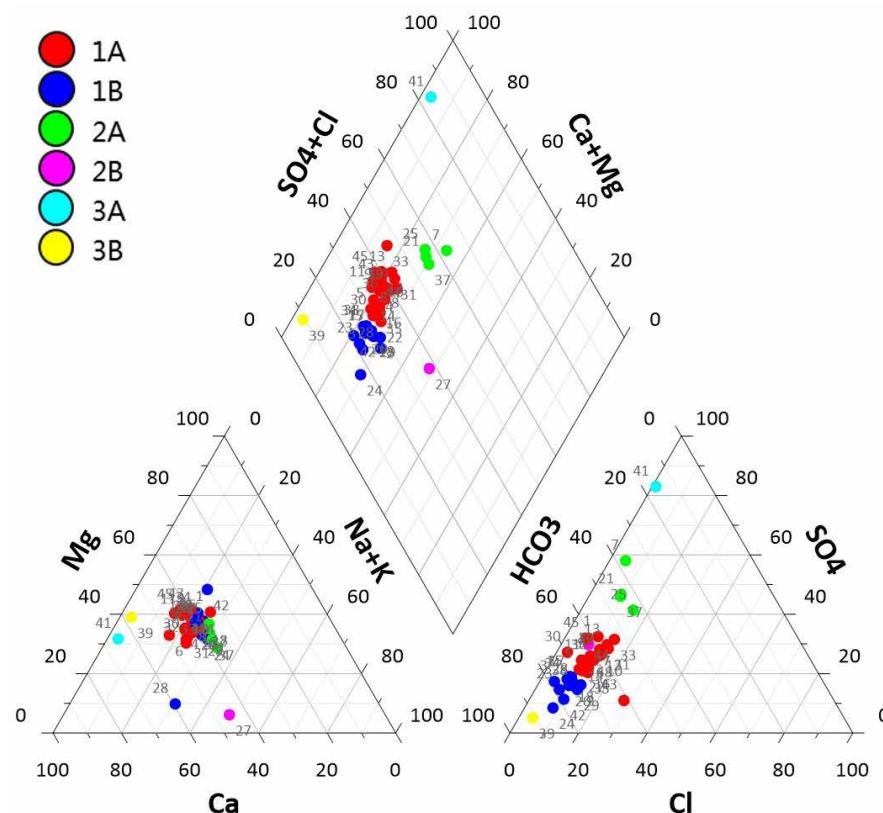


Fig. 2.- Diagrama de Piper de las 43 muestras de agua estudiadas. Ver figura en color en la web.
Fig. 2. - Piper diagram showing water types of sampled groundwater. See color figure in the web.

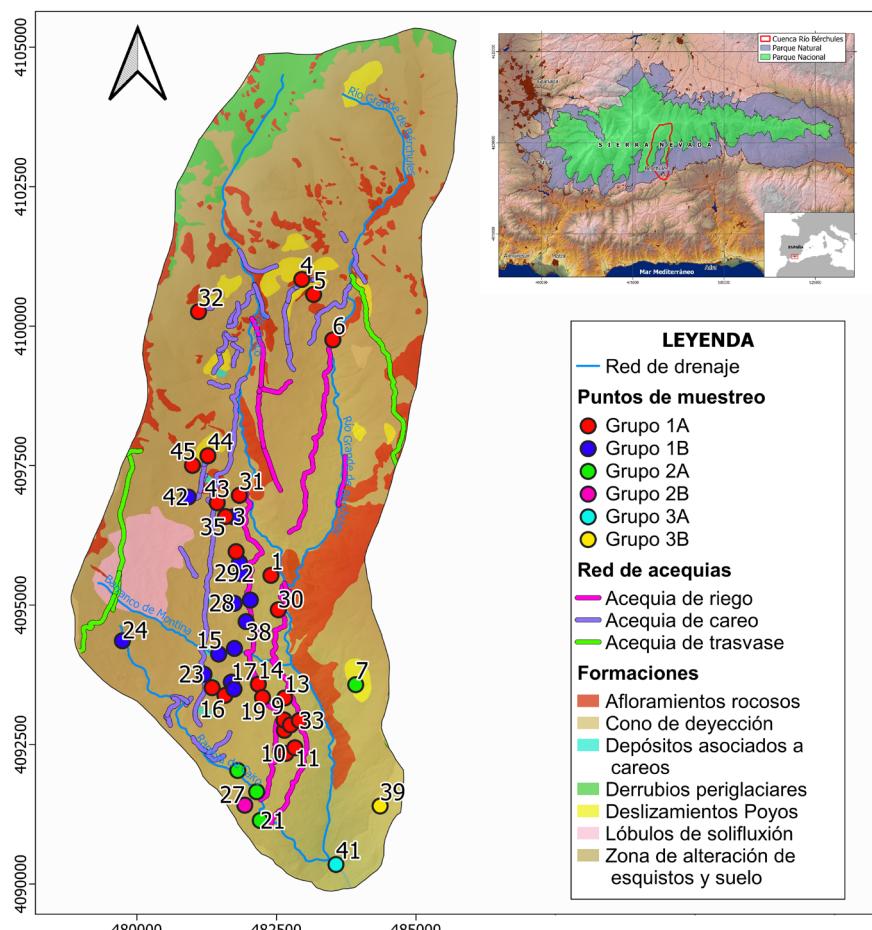


Figura 1.- Mapa de formaciones superficiales de la cuenca del río Bérriches. Modificado de Martos-Rosillo et al., 2019. Ver figura en color en la web.
Figure 1.- Hidrogeologic map of the Bérriches watershed. Modified from Martos-Rosillo et al., 2019. See color figure in the web.

El complejo Nevado-Filábride tiene unos 1000 m de espesor y está formado en su mayor parte por esquistos grafitos feldespáticos con intercalaciones de cuarcitas. La principal estructura de deformación consiste en una foliación muy penetrativa con un buzamiento general hacia el N-NE, que condiciona la suave inclinación de las laderas occidentales de los valles, paralelas a la esquistosidad (González-Ramón et al., 2015).

La cuenca del Bérriches se encuentra casi por completo sobre micaesquistos del Nevado-Filábride, aunque al sur, en la parte baja, afloran materiales cuaternarios superpuestos a filitas y cuarcitas y rocas carbonatadas del complejo Alpujárride.

El horizonte más superficial de los esquistos y los depósitos de formaciones recientes que se acumulan sobre la zona de alteración dan lugar al acuífero superficial de Bérriches (Martos-Rosillo et al., 2015). En la mayor parte de la cuenca (51,3 km²), los micaesquistos están recubiertos por una zona de alteración con una permeabilidad media, en la que se favorece la formación de suelo. También cuenta con zonas de mayor permeabilidad constituidas por afloramientos de derrubios periglaciares (3,4 km²) y de depósitos asociados a deslizamientos de ladera (2 km²), localmente denominados "poyos" (Fig. 1). Una vez infiltrada en estos terrenos, el agua pasa a almacenarse en la zona de esquistos alterada (Martos-Rosillo et al., 2017) o surge por pequeños manantiales que favorecen la formación de "borreguiles", zonas utilizadas para pastos del ganado ovino.

Las acequias de careo presentes en la zona se encargan de dirigir el agua desde la cabecera de los ríos hasta áreas más permeables con el fin de recargar los acuíferos (Pulido-Bosch y Ben Sbith, 1996), y favorecer su salida en puntos de interés. Entre los meses de marzo y julio, cuando tiene lugar el deshielo de las nieves en cotas altas, el agua es transportada por estas acequias hasta descargar de manera intencionada en lugares de infiltración preferencial o simas (Espín et al., 2010). El agua comienza a circular en profundidad y se produce la recarga artificial de los acuíferos de la zona, permitiendo el afloramiento de aguas a menor altitud para abastecimiento humano o uso agrícola, evitando así la sequía estival.

Metodología

La campaña de recogida de muestras se realizó entre los meses de julio y septiembre de 2019. Se recogieron 45 muestras de agua en la cuenca del Bér-

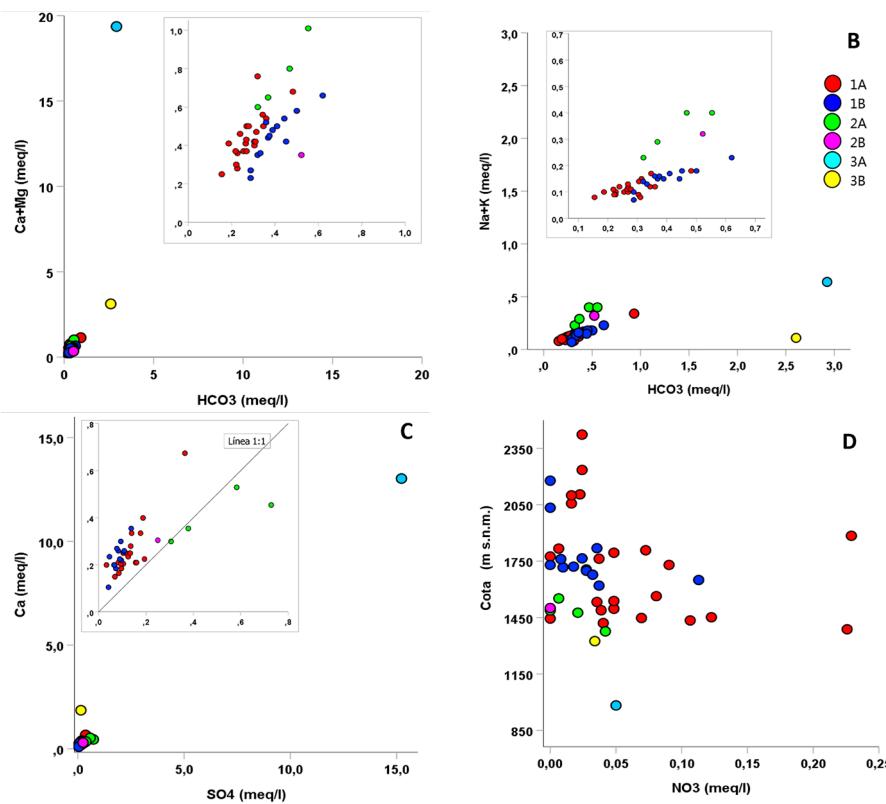


Fig. 3.- Representación de relaciones iónicas estudiadas. A) $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ vs. HCO_3^- . B) $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ vs. HCO_3^- . C) Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} . D) Cota vs. NO_3^- .

Fig. 3. - Representation of the studied molar relationships. A) $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ vs. HCO_3^- . B) $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ vs. HCO_3^- . C) Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} . D) altitude vs. NO_3^- .

chules, en puntos de descarga de aguas subterráneas. Los análisis hidroquímicos e isotópicos han sido realizados en el laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA) en el marco de la Unidad Asociada entre dicha universidad y el IGME.

Resultados y discusión

Caracterización hidroquímica

Las aguas de la cuenca del río Bérrchules presentan una mineralización débil, con valores de conductividad eléctrica (CE) inferiores a 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$, a excepción de las muestras nº 41 de Fuente Narila (354 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y nº 39 de Minilla (1990 $\mu\text{S}/\text{cm}$) que se encuentran en cotas bajas de la cuenca.

En la figura 2 se representa la distribución de facies hidroquímicas en un diagrama de Piper. De las 43 muestras, 38 tienen hidrofacies bicarbonatada cálcico-magnésica y las 5 restantes sulfatada o clorurada cálcico-magnésica. Se observa una evolución, especialmente bien marcada en el contenido de aniones, que ha servido de base para su diferenciación en grupos.

A partir de análisis bivariantes se han estudiado las variables de mayor interés y que mejor correlación entre sí presentan.

Se observan relaciones positivas entre el HCO_3^- y los cationes Na^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} (Fig. 3A y 3B). La evolución de estos iones parece relacionarse con un mayor tiempo de contacto del agua con el suelo y la roca, lo que provoca un incremento general de la mineralización. El Mg^{2+} procedería de la disolución de filosilicatos (biotita y clorita), mientras que el Na^+ y Ca^{2+} estarían relacionados con la disolución de plagioclasas sódicas y cárnicas. Se encuentran valores bajos de HCO_3^- en todas las muestras (9-57 mg/l), a excepción de las nº 39 y 41 (grupo 3). En estas últimas se observa un aporte extra de HCO_3^- procedente de la disolución de las rocas carbonatadas del complejo Alpujárride. Se puede interpretar que, en general, el HCO_3^- procede de la oxidación de materia orgánica, lo que justifica las bajas concentraciones observadas en la mayoría de las muestras.

También se ha analizado la relación entre el SO_4^{2-} y el Ca^{2+} (Fig. 3C). Existe cierta linealidad entre ambos iones, aunque se observa un exceso de Ca^{2+} .

El contenido en SO_4^{2-} provendría en su mayoría por el aporte de agua de lluvia y su posterior concentración en el suelo debido a la evaporación. La interacción con sulfuros metálicos que rellenan fracturas puede ser otra de las fuentes. Además, también podría haber aportes por su uso

en agricultura intensiva. El subgrupo 3B, tiene un contenido en SO_4^{2-} similar a la mayoría de muestras, aunque presenta una concentración de Ca^{2+} seis veces mayor, procedente de la disolución de carbonatos alpujárrides. Por el contrario, el subgrupo 3A presenta niveles de SO_4^{2-} y Ca^{2+} extremos, comparados con el resto de las muestras debido a su relación con yesos presentes en los tramos de filitas alpujárrides.

La creciente concentración de NO_3^- al disminuir la altitud (Fig. 3D) puede tener su origen en la descomposición de materia orgánica en las zonas bajas, donde existe un mayor desarrollo del suelo. Sin embargo, se alcanzan mayores concentraciones de las producidas naturalmente, por lo que ese exceso de nitrato debe proceder del aporte producido por los fertilizantes usados en las actividades agrícolas. Las muestras con las concentraciones más altas se sitúan en la zona meridional de la cuenca, justo donde se localizan las áreas de cultivos de regadío y secano cercanas a los núcleos urbanos de Bérrchules y Alcútar.

Caracterización isotópica

Los isótopos ambientales tienen valores para el $\delta^{18}\text{O}$ comprendidos entre -10,73 y -8,26 (‰ VSMOW); y entre -71,42 y -54,41 (‰ VSMOW) para el $\delta^2\text{H}$. Estos valores se han representado junto a la línea meteórica mundial (LMM), la línea meteórica del Mediterráneo Occidental (LMWM) y la línea meteórica local (LML) (Barberá et al., 2018) (Fig. 4).

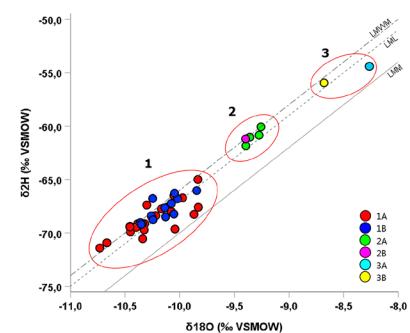


Fig. 4.- Relación entre el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las muestras de agua de la cuenca del río Bérrchules (‰ VSMOW). Línea meteórica mundial (LMM): $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}$. Línea meteórica local (LML): $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 12,4\text{‰}$. Línea meteórica del Mediterráneo Occidental (LMWM): $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 14\text{‰}$.

Fig. 4.- Relationships between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ (‰ VSMOW) in groundwater samples in Bérrchules watershed. Global Meteoric Water Line (LMM): $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}$. Local Meteoric Line (LML): $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 12,4\text{‰}$. Western Mediterranean Meteoric Line (LMWM): $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 14\text{‰}$.

Se han diferenciado 3 grupos de aguas según sus valores isotópicos, de forma similar a los diferenciados a partir del diagrama de Piper (Fig. 2). El grupo 1 incluye el 84% de las muestras y se caracteriza por tener el contenido isotópico más ligero, con valores inferiores a -9,8‰ de $\delta^{18}\text{O}$ y -65‰ de $\delta^2\text{H}$. Corresponden a las aguas muestreadas a las cotas más altas y a los manantiales de cotas inferiores localizados por debajo de las acequias de careo y de los puntos de descarga de estas acequias (simas) en la margen derecha del río Bérrchules. El grupo 2, está formado por aguas más pesadas, con valores isotópicos que varían entre -9,40‰ y -9,26‰ para el $\delta^{18}\text{O}$, y entre -61,85‰ y -60,07‰ para el $\delta^2\text{H}$. Se incluyen en este grupo aguas de manantiales con una cota media de 1480 m s.n.m. que no se ven influenciados por las acequias de careo.

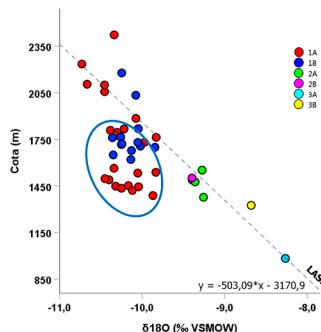


Fig.5- Relación entre la cota (m) y el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW). La envolvente ovalada indica las muestras de agua influenciadas por la recarga artificial provocada por las acequias de careo.

Fig. 5.- Altitudinal variation of $\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW) in groundwater samples. Samples within the ellipse show waters influenced by acequias de careo.

El grupo 3 lo componen aguas con el contenido isotópico más pesado, superiores a -8,68‰ de $\delta^{18}\text{O}$ y -55,96‰ de $\delta^2\text{H}$. Se trata de manantiales situados a cotas bajas, inferiores a 1350 m s.n.m., no influenciados por acequias, y que se localizan en materiales alpujarríides en la zona próxima a la salida de la cuenca. Representarían aguas cuya composición isotópica no ha sido alterada por la influencia de las aguas infiltradas en las acequias de careo.

En condiciones naturales, existe una

fuerte relación entre el $\delta^{18}\text{O}$ y la cota (Fig. 5), de modo que la composición isotópica disminuye con la altitud. Esto se atribuye a la progresiva condensación del vapor atmosférico, que se produce cuando las masas de aire ascienden por las laderas y se enfrián como consecuencia de la expansión adiabática. Los isótopos pesados del vapor de agua se condensan y precipitan antes, en cotas bajas. El vapor residual que sigue ascendiendo, apenas contiene isótopos pesados y son abundantes los más ligeros, que son los que precipitan con las lluvias a mayores altitudes.

Se puede determinar el origen de las aguas según su contenido isotópico mediante la observación de la diferenciación de las muestras por grupos. El grupo 1 reúne muestras, que a pesar de estar recogidas a distintas cotas, tienen un contenido isotópico similar y más ligero que el resto, lo que indica que son aguas precipitadas en cotas más elevadas, en buena parte transportadas e infiltradas en cotas más bajas por las acequias de careo. Este proceso de recarga artificial tiende a homogenizar el contenido isotópico.

Los grupos 2 y 3 muestran los valores isotópicos más pesados, ya que quedan fuera de la zona de influencia de los careos y se relacionan con aguas precipitadas a menor altitud. Las aguas no influenciadas por las acequias (Fig. 14) son las únicas que se alinean con la Línea Isotópica de las Aguas Subterráneas para la cuenca del Bérrchules (LASB), definida por Barberá et al. (2018) que indica un gradiente isotópico altitudinal de -0,17‰/100 m para las aguas subterráneas de la cuenca del Bérrchules.

Conclusiones

Los resultados hidroquímicos e isotópicos han permitido clasificar las aguas en tres grupos principales.

Se han identificado los principales procesos que actúan en las aguas subterráneas de la cuenca, y que determinan su comportamiento hidroquímico, como son la interacción agua-suelo-roca, el efecto de la altitud y la contaminación agrícola.

Se ha comprobado la influencia que las acequias de careo tienen sobre las aguas subterráneas de la cuenca del río Bérrchules, a partir del efecto homogeneizador en la composición de las aguas

analizadas. Las muestras recogidas en cotas altas presentan una gran similitud en su composición a aquellas aguas de altitudes medias en la margen derecha, debido a la mezcla de aguas infiltradas por las acequias de careo.

Agradecimientos

Los datos utilizados forman parte de una asistencia técnica del IGME al Parque Nacional de Sierra Nevada. Nuestro agradecimiento a Rosario Jiménez Espinosa y Antonio Pulido Bosch por la revisión del artículo y por sus constructivos comentarios.

Referencias

- Espín, R., Ortiz, E., Guzmán, J.R. (2010). *Manual del acequiero: parques nacional y natural de Sierra Nevada*.
- González-Ramón, A., Martos, F.M., Marín, C., Martos Rosillo, S., Pedrera, A., Ruiz Constán, A., Durán Valsero, J.J. (2015). *El Agua en Andalucía. El agua clave medioambiental y socioeconómica, Serie Hidrogeológica y Aguas Subterráneas*, pp. 2832-94.
- Jódar, J., Cabrera, J.A., Martos-Rosillo, S., Ruiz-Constán, A., González-Ramón, A., Lambán, L.J., Herrera, C., Custodio, E. (2017). *Science of the Total Environment* 593-594: 760-772.
- Martos-Rosillo, S., González-Ramón, A., Marín-Lechado, C., Cabrera, J., Guardiola-Albert, C., Jódar, J., Navarrete, E., Ruiz Constán, A., Moral, F., Pedrera A., Navas, R., López, M. Durán J.J. (2017). En *Manejo de la Recarga de Acuíferos.*, pp. 527-563.
- Martos-Rosillo, S., Guardiola-Albert, S., Marín-Lechado, S., González-Ramón, A., Villagómez, B., Peregrina, M., Fernández, L., Durán J.J., Navarrete, E., López Rodríguez, M., Pedrera, A., Ruiz Constán, A. y Cabrera, J.A. (2015). En *El Agua en Andalucía. El agua clave medioambiental y socioeconómica, Serie Hidrogeológica y Aguas Subterráneas*, pp. 623-634.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Fanning, M., Nieto, J. M., Rodríguez Martínez-Conde, J. Á., Díaz Puga, M. Á., Lozano, J.A., Bianchini, G., Natali, C. y Beccaluva, L. (2017). *Geosciences*, 7(2), 31.
- Pulido-Bosch y Ben Sbith, (1996). *Environmental Geology* 26: 57-63.

Aguas subterráneas fósiles ligadas a acuíferos costeros

Fossil groundwater linked to coastal aquifers

Fernando Sola¹, Luis Molina¹ y Ángela Vallejos¹

¹ Recursos Hídricos y Geología Ambiental, Dpto. Biología y Geología. Universidad de Almería. Carretera Sacramento s/n, 04120, Almería. fesola@ual.es; lmolina@ual.es; avallejo@ual.es.

ABSTRACT

Two aquifers have been studied, the coastal plain of Cabo de Gata and the Andarax river delta, on the Almería coast. The apparent age of its waters has been determined, which has made it possible to differentiate four water bodies in each of these aquifers: freshwater, interface, seawater and paleoseawater. The fresh and marine water bodies have been dated as recent, registering the paleoseawater values around 10 ka. The interface shows an intermediate age. In the plain of Cabo de Gata, the paleowater has a salinity higher than seawater, while in the Andarax delta the salinity is identical to current seawater. The contrast of densities between the different water bodies conditions the geometry and the level of advance of these bodies in the aquifer. Paleogeographic evolution has played an important role in the current configuration of these aquifers.

Key-words: Coastal aquifer, radioisotopes, Cabo de Gata, Andarax river delta.

Geogaceta, 71 (2022), 43-46
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Aquellos acuíferos en los que uno de sus bordes está limitado por una masa de agua superficial, como lo pueden ser los acuíferos costeros, representan áreas con cierta complejidad hidrogeológica, especialmente si existe un fuerte contraste de densidades entre el agua subterránea y la superficial. En los acuíferos costeros, la carga hidrostática de la masa de agua marina favorece la infiltración de esta en el acuífero a través del lecho marino. El agua marina al ser más densa que el agua dulce del acuífero se aloja bajo esta, penetrando en forma de cuña tierra adentro, en ocasiones hasta decenas de kilómetros.

El grado de penetración de la cuña salina, en una escala temporal más amplia, puede variar también de manera significativa como consecuencia de las fluctuaciones relativas del nivel del mar. Estas variaciones han sido especialmente intensas a lo largo del Cuaternario. Así, en los últimos 16 ka el nivel eustático ha ascendido 120 m, lo que ha reconfigurado completamente la hidrodinámica de todos los acuíferos costeros alrededor del mundo (Lee *et al.*,

2016). Como consecuencia de estas variaciones, masas de agua salina pueden quedar desconectadas del régimen de flujo actual por miles de años, convirtiéndose en aguas "fósiles". Existen distintas técnicas geoquímicas que nos permiten datar la edad relativa de infiltración de esas masas de agua como puede ser la concentración en radioisótopos como ¹⁴C, ⁸¹Kr y ³H, o mediante la presencia de moléculas de origen antrópico en las aguas subterráneas tales como los CFCs (Han *et al.*, 2012; Yokochi *et al.*, 2021). Así, se han detectado masas de aguas salinas correspondientes a paleointrusiones marinas en distintas partes del mundo (Yechieli *et al.*, 2001; Han *et al.*, 2012).

En este trabajo se estudian dos acuíferos de la costa sur de la provincia de Almería con objeto de identificar las características y edades de los distintos cuerpos de agua que albergan, y de este modo, poder inferir la evolución hidrogeológica que pueden haber sufrido.

Contexto hidrogeológico

La cuenca de Almería-Níjar es una depresión tectónica limitada por los relieves de Sierra Alhamilla al norte, Sierra de Gádor al oeste y Sierra de Cabo de Gata al este, estando al sur limitada por el mar Mediterráneo (Fig. 1). El área se caracteriza por un clima mediterráneo seco con valores medios de precipitación anual que no superan los 200 mm.

RESUMEN

Se han estudiado dos acuíferos, llanura costera de Cabo de Gata y delta del río Andarax, en el litoral almeriense. La edad aparente de sus aguas ha sido determinada, lo que ha permitido diferenciar cuatro cuerpos de agua en cada uno de estos acuíferos: agua dulce, interfase, agua marina y paleoagua de mar. Los cuerpos de agua dulce y marina han sido datados como recientes, registrando el paleoagua de mar valores en torno a 10 ka. La interfase muestra una edad intermedia. En la llanura de Cabo de Gata, el paleoagua presenta una salinidad superior al agua de mar, mientras en el delta del Andarax la salinidad es idéntica al agua de mar actual. El contraste de densidades entre los diferentes cuerpos de agua condiciona la geometría y el grado de avance de estos cuerpos en el acuífero. La evolución paleogeográfica ha jugado un papel importante en la configuración actual de estos acuíferos.

Palabras clave: Acuífero costero, radioisótopos, Cabo de Gata, delta del río Andarax,

Fecha de recepción: 15/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

ves de Sierra Alhamilla al norte, Sierra de Gádor al oeste y Sierra de Cabo de Gata al este, estando al sur limitada por el mar Mediterráneo (Fig. 1). El área se caracteriza por un clima mediterráneo seco con valores medios de precipitación anual que no superan los 200 mm.

Desde el punto de vista hidrogeológico pueden distinguirse dos sistemas acuíferos principales: el Campo de Níjar y el Bajo Andarax. El acuífero del Campo de Níjar está formado por materiales pliocuaternarios. Este acuífero está compartimentado por la zona de falla de Carboneras, dejando en su parte oriental una pequeña subunidad acuífera conocida como Hornillo-Cabo de Gata, cuya franja litoral forma parte de este estudio (zona 1). En esta franja litoral los espesores del material acuífero rondan los 100 m y están constituidos por arenas y gravas pliocénicas depositadas en un medio deltaico y conglomerados cementados, depósitos de playa pleistocenos.

El acuífero detrítico del Bajo Andarax engloba materiales de distinta granulometría que afloran a lo largo de todo el valle del río Andarax. En él se incluyen depósitos pliocénicos arenoso-conglomeráticos

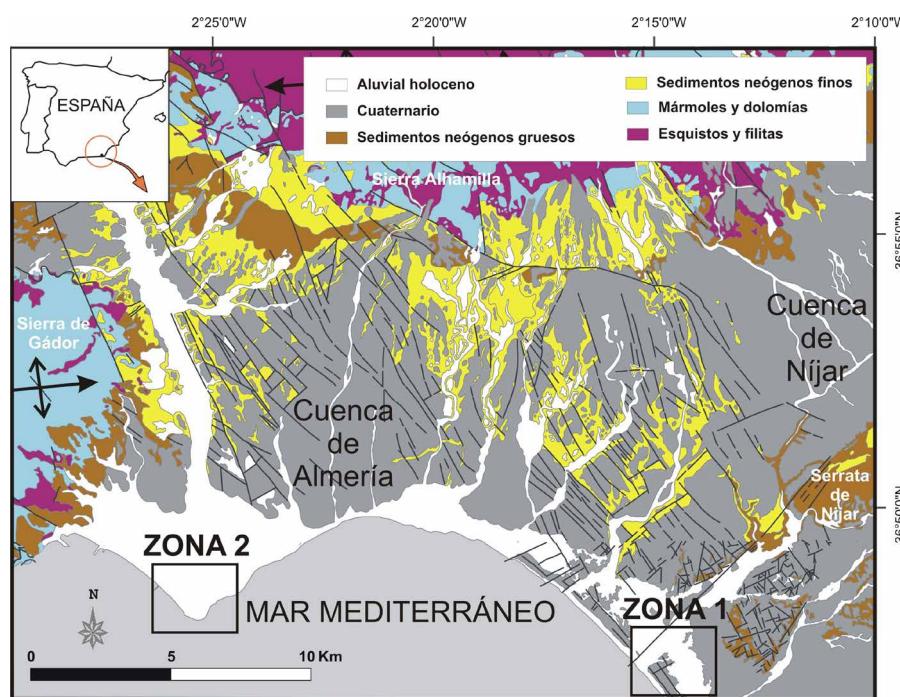


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado de la cuenca Almería-Níjar en el que se indican las dos zonas de estudio (zona 1: franja litoral de Cabo de Gata y zona 2: delta del río Andarax). Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Simplified geological map of the Almería-Níjar basin in which the two study areas are indicated (zone 1: coastal strip of Cabo de Gata and zone 2: delta of Andarax river). See color figure in the web.

de facies fluvio-deltaicas junto con materiales aluviales del río y delta actual. Los depósitos deltaicos superan los 200 m de espesor en algunos puntos, disminuyendo paulatinamente de potencia hacia el sur, donde predominan las facies arenoso-limosas. Por su parte, los depósitos aluviales del río lo constituyen materiales detríticos gruesos con elevada permeabilidad y un espesor medio de 30-40 m. Finalmente, los materiales holocenos del delta en continuidad lateral con los materiales aluviales constituyen una capa decamétrica de limos grises de la llanura de inundación,

que progradan sobre depósitos gruesos. Estos tres conjuntos de depósitos conforman un mismo acuífero en el delta del río Andarax (zona 2), dado que existen relaciones laterales entre ellos, y en algunos puntos se explotan conjuntamente.

Materiales y Métodos

Se realizaron registros verticales de temperatura y conductividad en campo mediante sonda eléctrica Solinst 104 TLC en sondeos localizados a menos de 500 m de la línea de costa. Gracias a estos per-

files

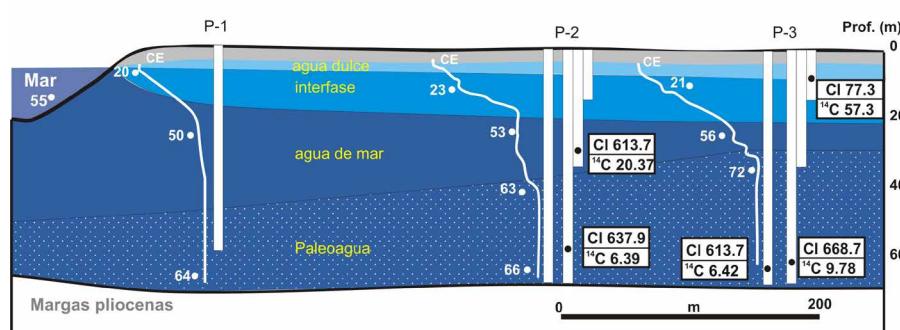


Fig. 2.- Corte del acuífero en zona de estudio 1 (fig. 1), donde se indican las concentraciones de Cl (meq/L) y ^{14}C (pMC) correspondientes a las muestras de agua subterránea tomadas en profundidad. Se incluyen registros verticales de conductividad eléctrica (CE) en mS/cm. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Aquifer cross-section in the study zone 1 (fig. 1), where Cl (meq/L) and ^{14}C (pMC) concentrations corresponding to groundwater taken in depth can be observed. Vertical logs of electrical conductivity in mS/cm have been included. See color figure in the web.

les se ha determinado la profundidad de muestreo. Las muestras fueron tomadas mediante un muestreador a intervalos discretos (Solinst Mod. 425).

El contenido en tritio se ha determinado con un contador de centelleo líquido de bajo fondo, mediante previo enriquecimiento electrolítico de la muestra en el laboratorio del CEDEX (Madrid). Los análisis de radiocarbono se realizaron en el Isotope Tracer Technologies laboratory (Waterloo, Canadá).

Se ha utilizado el modelo de Fontes y Garnier (1979), basado en el balance de masas de las principales especies de carbono o isótopos de carbono (^{14}C y ^{13}C) de DIC en el agua, ya que este modelo proporciona edades de carbono realistas como se ha demostrado en muchos estudios (Han y Plummer, 2016).

Franja litoral de Cabo de Gata

En la llanura costera de Cabo de Gata existen varios piezómetros que cortan todo el tramo acuífero hasta su base impermeable, localizada aproximadamente 100 m bajo el nivel del mar. La distancia de estos piezómetros a la línea de costa varía entre 50 y 500 m. Este conjunto de piezómetros constituye una adecuada red de control, que nos aporta información de las características hidrogeoquímicas del acuífero en todo su espesor. Algunos de estos piezómetros forman parte de un enjambre, con diferentes longitudes (fig. 2).

Los perfiles de conductividad eléctrica realizados en estos piezómetros muestran que se trata de aguas salobres a hipersalinas, con valores de conductividad que oscilan entre 6 y 72 mS/cm. En general, los valores de conductividad más altos se registran en las zonas profundas de los piezómetros más alejados de la línea de costa.

Se han tomado 5 muestras de agua subterránea a distintas profundidades para analizar sus concentraciones en ^{13}C y ^{14}C . Los valores de ^{13}C varían entre -6 y -9.4 ‰, siendo más negativos cuanto más superficial es la muestra. Por su parte, los valores de ^{14}C oscilan entre 6.39 y 57.3 pMC, correspondiendo los valores más altos a las aguas más superficiales (Tabla I).

Delta del río Andarax

Se han seleccionado 5 piezómetros alineados perpendicularmente a la línea de costa, y que cortan todo el tramo acuífero, en el delta del río Andarax (zona de estudio 2). Estos puntos de control se en-

ZONA 1	Prof. (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	^{14}C (pMC)	Edad (ka)
P-2	30	-6.59	20.37	0.7
P-2	66	-6.00	6.39	10.2
P-3	8	-9.42	57.30	R
P-3	68	-6.49	9.78	7
P-3	69	-6.16	6.42	10.3
ZONA 2	Prof. (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	^{14}C (pMC)	Edad (ka)
Agua de mar	0	-0.58	101.31	R
P-4	69	-9.63	68.15	R
P-5	69	-6.37	69.69	R
P-7	80	-8.59	20.14	11.4
P-8	12	-11.25	62.97	R
P-8	95	-7.75	23.60	10.7

Tabla 1.- Resultados analíticos de la edad del agua subterránea (zona 1: franja litoral de Cabo de Gata y zona 2: delta del río Andarax), utilizando el modelo propuesto por Fontes y Garnier (1979). R: agua reciente.

Table 1. Analytical results for the groundwater age (zone 1: coastal strip of Cabo de Gata and zone 2: delta of Andarax river) using model proposed by Fontes and Garnier (1979). R: recent water.

cuéntan a una distancia de entre 50 m y 500 m de la línea de costa (fig. 3).

Al igual que en la zona de estudio 1, se han tomado 5 muestras de agua a distintas profundidades para la determinación de sus concentraciones en ^{13}C y ^{14}C . Los valores de ^{13}C medidos oscilan entre -6.4 y -11.2 ‰, mientras que los valores de ^{14}C están comprendidos entre 20.1 y 69.7 pMC, registrándose de nuevo los valores más altos en las muestras más superficiales (Tabla 1). También se ha determinado la concentración en Tritio en 15 muestras de agua subterránea, a distintas profundidades, en los piezómetros de control. Las concentraciones obtenidas en Tritio varían entre 0.2 y 4.8 UT (fig. 3).

Discusión

Los valores de conductividad eléctrica medidos en la llanura costera de Cabo de Gata (hasta 72 mS/cm) superan ampliamente los valores de conductividad del agua de mar (55 mS/cm). Estas aguas de conductividad anómalamente alta registran concentraciones en ^{14}C más bajas. Las edades relativas calculadas mediante el modelo de datación de Fontes y Garnier (1979) registran valores en torno a 10 ka. Por su parte, las aguas más superficiales de este acuífero, con profundidad inferior a 30 m, serían aguas recientes de acuerdo con el modelo de datación utilizado. Re-

sultados similares han sido obtenidos en el delta del río Andarax, si bien en este segundo caso, las conductividades del agua subterránea no superan la conductividad del agua de mar.

La hipersalinidad registrada en la parte inferior del acuífero de la llanura costera de Cabo de Gata sería debida a la presencia de un paleolagoon costero (Sola *et al.*, 2014; Vallejos *et al.*, 2018). Las aguas de este habrían estado expuestas a evaporación, favoreciendo el incremento en la concentración salina de sus aguas. Parte de estas aguas se habrían infiltrado en el acuífero y por densidad, se alojarían en las partes inferiores del mismo.

En el caso del delta del río Andarax, las aguas de paleointrusión marina presentan valores de conductividad eléctrica iguales al agua de mar actual. Solamente los piezómetros más próximos a la línea de costa (P-4 y P-5, fig. 3) registran una salinidad similar al agua de mar, tratándose de aguas recientes de acuerdo con las concentraciones en ^{14}C y ^3H medidas. Por lo tanto, la cuña de intrusión de agua de mar actual se restringe solamente a esta franja más próxima a la costa (fig. 3). Tierra adentro se pueden diferenciar 3 cuerpos de agua en función de su salinidad y edad calculada a partir de los modelos de datación. Desde la superficie hasta la base del acuífero encontramos una franja de agua dulce reciente, una zona de mezcla y un paleoagua de mar en la base.

La distribución de masas de agua en la zona de Cabo de Gata difiere a la observada en el delta del Andarax. Dado que las aguas de la paleointrusión y el agua de mar actual tienen diferente densidad, el agua de mar actual se superpone al paleoagua marina, avanzando tierra adentro varias decenas de metros. En el delta, debido a que el agua de mar actual y el paleoagua tienen igual densidad, no hay una superposición entre ambos cuerpos, y la presencia de este paleoagua impide el avance de la cuña de intrusión actual.

Las características y disposición de las masas de agua observadas en ambas zonas de estudio son fruto de la evolución paleogeográfica que ha tenido esta área costera a lo largo del Holoceno (fig. 4). La transgresión marina Flandriense habría inundado zonas de tierra actualmente emergidas, como el área del actual delta del río Andarax y las zonas más bajas de la llanura de Cabo de Gata. Los aportes de sedimentos arrastrados por el río Andarax y movilizados posteriormente por las corrientes de deriva litoral, habrían hecho

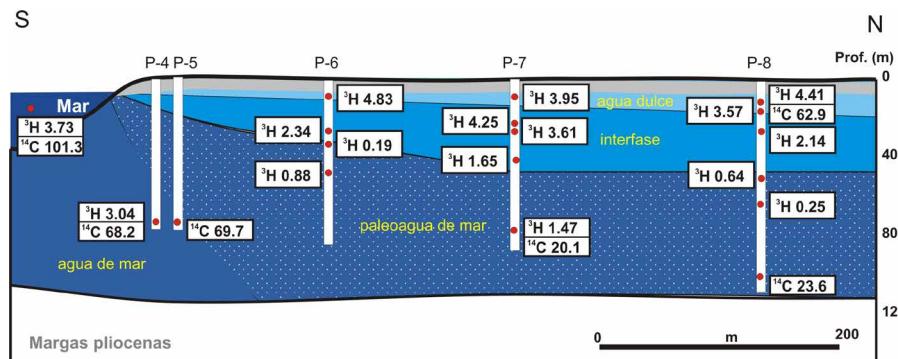


Fig. 3.- Corte del acuífero en zona de estudio 2 (fig. 1), donde se indican las concentraciones de ^3H (UT) y ^{14}C (pMC) correspondientes a las muestras de agua subterránea tomadas en profundidad. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Aquifer cross-section in the study zone 2 (fig. 1), where ^3H (TU) and ^{14}C (pMC) concentrations corresponding to groundwater taken in depth can be observed. See color figure in the web.

progradar el delta, y por otro lado, generar una barra arenosa costera en la zona de Cabo de Gata, la cual habría encerrado un lagoon costero en esta zona. En la actualidad, el delta ha progradado varios kilómetros respecto a la línea de costa existente al inicio del Holoceno (Hoffman, 1987) y el lagoon costero se ha reducido significativamente hasta su estado actual (Goy *et al.*, 1998).

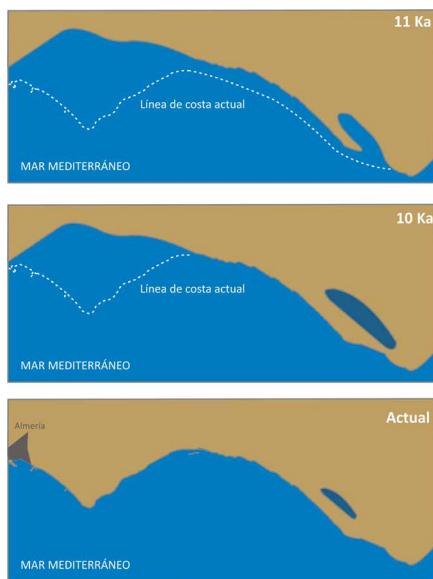


Fig. 4.- Esquema de la evolución del área costera estudiada durante el Holoceno. Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- Scheme of evolution of the studied coastal area during the Holocene. See color figure in the web.

Conclusiones

Áreas costeras semiáridas como el litoral almeriense, donde la tasa de recarga es baja, sufren un proceso de renovación del sistema hidrogeológico muy lento, lo que puede favorecer la presencia de cuerpos de agua "fósil". Este es el caso de los acuíferos del delta del Andarax y de la llanura costera de Cabo de Gata. Pese a que en ambos se han registrado paleoaguas de intrusión marina de edades parecidas, se reconocen diferencias significativas entre ellos, debido a la distinta evolución paleogeográfica que han sufrido durante el Holoceno.

De este modo, se observa que la cuña de agua de mar actual avanza en función del contraste de densidad entre esta y los diferentes cuerpos de agua existentes en el acuífero.

Contribución de los autores

F. Sola se ha encargado de adquisición de datos, estructura del trabajo, investigación y análisis.

L Molina ha llevado a cabo las tareas de investigación y análisis, edición y revisión del manuscrito.

Las tareas llevadas a cabo por A. Vallejos han sido las de metodología, figuras, coordinación y supervisión.

Agradecimientos y financiación

Esta investigación ha sido parcialmente llevada a cabo en el marco de Cei-MAR

y CeiA3 y financiada a través del proyecto PID2019-108832GB-I00 del MICINN. Agradecemos los comentarios y correcciones realizadas por los revisores anónimos.

Referencias

- Fontes, J. y Garnier, J. (1979). *Water Resour. Res.* 15: 399–413.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, J.C., Baena, J., Harvey, A.M., Silva, P.G., González, F. y Lario, J. (1998). *INQUA MBSS Newslett.* 20, 11–18.
- Han, L.F. y Plummer, L.N. (2016). *Earth-Science Reviews* 152: 119–142.
- Han, D.M. Song, X. F., Currell, M.J. y Tsujimura, M. (2012). *Hydrological Processes* 26, 3614–3629.
- Hoffmann, G. (1987). *Holozänstratigraphie und Küstenlinienverlagerung an der Andalusischen Mittelmeerküste.* Berichte aus Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen.
- Lee, S., Currell, M. y Cendón, D.I. (2016). *Sci Total Environ* 544: 995–1007.
- Sola, F., Vallejos, A., Daniele, L. y Pulido-Bosch, A. (2014). *Quaternary Research* 82, 121–131.
- Vallejos, A., Sola, F., Yechieli, Y. y Pulido-Bosch, A. (2018). *J. of Hydrology* 557: 55–66.
- Yechieli, Y., Sivan, O., Lazar, B., Vengosh, A., Ronen, D. y Herut, B. (2001). *Radiocarbon* 43(2B), 773–781.
- Yokochi, R., Zappala, J.C., Purtschert, R. y Mueller, P. (2021). *Earth and Planetary Science Letters* 569, 117060.

Heterogeneidad del acuífero de la Vega de Granada en el entorno urbano de Granada (España)

Heterogeneity of the Vega de Granada aquifer in the Granada urban area (Spain)

Virginia María Robles-Arenas¹, José Benavente Herrera², y Carmen Almécija Ruiz²

¹ Departamento de Ingeniería Civil y Minera. Universidad Politécnica de Cartagena. Paseo Alfonso XIII, 52. Cartagena

² Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Avenida Fuente Nueva s/n. Granada

ABSTRACT

Hydrodynamic data in 5 wells located in the city of Granada and in its peri-urban area asses the horizontal and vertical heterogeneity in the hydraulic conductivity of the Vega de Granada alluvial aquifer (AVG) at its eastern part. They also indicate the existence of a perched level in one of the studied points (FC) and characterize its lowering since 2001. It is confirmed that the hydrodynamic response to recharge is more effective in the SE of the studied sector. A conceptual model is proposed that integrates our results in the context of the piezometric evolution linked to the increase in pumping in the eastern half of the AVG since approximately 1970.

Key-words: alluvial aquifer, heterogeneity, perched phreatic level, pumping, Granada.

RESUMEN

Datos hidrodinámicos obtenidos en 5 sondeos situados en la ciudad de Granada y en su área periurbana corroboran la heterogeneidad horizontal y vertical en la conductividad hidráulica del acuífero aluvial de la Vega de Granada (AVG) en su extremo oriental. También ponen de manifiesto la existencia de un nivel colgado bajo uno de los puntos estudiados (FC) y caracterizan su vaciado desde 2001. Se confirma la respuesta hidrodinámica más efectiva frente a la recarga en el extremo SE del sector estudiado. Se propone un modelo conceptual que integra nuestros resultados en el contexto de la evolución piezométrica ligada al incremento de bombeos en la mitad este del AVG desde aproximadamente 1970.

Palabras clave: acuífero aluvial, heterogeneidad, nivel freático colgado, bombeos, Granada.

Geogaceta, 71 (2022), 47-50
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 26/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

Introducción

El acuífero de la Vega de Granada (AVG) es uno de los principales de Andalucía por la magnitud de sus recursos y reservas explotables (Castillo, 1995). En este trabajo presentamos datos sobre la piezometría y las características hidrodinámicas del AVG en su extremo occidental. Son datos obtenidos en su mayoría en un sondeo de explotación (CE) y un sondeo de control (CC) adyacente (distancia entre ambos: 8 m), situados en el jardín de la Facultad de Ciencias, en la ciudad de Granada (FC (CE-CC) en Fig. 1). También se comentan datos obtenidos en tres sondeos situados en la zona periurbana, denominados Naujar, Los Arandas y Emergencia-4 (puntos NA, LA y E4, respectivamente, en la Fig. 1). Los datos se han obtenido a lo largo de los últimos 20 años, generalmente de manera esporádica, salvo alguna excepción que se comentará luego.

Un trabajo previo (Benavente *et al.*, 2004) destacaba la diferencia de profundidad del nivel (entre 4 y 6 m) en los sondeos CC y CE y la explicaba como consecuencia de que en el primero se medía un nivel freático colgado.

En este trabajo se presentan observaciones hidrodinámicas en los puntos citados, particularmente del nivel en los dos sondeos del punto FC desde su construcción en el año 2000. Los resultados del trabajo complementan hipótesis anteriores sobre la heterogeneidad en sectores de borde del AVG y, en general, en bordes de acuíferos aluviales en áreas con tectónica activa. Por otro lado, la caracterización que aquí se hace del vaciado plurianual de un nivel colgado es un aspecto del que apenas hay antecedentes en la literatura.

Contexto hidrogeológico y metodología

No procede detallar aquí la información hidrogeológica sobre el AVG, pues seguramente es uno de los casos españoles con más estudios, bajo diferentes puntos de vista y desde hace más tiempo. Es un acuífero mayoritariamente aluvial, en relación con depósitos del río Genil y sus principales afluentes (Cuaternario reciente). Diferentes materiales, pre y postorogénicos, con edades desde el Trías al Cuaternario antiguo, constituyen su sustrato y bordes.

El ámbito espacial del presente estudio comprende aproximadamente el AVG desde el entorno de la ciudad de Granada hasta el río Genil (Fig. 1).

Litológicamente, corresponde a un tránsito desde materiales gruesos (gravas y arenas) predominantes en el entorno del río Genil, hacia intercalaciones cada vez más importantes de materiales finos (limos y arcillas) a medida que nos aproximamos a las elevaciones de borde, ya dentro de la ciudad de Granada. Este contacto entre el AVG y las elevaciones que lo bordean está afectado por fallas normales con evidencias de actividad reciente que implican el hundimiento relativo de la llanura aluvial (Azañón *et al.*, 2004). Los sondeos considerados en este trabajo (Fig. 1) están ranurados a lo largo de todo el espesor saturado. El punto situado a menor cota es el LA (630 m, aproximadamente). El de mayor cota es el E4 (689 m).

Desde finales del siglo pasado, se viene produciendo en el AVG una modificación piezométrica que ha conducido a la generación de un gran conoide de depresión por bombeos centrado en la prolongación S-SO del sector estudiado. Como consecuencia, se han medido

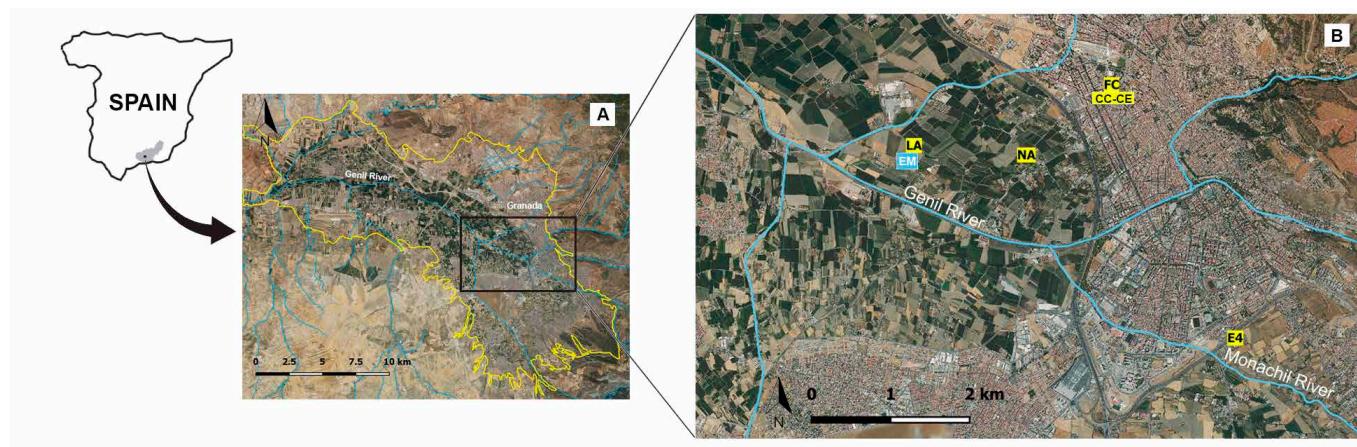


Fig. 1.- Localización del sector estudiado; general y dentro del contorno del acuífero de la Vega de Granada (A). B: situación de los puntos considerados (CC y CE ambos en la Facultad de Ciencias (FC), NA, LA y E4) y la estación meteorológica, EM.

Fig. 1.- Location of the studied sector; general and within the contour of the Vega de Granada aquifer (A). B: situation of the studied points (CC and CE both in Sciences Faculty (FC), NA, LA and E4) and the meteorological station, EM.

descensos de nivel entre 30 y 40 m según los enclaves, lo cual ha inducido fenómenos locales de subsidencia (Castillo *et al.*, 2010; Mateos *et al.*, 2017).

La profundidad de los dos sondeos del punto FC es de 40 m (CC) y 95 m (CE). El segundo de ellos extrae, generalmente entre mayo y octubre, un caudal de 6 L/s para riego del jardín de la facultad. Los sondeos NA y LA, cuya profundidad es de aproximadamente 100 m, pertenecen a la comunidad de regantes de la Acequia Gorda del Genil y tienen un uso esporádico como complemento de riegos a partir de dicho río. Puede bombear cada uno un caudal de 100 L/s. La línea que une FC con NA es paralela al flujo subterráneo en ese sector del AVG, con sentido de FC a NA (Castillo *et al.*, 2010). El punto E4 tiene una profundidad de 250 m y forma parte de la batería de sondeos denominados "de emergencia", la cual se usa para complemento del abastecimiento a Granada en períodos de sequía. No se encontraba equipado en el momento de las medidas.

En los sondeos CE y E4, además de otras variables, se midió en continuo el nivel piezométrico entre febrero de 2009 y octubre de 2010 en el marco de un reconocimiento más extenso del AVG. Estos registros se han realizado con sensores CTD-Diver (Eijkelkamp). El resto de las medidas piezométricas que se presentan en este trabajo se han efectuado con hidronevles convencionales marca OTT.

Las precipitaciones en el sector estudiado proceden de la estación IFAPA-Centro Camino de Purchil ($37^{\circ} 10' 19''$ N; $03^{\circ} 38' 18''$ W; altitud: 630 m) de la red de información agroclimática de Andalucía (EM en la Fig. 1).

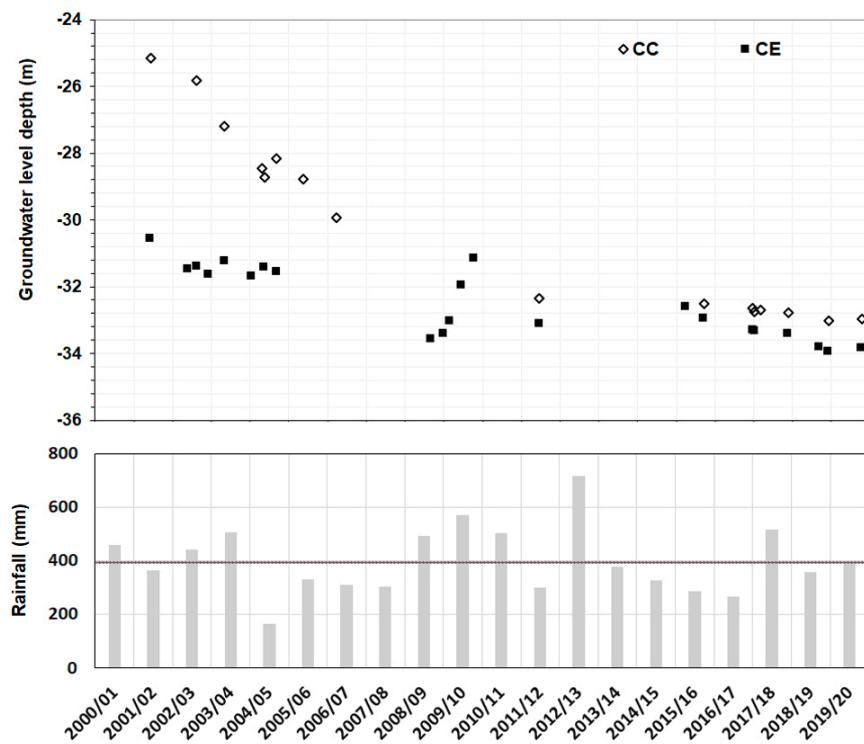


Fig. 2.- Precipitaciones anuales en el área estudiada (estación IFAPA-Purchil) y profundidad del nivel en los dos sondeos adyacentes del punto FC entre 2001 y 2021.

Fig. 2.-Annual rainfall in the studied area (IFAPA-Purchil station) and level depth in the two adjacent wells at point FC between 2001 and 2021.

Resultados

La profundidad del nivel en los puntos estudiados varía entre 25-35 m (FC) y 95-115 m (E4). La cota piezométrica aproximada que resulta en el punto FC es de unos 635-640 m; en el punto E4 está aproximadamente entre 570 m y 590 m, según las fechas, mientras que en LA y NA es de unos 590 m.

En la figura 2 se representa la distribución de precipitaciones anuales en el perío-

do considerado y la media aritmética que resulta (unos 400 mm/año). El periodo entre los años hidrológicos 2008/09 y 2010/11 es el único con tres años consecutivos que superan la media. Se incluye también en dicha figura la profundidad del nivel de agua en los dos sondeos del punto FC. En el CC, aunque hay una ausencia de medidas en 2007-2011 y 2013-2015 debido a problemas con la apertura del sondeo, se advierte una tendencia general descendente, con pendiente progresivamente menor.

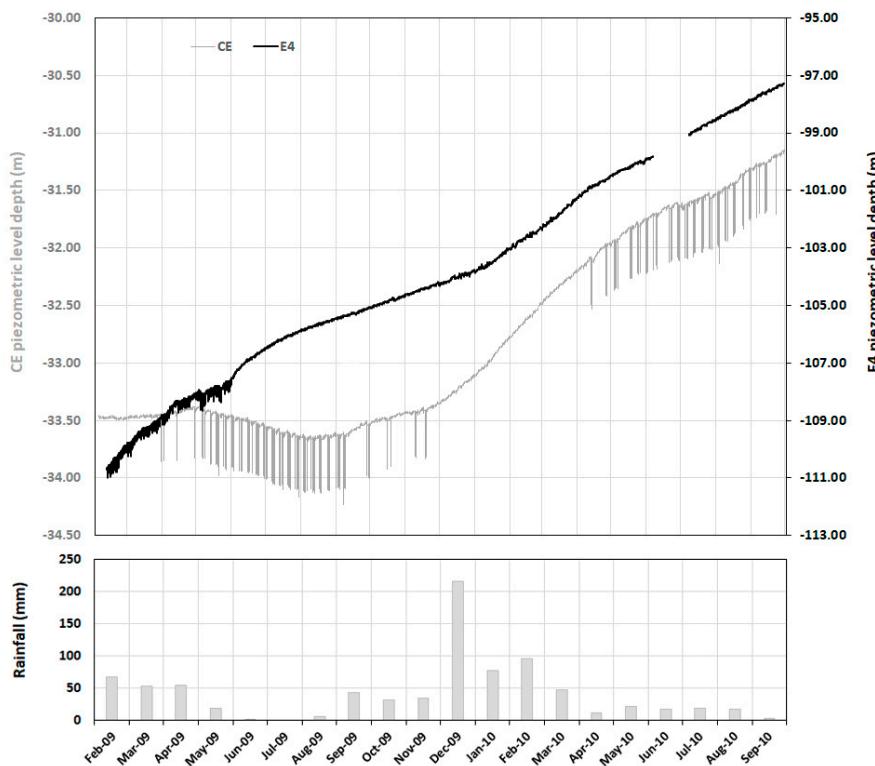


Fig. 3.- Precipitaciones mensuales en el área estudiada (estación IFAPA-Purchil) y evolución de la profundidad del nivel de agua en los sondeos CE y E4 entre febrero de 2009 y octubre de 2010.

Fig. 3.- Monthly rainfall in the studied area (IFAPA-Purchil station) and evolution of the water level depth in the CE and E4 soundings between February 2009 and October 2010.

Esta circunstancia se aprecia también, aunque interrumpida por un leve ascenso durante el periodo relativamente lluvioso 2009-2011, en el sondeo CE. Es patente asimismo en esta figura que la diferencia de nivel entre los dos puntos tiende a disminuir con el tiempo: desde valores entre 4 y 6 m en los primeros cinco años del registro, pasa a ser del orden de 1 m en los últimos cinco años del mismo.

En la figura 3 se representan las evoluciones del nivel en los sondeos E4 y CE durante el periodo de monitorización en continuo de dicha variable. Además de los descensos inducidos por los bombeos en la propia captación (CE) o por otras muy próximas (E4), se advierte en ambos casos que el periodo corresponde a una fase de ascenso general de los niveles, aunque la magnitud del ascenso es superior en el E4 (unos 14 m) que en el CE (2,5 m).

Otros resultados del presente estudio se refieren a datos hidrodinámicos obtenidos en los sondeos CE, NA y LA. En los tres casos los niveles se estabilizan a los pocos minutos de comenzar a bombeo. Una vez alcanzado el régimen estacionario, los valores de caudal específico de cada sondeo (Q_s) son aproximadamente 10 L/s·m (CE) y 50 L/s·m (NA y

LA). Las ecuaciones de la hidráulica de captaciones indican que estos valores son proporcionales a la transmisividad (T) del acuífero captado. En estos tres sondeos el espesor saturado captado no difiere significativamente, por lo que los valores reflejan que la conductividad hidráulica (K) global en los puntos cercanos al río Genil es cinco veces superior a la que existe en el punto FC.

Discusión

La heterogeneidad horizontal de K en el sector estudiado se manifiesta por los datos de las columnas litológicas de los sondeos (Benavente *et al.*, 2004). También por el incremento de los valores de Q_s desde la zona urbana hacia el río Genil, verosímilmente debido al aumento en la fracción gruesa (arenas y gravas) en el acuífero. Esto es acorde con el modelo general de sedimentación fluvial y ya había sido advertido en trabajos previos, bien a partir de mapas de isovalores de T (Castillo, 1995) o a partir de mapas de porcentajes de distintas fracciones granulométricas (Mateos *et al.*, 2017).

El efecto de la proximidad de un

borde conglomerático-arcilloso sometido a erosión hídrica debido a su elevación relativa reciente intensificaría la generación de discontinuidades en la vertical del AVG en este sector. Prueba de ello es el nivel freático colgado asociado al punto CC, del cual se ha comprobado en este trabajo su vaciado plurianual a un ritmo cada vez más amortiguado (Fig. 2). Este nivel debe drenar hacia otro inferior de menor potencial de forma natural, pero también lo hace a través de sondeos que lo atraviesan, como el CC).

La recarga por precipitación al AVG es minoritaria respecto de la que se produce a partir de las aguas superficiales, ya sea de forma directa o indirecta (riegos) (Castillo, 1995; Castillo *et al.*, 2010). En el caso de FC debe existir recarga por fugas de la red de abastecimiento y saneamiento. A este respecto, los datos de la figura 3 indican una recarga más efectiva en el punto E4 que en el CE. Esto deriva de la ubicación del E4 en un sector con altos valores de T y con facilidad de recibir recarga superficial del río Monachil (fig. 1), procedente de Sierra Nevada y de acuíferos de su orla carbonática (Kohfahl *et al.*, 2008).

Los resultados sugieren que la curva isopieza de 590 m pasa aproximadamente por LA, NA y, según las fechas, por E4. Esta curva ha sido considerada en estudios previos como referencia que delimita el gran conoide de depresión generado a lo largo de las últimas décadas, con trazados distintos según las condiciones hidrológicas imperantes (Castillo *et al.*, 2010; Mateos *et al.*, 2017). La línea FC-NA es paralela a la dirección de flujo subterráneo. El gradiente hidráulico estimado entre ambos puntos es del orden del 3,5 %. Esta cifra es superior a las que se deducen a partir de mapas de isopiezas del AVG de 1967 y 1994 (en Castillo, 1995): del orden del 1,5 % y 2 %, respectivamente. La diferencia puede deberse a una profundización en el ápice del mencionado conoide por el incremento en las extracciones que lo generan, pero también cabe la posibilidad de que el nivel del sondeo CE (y de otros del entorno de similar profundidad) haya quedado colgado debido al descenso piezométrico generalizado al que nos venimos refiriendo. Se requerirían estudios complementarios para pronunciarse al respecto, así como para diferenciar la influencia de la explotación de CE del drenaje hacia niveles más profundos.

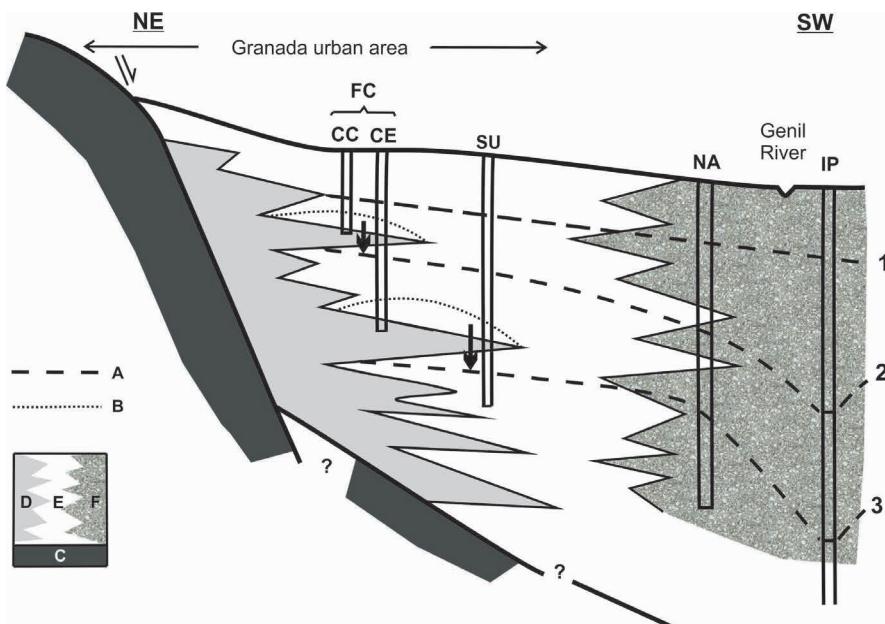


Fig. 4.- Corte hidrogeológico esquemático (sin escala) que interpreta los resultados del presente estudio. FC y NA: ver texto. SU representa un sondeo-tipo dentro del área urbana. IP representa el sector de mayor intensidad de bombeo. A: nivel piezométrico. B: nivel colgado. C: formación conglomerátrico-arcillosa. D: formación aluvial (AVG) con predominio de fracción limo y arcilla. E. Id. con equilibrio entre fracción fina y media. F: Id. con predominio de fracción media-gruesa. 1: piezometría hacia 1960-70. 2 y 3: evolucionando hacia la situación actual; se contempla la posibilidad de que el nivel en CE esté también colgado. Las flechas verticales representan drenaje de niveles colgados a través de captaciones que los atraviesan.

Fig. 4.- Schematic hydrogeological cross section (without scale) that interprets the results of the present study. FC and NA: see text. SU represents a typical well in the urban area. IP represents the sector with the highest pumping intensity. A: piezometric level. B: perched level. C: conglomerate-clayey formation. D: alluvial formation (AVG) with a predominance of silt and clay fraction. E. Id. with a balance between fine and medium fraction. F: Id. with a predominance of medium-coarse fraction. 1: watertable around 1960-70. 2 and 3: temporal evolution to the current situation, in which the possibility that the CE level is also perched is considered. The vertical arrows represent drainage of perched levels through wells that cross them.

Conclusiones

Este trabajo confirma que la respuesta hidrodinámica frente a la recarga del acuífero de la Vega de Granada (AVG) es más efectiva en el extremo SE del acuífero.

Se corrobora la heterogeneidad horizontal y vertical del AVG en su extremo oriental. En particular, se pone de manifiesto la existencia de un nivel colgado

bajo uno de los puntos estudiados (FC) y se caracteriza su vaciado plurianual. Cabe la posibilidad de que existan otros niveles colgados más profundos. Estas circunstancias se esquematizan en la figura 4, donde se consideran distintos escenarios de evolución piezométrica desde 1960-1970 hasta la actualidad como respuesta al creciente ritmo de bombeo.

Contribución de los autores

Los tres autores han contribuido en la adquisición y análisis de datos, figuras, edición y revisión del manuscrito.

Agradecimientos

Trabajo realizado en el marco del Plan Andaluz de Investigación, desarrollo e Innovación (Grupo RNM126).

Se agradece a los profesores del Master RHYMA de la Universidad de Málaga su colaboración en la obtención de algunos datos de este trabajo. Los comentarios recibidos por parte de dos revisores anónimos han contribuido a mejorar el manuscrito original. Nuestro agradecimiento por ello.

Referencias

- Azañón, J.M., Azor, A., Booth-Rea, G. y Torcal, F. (2004) *Journal of Quaternary Science*, 19, 219-227.
- Benavente, J., Castillo, A. y Sánchez-Díaz, L. 2004. *Geogaceta* 36, 119-122.
- Castillo, A. 1995. *Tierra y Tecnología* 9, 37-42.
- Castillo, A., Robles-Arenas, V.M., Sánchez-Díaz, L. y Martín-Rosales, W. 2010. *En Estudios hidrológicos, hidrogeológicos y ambientales como base de la gestión de los recursos hídricos* (J. Benavente y E. Díaz-Ucha, eds.), 17-84. IAH-Grupo Argentino.
- Kohfahl, C., Sprenger, C., Benavente, J., Meyer, H. y Fernández-Chacón, F. 2008. *Applied Geochemistry*, 23, 846-862.
- Mateos, R. M., Ezquerro, P., Luque, J. A., Béjar, M., Notti, D., Azañón, J.M., Montserrat, O., Herrera, G., Fernández-Chacón, F., Peinado, T., Galve, J.P., Pérez-Peña, J.V., Fernández-Merodo, J.A. y Jiménez-Sánchez, J. (2017) *Journal of Hydrology*, 553, 71-87.

Nueva delimitación de las masas de agua subterránea de la Demarcación Hidrográfica del Miño-Sil

New delimitation of groundwater bodies in the Miño-Sil River Basin District

Mónica Meléndez Asensio¹, Jesús del Pozo Tejado², Itziar Vadillo Santos³ y Carlos Ruiz del Portal Florido⁴

¹ C/ Matemático Pedrayes 25, 33005 Oviedo, Asturias. m.melendez@igme.es

² C/ Julián Camarillo 6B, 28037 Madrid. jdelpoz4@tragsa.es

³ C/ Progreso 6, 32005 Ourense. mivadillo@chminosil.es

⁴ C/ Curros Enríquez 4, 32003 Ourense. cruiz@chminosil.es

ABSTRACT

In the third planning cycle (2022-2027), the river basin management plans of some river basin districts introduce important advances. This is the case of the Miño-Sil plan, which includes a new delimitation of groundwater bodies in accordance with the European and Spanish specifications in this regard. This work shows a synthesis of the criteria followed in this process, necessarily adapted to the geological and hydrogeological singularity of the territory belonging to this demarcation. Thus, without losing sight of the criteria set forth in the current instructions, criteria such as hydrological divisions, the type of porosity and / or permeability and the concentration of significant pressures, among others, have been introduced. As a result, a MASb delimitation is obtained that is more easily adaptable to the hydrological planning process, but which still has some way to go when it comes to adapting the control networks to the new morphology and definition criteria used.

Key-words: Hydrological Planning, Miño-Sil Demarcation, Groundwater body, delimitation criteria, hydrogeology.

Geogaceta, 71 (2022), 51-54

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

La entrada en vigor de la Directiva Marco del Agua (DMA) (2000/60/EC) y su transposición a la legislación española (Ley 62/2003) supuso un profundo cambio en la gestión del agua, tanto a nivel europeo como nacional. La primera etapa de esta nueva planificación hidrológica incluyó la caracterización de las demarcaciones hidrográficas y el registro de sus zonas protegidas. También se realizó una descripción del medio hídrico, superficial y subterráneo, perteneciente a cada demarcación, así como de las diferentes presiones antrópicas existentes sobre dicho medio. Además, se procedió a la evaluación del riesgo de no alcanzar los objetivos medioambientales planteados en la DMA, para el medio hídrico.

En esta Directiva se definió el concepto "masa de agua subterránea" (MASb), como "un volumen claramente diferenciado de

aguas subterráneas de un acuífero o acuíferos", siendo la MASb, a partir de entonces, la unidad geográfica de referencia para la planificación de las aguas subterráneas.

En la Demarcación Hidrográfica del Miño-Sil (DHMS) se definieron un total de 6 MASb (Fig. 1) que ocupaban la totalidad del territorio, basadas parcialmente en las unidades hidrogeológicas definidas a finales de los años 80.

En la Tabla I se recogen los datos de superficie total y superficie permeable de las 6 MASb definidas. Tal y como se puede apreciar, tres de ellas cuentan con una extensión muy superior al resto. Las 3 MASb de tamaño más reducido, responden a un criterio de definición basado en la identificación de potentes depósitos detríticos, terciarios y cuaternarios, que dan lugar a los acuíferos más relevantes, a priori, de la demarcación. Por el contrario, las MASb de mayor superficie se delimitan a partir de las cuencas de los principales ríos de la DHMS (Miño y Sil),

RESUMEN

En el tercer ciclo de planificación (2022-2027), los planes hidrológicos de cuenca de algunas demarcaciones hidrográficas introducen importantes avances. Es el caso de la del Miño-Sil, en que se incluye una nueva delimitación de masas de agua subterránea más acorde con las especificaciones europeas y españolas en este sentido. En este trabajo se muestra una síntesis de los criterios seguidos en este proceso, necesariamente adaptados a la singularidad geológica e hidrogeológica del territorio perteneciente a esta demarcación. De este modo, sin perder de vista los criterios marcados en las instrucciones vigentes, se han introducido criterios como las divisorias hidrológicas, el tipo de porosidad y/o permeabilidad y la concentración de presiones significativas, entre otros. Como resultado, se obtiene una delimitación de MASb más fácilmente adaptable al proceso de planificación hidrológica, pero que aún tiene camino por recorrer a la hora de adaptar las redes de control a la nueva morfología y criterios de definición empleados.

Palabras clave: Planificación Hidrológica, Demarcación del Miño-Sil, Masa de agua subterránea, criterios de delimitación, hidrogeología.

Fecha de recepción: 28/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

compuestas principalmente por materiales ígneos y metamórficos, considerados de baja-muy baja permeabilidad. Tanto la gran extensión de estas MASb como la diversidad de litologías que las integran, hacen que existan grandes incertidumbres en cuanto a la representatividad de los datos obtenidos en los planes de control cualitativo y químico, así como en el cumplimiento los objetivos medioambientales evaluados a partir de estos datos.

Por este motivo, la Confederación Hidrográfica del Miño-Sil (CHMS) propició en colaboración con Instituto Geológico y Minero de España (IGME), una investigación (Meléndez y del Pozo, 2019) que tenía por objeto una nueva delimitación de masas de agua subterránea, siguiendo las indicaciones contenidas en la Instrucción de Planificación Hidrológica (IPH; Orden ARM/2656/2008) en la que se traducen los requerimientos de la Ley de Aguas, y en definitiva de la DMA.

MASb	Área (km ²)	Área permeable (km ²)
Código	Nombre	
011.001	Cuenca Alta del Miño	4676
011.002	Cuenca Baja del Miño	4476
011.003	Cuenca del Sil	7788
011.004	Cubeta del Bierzo	188
011.005	Aluvial del Bajo Miño	174
011.006	Xinzo de Limia	252
		17555
		2295

Tabla I.- MASb incluidas en el Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Miño-Sil 2016-2021.

Table I.- Groundwater bodies included in the River Basin Management Plan for the Miño-Sil River Basin District 2016-2021.

El objetivo final de este trabajo consistió en el establecimiento de una nueva delimitación de MASb en la DHMS, utilizando para ello una metodología sencilla, pero que a su vez requiere de un entendimiento conceptual de la dinámica hidrogeológica de la demarcación, y su integración en un

modelo de delimitación congruente, entendible y de resultados coherentes con la realidad hidrogeológica. Entre los avances, cabe destacar una nueva concepción las MASb como unidades que puedan constituir entidades de gestión, integrando, además, las aguas subterráneas de los acuíferos fisurados que podrían, a su vez, presentar relación hidráulica con las MASb constituidas por materiales detriticos.

Propuesta de delimitación de nuevas masas de agua subterránea

Con el objetivo de obtener una nueva delimitación de MASb, de dimensiones y características acordes a la planificación hidrológica (Real Decreto 907/2007), se elaboró un planteamiento inicial sobre los criterios que debían articular este proceso. En primer lugar, se utilizarían como referencia las pautas generales dictadas por Europa (European Comission, 2003), así como por la IPH a nivel nacional. En segundo lugar, habría que fijar los criterios de aplicación de estas normas a las características particulares de la demar-

cación del Miño-Sil, cuya naturaleza y comportamiento hidrogeológicos la distinguen de la mayoría de demarcaciones (a excepción de la DH de Galicia Costa).

Esta nueva delimitación debería ir un paso más allá de la pauta inicial que figura en la IPH, según la cual las masas de agua subterránea se establecen a partir de las Unidades Hidrogeológicas (UH) definidas en los planes hidrológicos de cuenca aprobados mediante Real Decreto 1664/1998 [...], puesto que el resultado de su aplicación ha sido insuficiente a nivel de demarcación. Tampoco los límites impermeables, las divisorias hidrogeológicas ni los cauces de ríos efluentes parecen ser soluciones plenamente adaptables a un territorio sustentado sobre litologías de origen ígneo y metamórfico.

Por este motivo, y con vistas a resolver la problemática del tamaño excesivo de las MASb no heredadas de las UH, hubo que establecer unos criterios de delimitación propios, sin perder de vista la normativa de referencia, ni los objetivos finales de las MASb resultantes. Así se adoptaron las pautas que a continuación se exponen de manera resumida:

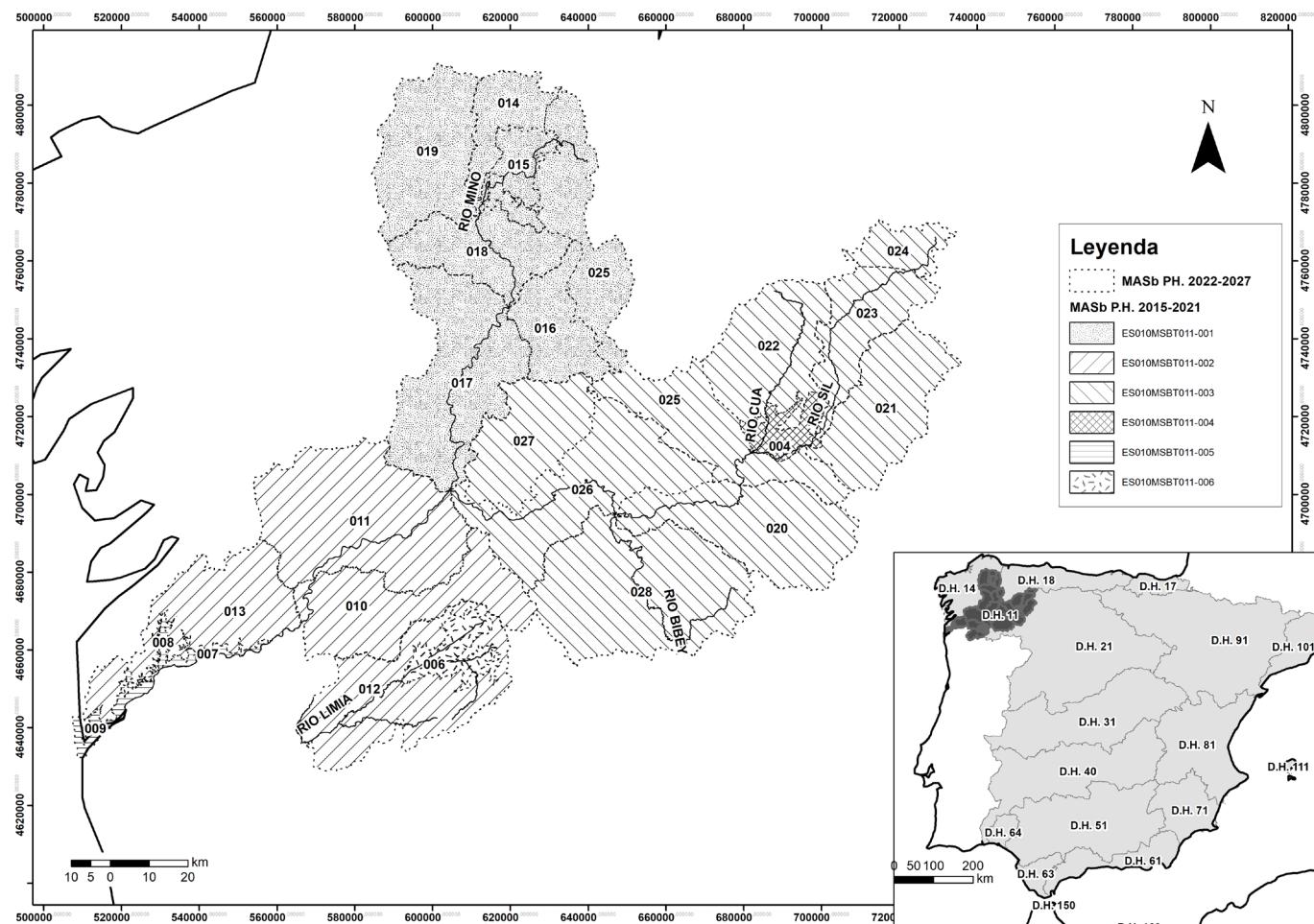


Fig. 1.- Delimitación inicial de las masas de agua subterránea en la Demarcación Hidrográfica del Miño-Sil.
Fig. 1.- Initial delimitation of groundwater bodies in the Miño-Sil River Basin District.

Como medida inicial, se optó por dar continuidad a las MASb definidas a partir de las UH originarias (UH de la Cubeta del Bierzo, Xinzo de Limia y el aluvial del Miño). Esta continuidad se refiere a la delimitación espacial en superficie, pero no así en la vertical, puesto que en la nueva delimitación se introduce la consideración de la posibilidad de que exista una relación hídrica de los niveles detríticos que las caracterizan con el sustrato ígneo y/o metamórfico subyacente.

En consonancia con este criterio, se procedió a la inspección hidrogeológica *in situ* de zonas que podrían considerarse análogas a las anteriores UH, con predominancia litológica de depósitos sedimentarios recientes (terciarios y cuaternarios), para evaluar la posibilidad de constituir una MASb por sí mismas. De este modo, se inspeccionaron áreas en los ríos Miño (curso alto), Cabe, Boeza y Ferreira entre otras. Como resultado, se incluyó la MASb de Terra Chá, en el curso alto del río Miño constituida por materiales aluviales del mismo.

El segundo criterio de análisis se basó en la premisa de considerar el horizonte

superficial de los terrenos no detríticos de la demarcación como el de mayor interés hidrogeológico. La dinámica hidrogeológica regional se concentra en los metros más superficiales del sustrato ígneo/metamórfico, a favor de los horizontes de alteración y/o fracturación, niveles que alcanzan diferente espesor en función de factores como el tipo de roca, altitud, pendiente, estado tensional, etc. En este escenario de dinámica "subsuperficial", las divisorias hidrogeológicas son prácticamente coincidentes con las divisorias de aguas superficiales (divisorias hidrológicas), por lo que se tomó éste último como un criterio fundamental en la delimitación final de MASb. Para la aplicación práctica de este criterio, se utilizó el Método Pfaffstetter modificado de delimitación en cuencas y subcuencas hidrográficas (Quintas Ripoll, 2016). Las cuencas hidrográficas resultantes se agruparon en cuencas mayores teniendo en cuenta la jerarquización hidrológica y la unicidad hidrológica e hidrogeológica del territorio.

En tercer lugar, se sometió a una revisión hidrogeológica el conjunto de los

recintos resultantes, con el objetivo de unificar criterios en torno a la característica común que determina la hidrogeología de la demarcación, como son los parámetros hidráulicos. Ante la lógica ausencia de datos fiables y representativos de estos parámetros, se optó por aunar grupos litológicos por características sí conocidas como es el tipo de permeabilidad y, en consecuencia, en el orden de magnitud de la conductividad hidráulica. Así se distinguió entre permeabilidad primaria (detrítica fundamentalmente) y secundaria. En este segundo grupo se diferenció entre la de tipo fisural (en rocas ígneas y metamórficas) con presencia de horizonte de alteración (equiparable en magnitud a las detríticas), y la de disolución o karstificación.

Por último, se introdujo un criterio de delimitación relacionado con las presiones significativas que ponen en riesgo evidente, de no alcanzar el buen estado cualitativo y/o químico a las respectivas MASb. Para esta actividad se contó con la información de presiones disponible en el 2º ciclo de planificación (PH del Miño-Sil

MASb	Nombre	Área (km ²)	UH	Litolog. Detritic.	Cuenca Hidrog.	Tipo de porosidad/permeabilidad					Presiones	
						Primaria	Secundaria					
							Fracturación		Alterac.			
							Ígnea	Metamórfica	Disolución /karstif.			
011.004	Cubeta del Bierzo	188	✓	✓		✓						
011.006	Xinzo de Limia	252	✓	✓		✓						
011.007	Aluv. del Bajo Miño II	53		✓		✓					✓	
011.008	Aluvial del Louro	29		✓		✓					✓	
011.009	Aluv. del Bajo Miño I	110		✓		✓					✓	
011.010	Arnoia	942			✓		✓	✓		✓		
011.011	Avia-Castrolo	1540			✓		✓	✓		✓		
011.012	Bajo Limia	1073			✓		✓			✓		
011.013	Tea	930			✓		✓			✓		
011.014	Támoga	444			✓		✓	✓		✓		
011.015	Terra Chá	225		✓		✓						
011.016	Neira	487			✓		✓	✓		✓		
011.017	Ferreira	1246			✓		✓	✓		✓		
011.018	Miño-Chamoso-Narla	636			✓		✓	✓		✓		
011.019	Ladra	885			✓		✓	✓		✓		
011.020	Cabrera	1034			✓			✓		✓		
011.021	Boeza	843			✓			✓		✓		
011.022	Burbia-Cúa	858			✓			✓		✓		
011.023	Alto Sil	593			✓			✓		✓		
011.024	Caboalles	238			✓					✓		
011.025	Selmo-Vegadeo	1544						✓		✓		
011.026	Lor-San Esteban	1138			✓		✓	✓				
011.027	Cabe	733			✓		✓	✓		✓		
011.028	Návea-Xares-Bibey	1559			✓		✓	✓		✓		
ÁREA TOTAL		17580										

Tabla II.- Nueva delimitación de la Demarcación Hidrográfica del Miño-Sil. Criterios de delimitación.

Table I.- New delimitation of the Miño-Sil River Basin District. Delimitation criteria.

2016-20121). Acorde con este criterio se procedió a la división de la MASb del Aluvial del Miño en tres nuevas MASb (Aluvial del Bajo Miño I, Aluvial del Bajo Miño II y Aluvial del Louro), de forma que las presiones se concentran en el aluvial del Louro, reduciéndose así el área de aplicación de medidas. El resumen de la aplicación de estos criterios sobre las masas se muestra en la Tabla II y la delimitación resultante, en la figura 1.

Cabe indicar que, como base de cartografía geológica e hidrogeológica en la realización de este trabajo se empleó la cartografía geológica digital GEODE a escala 1:50.000 de las zonas Asturoccidental-Leonesa, Galicia Tras-Os-Montes y Centro Ibérica: Dominio del Ollo de Sapo (González Menéndez, L. et al., 2007; Díez Montes, A. et al. 2009; Villar Alonso, P. et al., 2007), y los mapas hidrogeológico y de permeabilidad del IGME, a escala 1:200.000 (del Pozo, M. y Fábregat, V. 2000).

Conclusiones

La nueva delimitación de la Demarcación Hidrográfica del Miño-Sil supone que el tamaño de las MASb esté más acorde con las especificaciones europeas y españolas. Esta delimitación ha incluido, entre otras mejoras respecto a las anteriores divisiones hidrogeológicas, el concepto de que pueda existir una conexión hídrica entre los depósitos de las cubetas detriticas y cuaternarios con los materiales subyacentes.

Por ende, esta nueva delimitación requiere de una nueva configuración de la red de control cuantitativa y química, adaptadas ambas a la morfología de la nuevas MASb y que asimilén los criterios de definición empleados. Esta premisa será tenida en consideración en la mejora

de las redes de control, por lo que la representatividad de los puntos de control se verá incrementada significativamente. Esto supondrá una mejoría en la fiabilidad de la evaluación del estado cualitativo y cuantitativo

Este trabajo requiere una continuidad en la caracterización geológica e hidrogeológica de las nuevas MASb y, por tanto, se debe tener en consideración que a medida que avance el conocimiento en materia de aguas subterráneas sobre la demarcación, los límites de las masas serán susceptibles de modificación.

Contribución de los autores

Mónica Meléndez y Jesús del Pozo se han encargado de la adquisición y análisis de datos y obtención de resultados, de la estructura y redacción del texto además de la edición de las figuras incluidas.

Itziar Vadillo y Carlos Ruiz del Portal han contribuido a la adquisición de datos además de la revisión del manuscrito.

Agradecimientos y financiación

El presente trabajo ha sido financiado mediante un contrato menor promovido por la Confederación Hidrográfica del Miño-Sil en el ejercicio de 2019.

Se hace constar el agradecimiento a los revisores por su esfuerzo, dedicación y aportaciones, que, sin duda, han supuesto una mejora notable en el trabajo presentado.

Referencias

European Comission (2003). *Common Implementation Strategy for the Water Framework Directive (2000/60/EC)*.

Guidance document nº2 Identification of Water Bodies. Consultado en <https://circabc.europa.eu/>

Díez Montes, A. González Menéndez, L., Martínez Catalán, J.R. y Gallastegui, G. (2009) *Mapa Geológico Digital continuo E. 1; 50.000, Zona Galicia Tras-Os-Montes (Zona 1200)*. En GEODE Mapa Geológico Digital continuo de España [en línea]. [fecha consulta: 11/ 2017]. En: www.igme.es.

González Menéndez, L., Heredia, N. y Marcos A. (2007) *Mapa Geológico Digital continuo E. 1; 50.000, Zona Asturoccidental-Leonesa (Zona 1100)*. En GEODE Mapa Geológico Digital continuo de España [en línea]. [fecha consulta: 11/ 2017]. En: www.igme.es.

Meléndez, M. y del Pozo, J. (2019). *Nueva delimitación de las masas de agua subterránea de la demarcación hidrográfica del Miño-Sil y su caracterización hidrogeológica*. Centro de documentación del IGME, Madrid.

Del Pozo, M. y Fábregat, V. (2000). *Mapa de permeabilidad de España E:1:200.000*. Madrid.

Quintas Ripoll, L. (2016). Clasificación hidrográfica de los ríos de España. Revista Digital Del Cedex, (182), 5. Recuperado a partir de <http://193.145.71.12/index.php/ingenieria-civil/article/view/444>.

Villar Alonso, P., Portero Urroz, G., González Cuadra, P., García Crespo, J., Nieto García, A. B., Rubio Pascual, F. J., Gómez Fernández, F. y Jiménez Benayas, S. (2007). *Mapa Geológico Digital continuo E. 1; 50.000, Zona Centroibérica, Dominio del Ollo de Sapo (Zona 1300)*. En GEODE Mapa Geológico Digital continuo de España [en línea]. [fecha consulta: 11/ 2017]. En: www.igme.es.

Cambios en las asociaciones recientes de foraminíferos bentónicos en el estuario del Nalón (Asturias)

Changes in recent benthic foraminiferal assemblages of the Nalón estuary (Asturias)

Jon Gardoki¹, Alejandro Cearreta¹, María Jesús Irabien¹, José Gómez-Arozamena², Víctor Villasante-Marcos³ y Ane García-Artola¹

¹ Departamento de Geología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao, España. jon.gardoqui@ehu.eus, alejandro.cearreta@ehu.eus, mariajesus.irabien@ehu.eus, ane.garcia@ehu.eus

² Departamento de Ciencias Médicas y Quirúrgicas, Universidad de Cantabria UC, Avenida Herrera Oria s/n, 39011 Santander, España. jose.gomez@unican.es

³ Observatorio Geofísico Central, Instituto Geográfico Nacional, Real Observatorio de Madrid, C/Alfonso XII 3, 28014 Madrid. España. vvillasante@mitma.es

ABSTRACT

The recent sedimentary record of the Nalón estuary was analysed using two intertidal cores and dated by ^{210}Pb and ^{137}Cs . The results show for the first time its characteristic benthic foraminiferal assemblages constituted by a total of 46 species, as well as the important changes experienced by these assemblages, in agreement with the environmental magnetism variations, probably due to mining activities since 1850 CE that suggest degraded environmental conditions. These characteristics persisted for decades, even beyond the closure of the coal and mercury mining activities, until the 21st century, when a slight environmental regeneration process has been observed.

Key-words: benthic foraminifera, radionuclides, environmental magnetism, human impact.

RESUMEN

Se ha analizado el registro sedimentario reciente del estuario del Nalón a partir de dos sondeos intermareales que han sido datados mediante ^{210}Pb y ^{137}Cs . Los resultados muestran por primera vez sus asociaciones características de foraminíferos bentónicos, constituidas por un total de 46 especies, así como los importantes cambios experimentados por estas asociaciones, en consonancia con las variaciones en el magnetismo ambiental, como consecuencia, posiblemente, de las actividades mineras desde 1850 CE que sugieren unas condiciones ambientales deterioradas. Estas malas condiciones persistieron durante décadas, incluso más allá del cese de la minería de mercurio y carbón, hasta el siglo XXI cuando se ha comenzado a observar una leve recuperación ambiental.

Palabras clave: foraminíferos bentónicos, radionúclidos, magnetismo ambiental, impacto humano.

Geogaceta, 71 (2022), 55-58
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 15/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

Introducción

La explotación de recursos minerales desde el inicio de la Revolución Industrial a finales del siglo XIX en el N de la península ibérica, ha dado lugar a la liberación de diferentes residuos y elementos potencialmente tóxicos observables en los medios sedimentarios litorales mediante sus señales geológicas distintivas (Cearreta *et al.*, 2002).

El estuario del Nalón (Asturias, 43° 32' N; 6° 04' O) presenta un trazado sinuoso, con una longitud de 12,6 km, un área aproximada de 260 ha y una fuerte influencia fluvial (Cabrera Ceñal y Flor, 1993) determinada, parcialmente, por las grandes dimensiones de su cuenca hidrográfica. En ella se localizan los extensos yacimientos de carbón de la Cuenca Carbonífera Central e importantes yacimientos polimetálicos, destacando los de mercurio (Luque y Gutiérrez-Claverol, 2006).

En la parte media del estuario se han desarrollado dos marismas, una en

el margen izquierdo (24 ha) y otra en el derecho (8 ha), donde estudios recientes han confirmado la presencia en los sedimentos de una importante concentración de metales traza (Hg, As y Sb principalmente) asociada a las actividades mineras desarrolladas en la cuenca hidrográfica durante los últimos 150 años (García-Ordiáñez *et al.*, 2019).

Hasta ahora se desconocían las asociaciones de foraminíferos bentónicos (protistas de caparazón mineralizado muy sensibles a las variaciones ambientales en medios marinos y litorales) presentes en este estuario, así como su respuesta al estrés ambiental provocado por esta actividad minera. En el presente trabajo se ha procedido al estudio de dos sondeos cortos (50 cm de profundidad) desde una perspectiva multidisciplinar (foraminíferos bentónicos, sedimentología, radionúclidos y magnetismo ambiental) con el objetivo de caracterizar las asociaciones de foraminíferos bentónicos y reconstruir la evolución ambiental reciente de este medio estuarino.

Materiales y métodos

En octubre de 2020 se perforaron 2 sondeos manuales mediante tubos de PVC de 50 cm de longitud (3 réplicas en cada punto de muestreo) en la llanura intermareal media del estuario, en puntos contiguos a los márgenes derecho (sondeo Castillo) e izquierdo (sondeo Muros) (Fig. 1). Para los análisis micropaleontológicos, sedimentológicos, radioisotópicos y de magnetismo los sondeos fueron secionados longitudinalmente y cortados a intervalos de 1 cm. Las muestras destinadas al estudio micropaleontológico y sedimentológico (64) fueron secadas a 40 °C, lavadas en tamices de 2 mm y 63 μm de luz de malla, y de nuevo secadas a 40 °C. Posteriormente, los microfósiles presentes se concentraron por flotación mediante tricloroetileno. En cada etapa se pesó el sedimento disponible para el cálculo de los porcentajes de arena y fango. La identificación taxonómica fue realizada siguiendo la clasificación de

Loeblich y Tappan (1988) y las posteriores actualizaciones recogidas en World Register of Marine Species (WoRMS, 2021). En cada muestra se extrajeron, siempre que fue posible, un total de 300 caparazones mediante una lupa binocular de luz reflejada. Los resultados para cada especie fueron expresados en porcentaje de su abundancia, mientras que la densidad de foraminíferos fue expresada como el número total de individuos por 15 g de sedimento seco y agrupada en los valores establecidos por García-Artola *et al.* (2016) para los estuarios del N de España.

Las concentraciones de los radionúclidos naturales ^{210}Pb y ^{226}Ra y artificial ^{137}Cs se analizaron en 88 muestras mediante espectrometría gamma en la Universidad de Cantabria utilizando un detector HPGe. Para la medida de la susceptibilidad magnética, 98 muestras se secaron a 40 °C y se utilizó un equipo Bartington MS3/MS2B. Cada muestra se midió diez veces, calculando la media y la desviación típica.

Resultados y Discusión

Se han extraído un total de 10754 caparazones, agrupados en 46 especies, las cuales han sido ya descritas en otros estuarios de la costa cantábrica (e.g., Cearreta, 1988; Cearreta *et al.*, 2002; Pascual *et al.*, 2009; García-Artola *et al.*, 2016) y que representan una importante diversidad, hasta ahora desconocida. Basándose en la presencia, abundancia y dominancia de los distintos taxones encontrados, se han diferenciado varias zonas denominadas *Intervalos* con características diferentes en los dos sondeos estudiados y cuyos resultados aparecen expresados en la Tabla I.

Sondeo Castillo

La base del sondeo y las muestras superiores presentan partículas esferoidales carbonáceas por lo que, de manera aproximada, nos indicarían que se trata de un registro posterior a 1850 CE (Swindles *et al.*, 2015), mientras que la ausencia de ^{137}Cs en todos los intervalos del sondeo sugiere que se trata de un registro previo a 1945 CE (Hancock *et al.*, 2014).

El *Castillo-Intervalo 1* (CI1; 50-16 cm) presenta un contenido en arena variable y unas densidades de foraminíferos de bajas a muy bajas (Tabla I). Las especies principales son *Haynesina germanica* (Ehrenberg), *Cribroelphidium excavatum* (Terquem), *Cribroelphidium williamsoni*

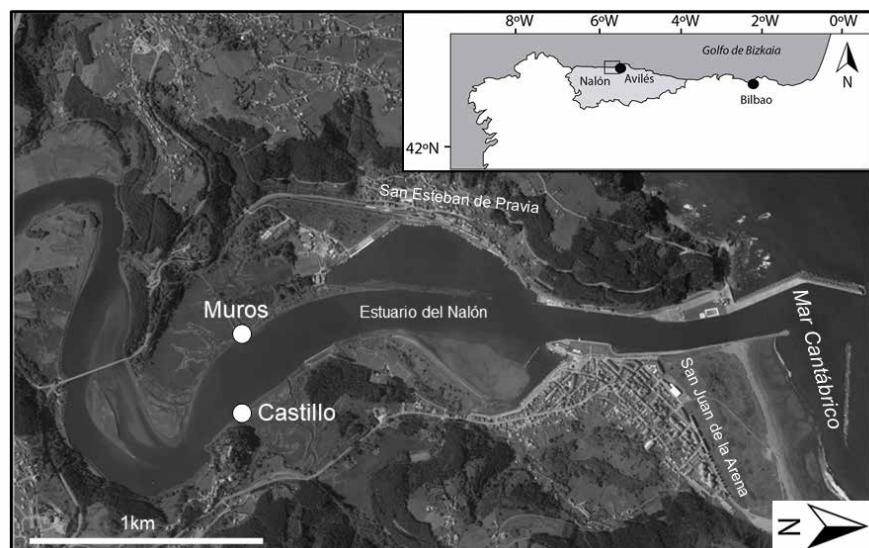


Fig. 1. Localización de los sondeos (círculos) analizados en el estuario del Nalón.
Fig. 1. Location of cores (circles) analysed in the Nalón estuary.

(Haynes) y *Ammonia tepida* (Cushman). A su vez, la susceptibilidad magnética muestra unos valores moderados.

El *Castillo-Intervalo 2* (CI2; 16-0 cm) presenta un descenso del contenido en arena y una densidad de foraminíferos muy baja (Tabla I). Desde el punto de vista microfaunístico, se registra un ligero descenso en la abundancia de taxones hialinos hacia el techo (*H. germanica*, *A. tepida*, *C. excavatum* y *C. williamsoni*), y un aumento de las especies aglutinantes *Trochammina inflata* (Montagu), *Entzia macrescens* (Brady) y *Miliammina fusca* (Brady). Del mismo modo, la susceptibilidad magnética en este intervalo se incrementa, aunque con un comportamiento fluctuante.

Sondeo Muros

Mediante la aplicación del modelo *Constant Rate of Supply* (CRS) (Sánchez-Cabeza *et al.*, 2012), a partir del inventario de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ se ha podido estimar que la base del sondeo corresponde a 1966 CE \pm 16 años.

El *Muros-Intervalo 1* (MI1; 50-13 cm; ~1966-2008 CE) está dominado por sedimentos de granulometría fina, y por unas densidades de foraminíferos considerablemente bajas. Esta zona presenta dos secciones (44-30 cm; ~1980-1994 CE) y (19-13 cm; ~2003-2008 CE) con <100 caparazones, siendo las especies que aparecen con mayor frecuencia *H. germanica*, *A. tepida*, *C. excavatum*, *T. inflata*, *E. macrescens* y, en menor medida, *M. fusca*. Paralelamente, la susceptibilidad magnética muestra valores mucho mayores

que en el sondeo Castillo (Tabla I), con un máximo a 40 cm de profundidad y otro máximo relativo en 17 cm, ambos coincidiendo con las zonas de menor abundancia de foraminíferos.

El *Muros-Intervalo 2* (MI2; 13-0 cm; ~2008-2020 CE), con un contenido en fango mayoritario, muestra un ligero aumento en la concentración de foraminíferos desde muy baja a moderada (Tabla I), acompañado por un descenso progresivo en la susceptibilidad, con los menores valores de todo el sondeo detectados en los 5 cm superiores. Asimismo, este intervalo, a pesar de presentar elevadas abundancias de los taxones *H. germanica* y *A. tepida*, tiene una importante representación de las especies aglutinantes *M. fusca*, *E. macrescens* y *T. inflata*.

En consecuencia, cada sondeo ha resultado representativo de fases cronológicas diferentes y, por ello, registra etapas ambientales distintas.

Interpretación ambiental

La asociación del intervalo CI1, formada principalmente por especies hialinas salobres, sugiere un ambiente deposicional de llanura intermareal alta restringida (Murray y Hawkins, 1976). Desde el punto de vista sedimentológico, este ambiente intermareal se caracteriza por una mezcla de fango y arena, siendo el componente arenoso ligeramente mayor, y concuerda con las elevadas abundancias de *C. excavatum*, un taxón distribuido preferentemente en sustratos arenosos (Murray, 2006). Asimismo, las bajas abundancias

Sondeos		Castillo				Muros			
Intervalos		CII (50-16 cm; Post-1850-Pre-1945 CE)		CII (16-0 cm; Post-1850-Pre-1945 CE)		MII (50-13 cm; ~1966-2008 CE)		MII (13-0 cm; ~2008-2020 CE)	
Tamaño de grano (%) (n = 64)		Arena 53,7 ± 12,8		Fango 46,3 ± 12,8		Arena 34,2 ± 8,7		Fango 65,8 ± 8,7	
Número de especies		7 ± 2		8 ± 1		9 ± 5		11 ± 2	
Densidad de foraminíferos (Nº caparazones/15g)		31 ± 25		42 ± 22		18 ± 18		93 ± 61	
Asociación (%) (n = 64)		<i>H. germanica</i> 51 ± 15,7 <i>C. excavatum</i> 22,5 ± 12,4 <i>A. tepida</i> 12,8 ± 10,4 <i>C. williamsoni</i> 10,6 ± 5,4		<i>H. germanica</i> 59,7 ± 5,2 <i>A. tepida</i> 18,9 ± 6,1 <i>C. williamsoni</i> 7 ± 3,7 <i>C. excavatum</i> 6,6 ± 4,6 <i>T. inflata</i> 2,7 ± 2 <i>E. macrescens</i> 2,6 ± 4,2 <i>M. fusca</i> 2,5 ± 2,4		<i>H. germanica</i> * <i>A. tepida</i> * <i>C. excavatum</i> * <i>T. inflata</i> * <i>E. macrescens</i> * <i>M. fusca</i> *		<i>H. germanica</i> 52,8 ± 7,2 <i>A. tepida</i> 19,8 ± 3,8 <i>T. inflata</i> 8,7 ± 1,8 <i>M. fusca</i> 8,3 ± 9,6 <i>E. macrescens</i> 4,5 ± 2,9	
Taxones marinos (%)		1,1 ± 1,1		0,1 ± 0,1		-		0,3 ± 0,3	
Susceptibilidad magnética (m³·kg⁻¹) (n = 98)		2,7 · 10⁻⁷ ± 0,9 · 10⁻⁷		5,3 · 10⁻⁷ ± 2,3 · 10⁻⁷		3,5 · 10⁻⁶ ± 0,8 · 10⁻⁶		3,0 · 10⁻⁶ ± 1,0 · 10⁻⁶	

Tabla I. Resumen de los datos sedimentológicos, microfaunísticos y de magnetismo ambiental para cada intervalo de los sondeos Castillo y Muros (Estuario del Nalón). El primer valor representa la media mientras que el segundo indica la desviación estándar.

Table I. Summary of sedimentological, microfaunal and environmental magnetism data of the Castillo and Muros core (Nalón Estuary). The first value represents the median while the second value indicates the standard deviation.

de taxones marinos indican una escasa influencia oceánica dentro del estuario, reflejando el fuerte carácter de los procesos continentales en este medio transicional.

Respecto al intervalo CII, desde un punto de vista ecológico, *M. fusca* es un claro indicador de un ambiente de baja salinidad, mientras que *T. inflata* y *E. macrescens* son especies que habitan en marismas vegetadas inter- y supramareales (Nixon *et al.*, 2009). Por tanto, la dominancia de especies salobres, junto con la presencia de taxones marismeños aglutinantes, el incremento de sedimentos de granulometría más fina y la casi total ausencia de caparazones marinos en CII indicarían una transición ambiental hacia una zona de marisma baja con, posiblemente, una mayor influencia dulceacuícola (Murray y Hawkins, 1976). Esto es congruente con el carácter fuertemente fluvial de este estuario (Cabrera Ceñal y Flor, 1993).

Las concentraciones generales de foraminíferos desde 1850 CE en el Nalón, son considerablemente más bajas que las encontradas en otros estuarios cantábricos (García-Artola *et al.*, 2016). Es probable que estas bajas densidades de foraminíferos, acompañadas por unos valores moderados de susceptibilidad magnética (y por tanto, en primera aproximación, de contenido en minerales ferromagnéticos), se encuentren determinadas por factores antrópicos,

ya que el estuario del Nalón y su cuenca hidrográfica han estado condicionados por las intensas actividades mineras a lo largo de los últimos 150 años (Luque y Gutiérrez-Claverol, 2006). De acuerdo con García-Ordiales *et al.* (2019), desde 1850 CE se observa un enriquecimiento en metales, particularmente Hg y As, en el registro sedimentario que estaría asociado a las explotaciones mercuríferas de la cuenca que comenzaron, aproximadamente, a partir de esa fecha y que tuvieron su máximo auge entre las décadas de 1960 y 1970 (Luque y Gutiérrez-Claverol, 2006). No obstante, la ausencia total de ¹³⁷Cs en el sondeo Castillo indica claramente que no ha registrado la sedimentación posterior a 1945 CE, lo cual podría estar determinado por las recurrentes avenidas fluviales ocurridas en el bajo Nalón, así como por los numerosos dragados realizados en el estuario para facilitar la navegación (García-Ordiales *et al.*, 2020), que podrían haber eliminado la secuencia superior del registro.

Las asociaciones presentes en Muros están compuestas por especies hialinas salobres con una escasa abundancia de taxones marinos que sugieren, de nuevo, un ambiente de llanura intermareal media-alta (Murray y Hawkins, 1976). En este contexto deposicional, las muy bajas densidades de foraminíferos en el intervalo MII desde 1966 a 2008 CE están acompañadas por valores altos de la susceptibili-

lidad magnética, indicando una posible contaminación o cambios en las condiciones del estuario de origen antrópico, a pesar de que la minería de mercurio cesara en la década de 1970. Por el contrario, desde 2008 CE hasta la actualidad (MII) el descenso en la susceptibilidad magnética y el ligero incremento en la densidad de foraminíferos, parecen indicar una sensible recuperación ambiental, pero sin llegar aún a alcanzar valores similares a los de áreas estuarinas ambientalmente recuperadas (García-Artola *et al.*, 2016). Las bajas densidades de foraminíferos apuntan a que las condiciones ambientales del estuario todavía se encuentran afectadas. Esta permanencia en un estado ecológico deteriorado es posible que esté parcialmente relacionada con las importantes cantidades de material sedimentario enriquecido en As y Hg que parece seguir fluyendo desde la cuenca hidrográfica hasta el estuario, a pesar del cese de la actividad minera (García-Ordiales *et al.*, 2018).

En consecuencia, debido a que el estuario del Nalón sigue recibiendo un flujo continuo de elementos potencialmente tóxicos, y a que las marismas de su parte media, que son grandes almacenes de estos elementos, podrían ser fácilmente erosionables (García-Ordiales *et al.*, 2019), la vigilancia y la implementación de medidas activas de recuperación ambiental parecen extremadamente necesarias.

Conclusiones

El registro sedimentario reciente del estuario del Nalón alberga una importante diversidad de foraminíferos bentónicos y permite ampliar los conocimientos sobre la distribución de los foraminíferos en el margen noratlántico ibérico. Este primer estudio de aproximación al estado ecológico del estuario muestra como la microfauna señala un estrés ambiental significativo generado a lo largo del tiempo, coincidente con valores moderados y altos en la susceptibilidad magnética. A pesar de observarse en la actualidad una leve recuperación ambiental, todavía son necesarios análisis profundos sobre su transformación ambiental para determinar con mayor precisión qué procesos de forzamiento ambiental han dado lugar a estos cambios, así como labores exhaustivas de vigilancia y medidas activas para la correcta gestión de sus sedimentos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos ANTROPICOSTA-2 (RTI2018-095678-B-C21 (MCIU/AEI/FEDER, UE) y Harea-Geología Litoral (IT976-16). Jon Gardoki ha recibido una beca FPI del Gobierno Vasco (PRE_2020_1_0035). Juan Usera (Universitat de València) y un revisor anónimo mejoraron la versión original

de este manuscrito con sus comentarios.

Referencias

- Cabrera Ceñal, R. y Flor, G. (1993). *Cuaternario y Geomorfología* 7, 23-34.
- Cearreta, A. (1988). *Revista Española de Paleontología* 3, 23-38.
- Cearreta, A., Irabien, M.J., Ulibarri, I., Yusta, I., Croudace, I.W. y Cundy, A.B. (2002). *Marine Pollution Bulletin* 44, 487-503.
- García-Artola, A., Cearreta, A., Irabien, M.J., Leorri, E., Sánchez-Cabeza, J.A. y Corbett, D.R. (2016). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 171, 66-76.
- García-Ordiales, E., Covelli, E., Rico, J.M., Roqueñí, N., Fontolan, G., Flor-Blanco, G., Cienfuegos, P. y Loredo, J. (2018). *Chemosphere* 198, 281-289.
- García-Ordiales, E., Cienfuegos, P., Roqueñí, N., Covelli, S., Flor-Blanco, G., Fontolan, G. y Loredo, J. (2019). *Environmental Science and Pollution Research* 26, 3115-3128.
- García-Ordiales, E., Flor-Blanco, G., Roqueñí, N., Covelli, S., Cienfuegos, P., Álvarez, R., Fontolan, G. y Loredo, J. (2020). *Marine Geology* 424, 106167.
- Hancock, G.J., Tims, S.G., Fifield, L.K. y Webster, I.T. (2014). The release and persistence of radioactive anthropogenic nuclides. *Geological Society, Special Publications*, 395, 265-281.
- Loeblich, A.R. y Tappan, H. (1988). *Foraminiferal Genera and Their Classification*. Springer US, New York, 2031 p.
- Luque, C. y Gutiérrez-Claverol, M. (2006). *La minería del mercurio en Asturias: Rastros Históricos*. Eujoa, Mieres, 560 p.
- Murray, J.W. (2006). *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, Cambridge, 426 p.
- Murray, J.W. y Hawkins, A.B. (1976). *Journal of Geological Society of London* 132, 385-398.
- Nixon, F.C., Reinhardt, E.G., Rothaus, R. (2009). *Marine Geology* 257, 41-53.
- Pascual, A., Martínez-García, B., Rodríguez Lázaro, J., Martín-Rubio, M. (2009). *Geogaceta* 47, 45-48.
- Sánchez-Cabeza, J.A. y Ruiz-Fernández, A.C. (2012). En: *Radiocronología de Sedimentos Costeros Utilizando ²¹⁰Pb: Modelos, Validación y Aplicaciones* (J.A. Sánchez-Cabeza, M. Díaz-Asencio y A.C. Ruiz-Fernández, Eds.). Organismo Internacional de Energía Atómica, Viena, 47-61.
- Swindles, G.T., Watson, E., Turner, E., Galloway, J.M., Hadlari, T., Wheeler, J. y Bacon, K.L. (2015). *Scientific Reports* 5, 10264.
- WoRMS (2021). <http://www.marinespecies.org/foraminifera/> (acceso julio 2021).

Evaluación y zonificación de la susceptibilidad por desprendimientos en la Ruta de Las Xanas (Asturias)

Evaluation and zoning of rockfall hazard in the Las Xanas Route (Asturias)

Claudia Alonso Cordero¹, María José Domínguez-Cuesta¹ y José Cuervas-Mons¹

¹Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005. Oviedo, España.

claudialonsoordero9@gmail.com; dominguezmaria@uniovi.es; jcuervas@geol.uniovi.es

ABSTRACT

In this work, a rockfall susceptibility analysis was carried out in the Ruta de Las Xanas, Asturias. For this purpose, a methodological procedure was established consisting of: i) bibliographic compilation and acquisition of geospatial data of the area; ii) photo-interpretation and fieldwork, which included mapping of slope deposits and identification of susceptibility determining factors; iii) zoning of the susceptibility by sections by a Geographic Information System (GIS). The susceptibility zoning has let to establish that most of the route (76%, 2724.7 m) has low or medium-low susceptibility values, although there is a total of 863.4 m (24% of the route) whose susceptibility varies from medium-high to very high.

Key-words: Rockfall, hazard, Las Xanas trail.

Geogaceta, 71 (2022), 59-62
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

La Ruta de Las Xanas (Fig. 1) discurre por los concejos de Santo Adriano, Proaza y Quirós (Principado de Asturias), atravesando el desfiladero del Arroyo de Las Xanas, de origen fluvikárstico. La Ruta presenta una longitud total de 3,7 km, de los cuales 2 km corresponden al desfiladero, salvando un desnivel de 500 m. Se trata de una ruta senderista muy conocida y con un grado de dificultad bajo, recibiendo miles de visitantes al año. En la senda se han producido varios desprendimientos de roca de distinta magnitud (Valenzuela *et al.*, 2017), llegando a estar cerrada al público durante 53 días en el año 2018.

El objetivo de este trabajo es evaluar la susceptibilidad ligada a desprendimientos de roca en la senda, para elaborar una zonificación de dicha susceptibilidad a lo largo de su trazado.

Área de estudio

El desfiladero del Arroyo de Las Xanas fue declarado Monumento Natural en abril

de 2002 (Decreto 40/2002 BOPA) e incluido en la Red Regional de Espacios Naturales Protegidos del Principado de Asturias. Está emplazado sobre materiales calcáreos que han dado lugar a laderas de fuerte pendiente y marcados escarpes rocosos. La superficie de ladera por encima de la Ruta hasta la divisoria es de 625.300 m², de los cuales el 27,8% presenta pendientes superiores a 40°. La longitud de ladera por encima de la senda es de 1627 m y la máxima altura a la que transcurre la senda respecto al fondo del valle es de 127 m.

Por las paredes del desfiladero transita una vía tallada en la roca en la primera mitad del siglo XX. Presenta 1 m de ancho en la mayor parte del recorrido, estrechándose en algunos tramos hasta los 60 cm y discurriendo en dos ocasiones bajo túneles excavados en el propio macizo (Figs. 2A y B). En determinadas zonas se han colocado protecciones para evitar que los canchales invadan la senda. Además, en julio de 2021 se renovaron diferentes elementos de seguridad, tales como cuerdas para agarrarse en los tramos más estrechos, barandillas y pasos de madera. Al inicio de la senda existe un panel informativo

RESUMEN

En este trabajo se realizó un análisis de la susceptibilidad ligada a desprendimientos de roca en la Ruta de Las Xanas, Asturias. Para ello, se estableció un procedimiento metodológico que consistió en: i) recopilación bibliográfica y adquisición de datos geoespaciales de la zona; ii) fotointerpretación y trabajo de campo, que incluyó cartografía de depósitos de ladera e identificación de factores determinantes de la susceptibilidad; iii) zonificación de la susceptibilidad por tramos mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG). La zonificación de la susceptibilidad ha permitido establecer que la mayoría de la ruta (76%, 2724,7 m) presenta susceptibilidad baja o media-baja, aunque hay un total de 863,4 m (24% de la ruta), cuya susceptibilidad varía de media-alta a muy alta.

Palabras clave: Desprendimientos, peligrosidad, Ruta de Las Xanas.

Fecha de recepción: 15/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

con recomendaciones de carácter general y una señal que advierte del peligro por desprendimientos de roca (Fig. 2C).

La ruta se ubica dentro del dominio oceánico de Europa occidental. Presenta un clima desarrollado bajo influencia atlántica y caracterizado por temperaturas suaves y precipitaciones abundantes y regulares a lo largo de todo el año, con nevadas en invierno y baja insolación y ausencia de aridez (García Couto, 2011).

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio se sitúa en la Zona Cantábrica del Macizo Ibérico, dentro de la Región de Pliegues y Mantos, formando parte de la unidad de La Sobia-Aramo (Julivert, 1972). El sustrato geológico de la zona corresponde a materiales del Paleozoico, desde el Devónico Inferior hasta el Carbonífero Superior. El Devónico presenta una alternancia de unidades silicicísticas y carbonatadas. Por su parte, el Carbonífero presenta una sucesión carbonatada, sobre la que se sitúa otra sucesión con alternancia de lutitas, areniscas y calizas. La zona está intensamente deformada y se caracteriza por la presencia de cabalgamientos y pliegues

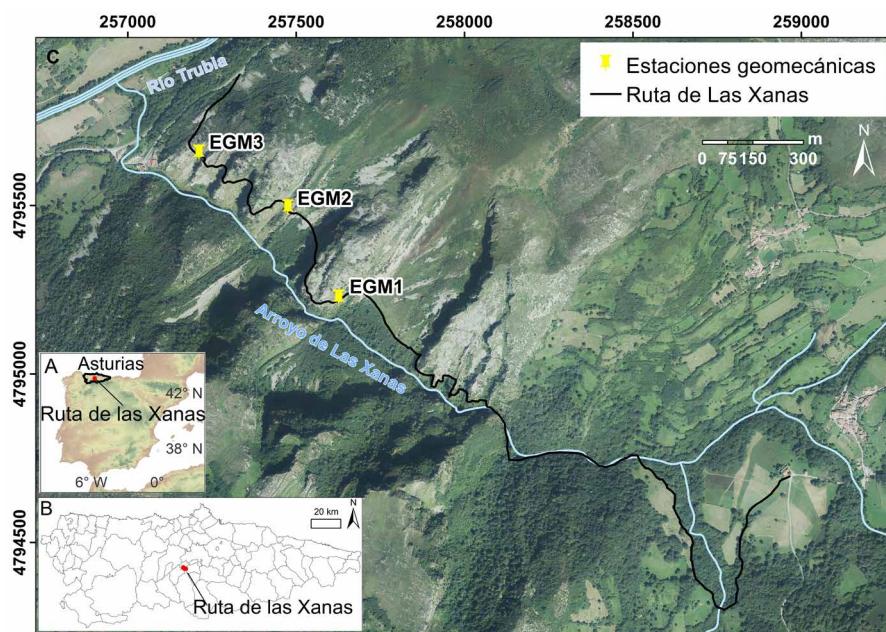


Fig. 1.- Ubicación geográfica de la Ruta de Las Xanas: A) en España; B) en Asturias. C) Recorrido de la ruta paralelo al Arroyo de Las Xanas y ubicación de las estaciones geomecánicas. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geographical location of the Las Xanas trail: A) In Spain; B) In Asturias. C) Route path parallel to Las Xanas stream and geomechanical stations location. See color figure in the web

relacionados entre sí. Hay numerosas fallas de características variadas, aunque normalmente son subverticales y de pequeño desplazamiento (Bastida y Gutiérrez, 1989; Bulnes y Marcos, 2001).

Metodología

La metodología desarrollada incluyó las siguientes etapas: i) recopilación de información; ii) fotointerpretación y trabajo de campo; iii) tratamiento y análisis de la información recopilada mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG); iv) zonificación de la susceptibilidad ligada a desprendimientos de roca.

Recopilación de información

Para el periodo 2004-2020 se revisaron las hemerotecas digitales de "La Nueva España", "El Comercio", "La Voz de Asturias" y "La Voz del Trubia", diarios regionales de prensa escrita, y la base de datos de Argayos del Principado de Asturias (BAPA)



Fig. 2.- A) Tramo de la ruta donde se puede observar la anchura de la senda. B) Tramo que atraviesa uno de los dos túneles excavados en la roca. C) Única señalización de peligro asociado a procesos de gravedad existente al inicio de la Ruta de Las Xanas. D) Canchal en zona de vaguada con estructura de protección para impedir que los cantos invadan la senda. Área preferente de concentración de trayectorias de rocas. E) Trabajo de campo para levantar la estación geomecánica EGM 1 (posición en Fig. 1 C). F) Proyección estereográfica de las familias de fracturas de las estaciones geomecánicas (de arriba a abajo): EGM1, EGM2, EGM3. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- A) Section of the route where the width of the path can be seen. B) Section that crosses one of the two tunnels excavated in the rock. C) The only signposting of gravity process danger at the beginning of the Las Xanas route. D) Rockfall deposit in a concave area where there is a protective structure to prevent debris from invading the trail. Preferential concentration area for rock paths. E) Field work to survey the EGM 1 geomechanical station (position in Fig. 1 C). F) Stereographic projection of the fracture families of the geomechanical stations (from top to bottom): EGM1, EGM2, EGM3. See color figure in the web

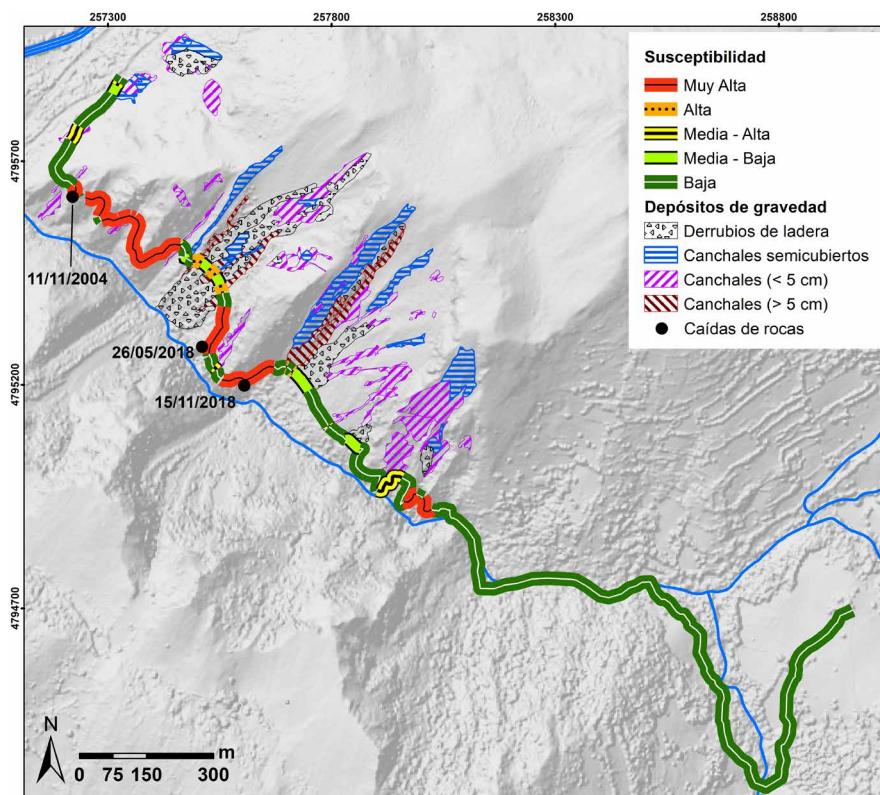


Fig. 3.- Distribución de los depósitos de gravedad, localización de eventos de caída de rocas registrados en la hemeroteca y zonificación de la susceptibilidad ligada a desprendimientos de roca a lo largo de la Ruta de Las Xanas. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Gravity deposits mapping, location of rockfall events recorded in the newspaper library and susceptibility zoning along the Las Xanas trail. See color figure in the web.

(Valenzuela *et al.*, 2017). Desde el Centro de Descargas del Instituto Geográfico Nacional (CNIG) se descargaron ortofotos pertenecientes al Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) correspondiente al año 2017 con una resolución de 25 cm. Además, desde el Sistema de Información Territorial e Infraestructura de datos Espaciales de Asturias (SITPA), se descargaron ficheros de curvas de nivel a escala 1:5.000 (MTA050), pertenecientes al vuelo del año 2003. Por último, el visor del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) proporcionó el GEODE de la Zona Cantábrica, a escala 1:50.000 (Merino Tomé *et al.*, 2013).

Fotointerpretación y trabajo de campo

La fotointerpretación permitió identificar la actividad de la ladera y elaborar una cartografía preliminar a escala 1:50.000 de los depósitos de gravedad. La actividad de los escarpes se evidenció por la presencia de canchales por debajo de los mismos.

El trabajo de campo permitió examinar *in situ* las zonas en las que se produjeron desprendimientos y determinar la presencia de escarpes activos y de árboles enraizados en las paredes de las calizas,

así como caracterizar el macizo rocoso y completar la cartografía de los depósitos de gravedad, distinguiéndose cuatro tipos diferentes: i) derrubios de ladera; ii) canchales semicubiertos; iii) canchales activos con clastos de 1 a 5 cm; iv) canchales activos con clastos superiores a 5 cm.

Además, se analizó la relación entre la morfología de la ladera, la presencia de canchales activos y la actividad por caídas de rocas, deduciéndose que los tramos de la Ruta que transcurren por laderas cóncavas, próximas a vaguadas, concentran mayor cantidad de canchales (Fig 2D) y, por lo tanto, de trayectorias de caída de rocas, que los de laderas convexas. Por ello, estas zonas se consideran más susceptibles.

La caracterización del macizo rocoso consistió en el levantamiento de tres estaciones geomecánicas (Fig. 1, Figs. 2E y F), en las cuales se aplicaron las clasificaciones geomecánicas de RQD, RMR y Qslope (Deere y Deere, 1988; Bieniawski, 1989; Bar y Barton, 2017). Para la estimación de estas clasificaciones, se tomaron medidas de los siguientes parámetros: i) la resistencia a compresión simple (utilizando el martillo de geólogo), con valores entre 50 y 250 MPa; ii) la continuidad (desde < 1 m a > 20 m), el espaciado (de < 60 mm a 600 mm), la rugo-

sidad (de suave a muy rugosa), la apertura (de 0 a > 5 mm), la presencia de relleno (de nada a presencia de arcillas, limos y rocas de falla) y el grado de meteorización (entre grado I y grado II) de las discontinuidades; iii) presencia o no de agua (completamente seco). En cada una de las estaciones, se tomaron entre 20 y 25 medidas de discontinuidades con el fin de analizar el número y distribución de las familias de diaclasado, (de dos a tres familias principales con diaclasas aleatorias), así como para identificar posibles bloques y cuñas inestables.

Gestión SIG

Toda la información recopilada se integró en un Sistema de Información Geográfica, SIG, (ArcGIS 10.5®). Además, se elaboró el Modelo Digital de Elevaciones con paso de malla 5 m. A partir de éste se obtuvieron el Modelo Digital de Sombreado y el Modelo Digital de Pendientes (MDP).

Zonificación de la susceptibilidad

El análisis de toda la información con SIG, junto con el reconocimiento de campo, permitieron establecer una zonificación de la susceptibilidad ligada a desprendimientos de roca, que es el proceso más frecuente en el área de estudio.

La clasificación de dicha susceptibilidad se basa en: i) la pendiente, ii) la presencia de escarpes activos, iii) la morfología de la ladera y iv) la calidad del macizo rocoso. La variable pendiente se cruzó con la capa de depósitos de gravedad. Los resultados, junto con la morfología cóncava/convexa de la ladera, así como la presencia/ausencia de túneles, permitieron categorizar la susceptibilidad. De este modo, ha sido posible dividir la ruta en diferentes tramos según cinco categorías de peligrosidad: muy alta, alta, media-alta, media-baja y baja.

Los tramos con susceptibilidad muy alta son zonas con pendientes superiores a 80°, que presentan escarpes activos y amplias zonas de canchales y que transcurren por laderas cóncavas. Las zonas de susceptibilidad alta atraviesan canchales activos, con clastos superiores a 5 cm. Los tramos con susceptibilidad media-alta discurren por la parte convexa de la ladera y atraviesan canchales activos con clastos de 1 a 5 cm. Las áreas con susceptibilidad media-baja se caracterizan por derrubios y canchales semicubiertos por vegetación. Las zonas con susceptibilidad baja transcurren por túneles o por tramos en los que no hay escarpes por encima.

Resultados y Discusión

Se han encontrado diez incidencias en los archivos de prensa (periodo 2004-2020). El 50% se refiere a accidentes relacionados con la actividad turística y el otro 50% a incidentes debidos a procesos de ladera. De las incidencias relacionadas con procesos de ladera, el 90% se refiere a desprendimientos de roca y el 10% restante a caída de árboles en la senda. El factor señalado como desencadenante de los desprendimientos fue la precipitación (excepto uno, del que no se indica la causa), y una intensa nevada fue la causa de la caída de árboles.

El MDP generado ha permitido conocer la distribución de las pendientes de la ruta y determinar que 173.700 m² del entorno de la Ruta de Las Xanas presenta pendientes superiores a los 40°.

Depósitos de gravedad

La superficie de ladera por encima de la ruta (Fig. 3) está, en gran parte, desprovista de recubrimiento, aflorando el sustrato rocoso. En otras zonas, aparecen depósitos originados por procesos de gravedad que ocupan una superficie total de 147.300 m². Los derrubios suponen el 32,9% del total de depósitos; los canchales semicubiertos, el 20,5%; los activos con clastos de tamaño superior a 5 cm, el 11,5% y los activos con clastos entre 1-5 cm, el 35,1% (Fig. 3).

Los canchales y derrubios se localizan, fundamentalmente, en la base de los escarpes rocosos con elevada pendiente (superior a 30°), en franjas generalmente estrechas y alargadas (Fig. 3). Están formados por clastos calcáreos y angulosos, cuyos tamaños varían de centimétricos a decimétricos. Con menor frecuencia, se distinguen clastos de mayores dimensiones (en algunos casos bloques de varios metros) que llegan a sobrepasar la senda, incluso llegando al Arroyo de Las Xanas (Fig. 3).

Calidad del macizo rocoso

Las clasificaciones de RQD, RMR y Qslope han permitido definir la calidad del macizo rocoso como media – muy buena (62-94%), buena a muy buena (61-84%) e inestable a estable (0,735-1,64), respectivamente.

En las tres estaciones se han distinguido de dos a tres familias de diaclasas, de las cuales al menos dos son familias principales, y el resto aleatorias. En todas las estaciones, las intersecciones de las juntas entre sí podrían formar cuñas y bloques que darían lu-

gar a desprendimientos rocosos, tanto por gravedad, como por deslizamiento (Fig. 2F).

Zonificación de la susceptibilidad

El análisis de toda la información obtenida ha permitido desarrollar una zonificación de la susceptibilidad por desprendimientos en la Ruta de Las Xanas (Fig. 3). Cabe mencionar que parte de la Ruta atraviesa zonas y túneles excavados en el propio macizo. Estas zonas se pueden considerar “zonas de sombra”, porque quedarían fuera de la trayectoria de las rocas en su caída, aunque esto no implica que sean zonas completamente seguras, ya que podrían sufrir desprendimiento de bloques del propio techo del túnel o de las cornisas. El recorrido se ha dividido en diferentes tramos de acuerdo con el índice de susceptibilidad (Fig. 3 y Tabla I).

Tramo de susceptibilidad muy alta, que presenta una longitud de 654,4 m (18%); tramo de susceptibilidad alta, de 68 m (2%); tramo de susceptibilidad media-alta, de 141 m (4%); tramo de susceptibilidad media-baja de 162 m (5%) y tramo de peligrosidad baja de 2.552,7 m (71%) (Tabla I).

Susceptibilidad	Longitud (m)	%
Muy Alta	654,4	18
Alta	68	2
Media-Alta	141	4
Media-Baja	162	5
Baja	2552,7	71

Tabla I.- Distribución de longitudes de los tramos de susceptibilidad de la ruta.

Table I.- Length distribution of the susceptibility sections of the trail.

Además, se ha observado una deficiente señalización de los riesgos existentes en la ruta. La única advertencia del peligro por desprendimientos está situada al inicio de la Ruta; después, a lo largo de ella, no existe ninguna otra indicación, por lo que sería conveniente actualizar la cartelería para advertir claramente del peligro a los visitantes.

Conclusiones

Se ha llevado a cabo el análisis de la susceptibilidad por desprendimientos de roca en los 3,7 km de la Ruta de Las Xanas, Asturias.

El hallazgo en los archivos de prensa regional de cinco incidencias en la Ruta para el periodo 2004-2020, ha permitido esta-

blecer que se trata de una zona susceptible a desprendimientos, lo que ha sido corroborado por los abundantes depósitos de gravedad identificados en la ruta.

Se ha determinado que los factores relacionados con la ocurrencia de estos desprendimientos son: la pendiente, la presencia de escarpes activos, así como la calidad, grado de fracturación y disposición del macizo rocoso.

A partir del mapa de zonificación de la susceptibilidad a desprendimientos en la Ruta de Las Xanas generado en este trabajo, se ha podido identificar que el 20% de ella corresponde a tramos con susceptibilidad alta a muy alta (722,4 m), frente al 80% de susceptibilidad baja a media-alta (2855,7 m).

Como medida de reducción del riesgo, se propone avisar a los transeúntes de la peligrosidad natural por caída de rocas a la que está expuesta la ruta, a partir de paneles informativos y señaléticas.

Agradecimientos

Los autores agradecen las sugerencias de J.V. Pérez Peña y R. Sarro, revisores del manuscrito.

Referencias

- Bar, N. y Barton, N. (2017). *Rock Mechanics and Rock Engineering* 50, 3307-3322.
- Bastida, F. y Gutiérrez, G. (1989). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo* 18, 117-125.
- Bieniawski, Z.T. (1989). *Engineering Rock Mass Classifications*. John Wiley Inc, New York, 272 p.
- Bulnes, M. y Marcos, A. (2001). *International Journal Earth Sciences*. 90, 287-303.
- Deere, D.U. y Deere, D.W. (1988). *Rock Classification Systems for Engineering Purposes*, 91-101.
- García Couto, M.A. (2011). *Iberian Climate Atlas*, AEMET (España) e Instituto de Meteorología (Portugal), Madrid, Spain.
- Julivert, M. (1972). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Ins Geol Min España, Madrid. 1-113.
- Merino Tomé, O., Suárez Rodríguez, A. y Alonso, J.L. (2013). *Mapa Geológico Digital continuo E: 1:50.000, Zona Cantábrica (Zona-1000)*. En: *GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España*. [en línea] [30-05-2021]. Disponible en: <<https://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geode-zona.aspx?Id=Z1000>>
- Valenzuela, P., Domínguez-Cuesta, M.J., Mora García, M.A. y Jiménez-Sánchez, M., (2017). *Geomorphology* 293, 11-23.

Control estructural de los filones de cuarzo en el Dominio Central del Sistema Central Hispano-Portugués: propuesta de un evento tectono-hidrotermal de edad Oligoceno-Mioceno Medio

Structural control of quartz veins in the Central Domain of the Spanish-Portuguese Central System: proposal of an Oligocene-Middle Miocene tectono-hydrothermal event

Daniel Bermejo-López¹, Lorena Ortega¹ y Gerardo de Vicente¹

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

ABSTRACT

A structural and mineralogical study of fault-controlled quartz veins related to extensional structures have been carried out in the Central Domain of the Spanish-Portuguese Central System. The opening and infilling stages of mineralized and barren quartz veins have been established, along with their tectonic regime within the regional geological context. The last opening and infilling stage takes place during the Alpine deformation. As a result, a new tectono-hydrothermal event of an Oligocene-Middle Miocene age, is proposed in the Spanish-Portuguese Central System.

Key-words: Extensional jog, implosion breccia, tectono-hydrothermal event, Spanish-Portuguese Central System, Alpine deformation.

Geogaceta, 71 (2022), 63-66
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción y objetivos

Los filones de cuarzo del Sistema Central Hispano-Portugués (SCHP) son algunas de las manifestaciones hidrotermales episódicas desarrolladas en el Macizo Ibérico durante el colapso extensional del orógeno Varisco y el inicio del ciclo Alpino (Caballero *et al.*, 1992a, b; Tornos *et al.*, 2000; Martín-Crespo *et al.*, 2002, 2004).

Estos filones están relacionados con períodos de fracturación y/o reactivación de estructuras previas, por lo que su caracterización estructural contribuye a un mejor conocimiento de los eventos tectono-hidrotermales en la región.

Los objetivos de este trabajo son; en primer lugar, determinar el control estructural de los filones de cuarzo asociados a fallas en el Dominio Central del Sistema Central.

En segundo lugar, realizar una interpretación genética de los mismos dentro del contexto geológico regional.

La zona de estudio se encuentra en el borde norte del SCHP, en el Dominio de

Guadarrama o Dominio Central (Capote *et al.*, 1982; Rubio Pascual, 2013) (Fig. 1). En la zona afloran varios filones de cuarzo de grandes dimensiones encajados en rocas del basamento Varisco, de longitudes generalmente entre uno y cinco kilómetros y espesores métricos.

Marco tectónico e hidrotermal

En el SCHP se han diferenciado 3 eventos tectono-hidrotermales de formación de filones de cuarzo (Caballero *et al.*, 1992; Tornos *et al.*, 2000; Martín-Crespo *et al.*, 2002, 2004).

En el primer evento tectono-hidrotermal (Pérmino, 295-267 M.a.) se formaron mineralizaciones de W-As-Cu-Zn-Pb en filones de cuarzo (Tornos *et al.*, 2000; Martín-Crespo *et al.*, 2004). Estas mineralizaciones fueron controladas estructuralmente por fallas de dirección NE, con movimientos sinestrales que demuestran una dirección de máximo acortamiento horizontal aproximadamente N-S para la zona de estudio. Estas estructuras se desarrollan durante la etapa Hiendelaenci-

RESUMEN

Se ha realizado un estudio estructural y mineralógico de los filones de cuarzo controlados por fallas en el Dominio Central del Sistema Central Hispano-Portugués. De esta manera, se han establecido las etapas de apertura y relleno de filones mineralizados y estériles y se ha determinado el régimen tectónico en el contexto geológico regional. La última etapa de apertura y relleno se produce durante la deformación Alpina, por ello se propone la existencia de un nuevo evento tectono-hidrotermal de edad Oligoceno-Mioceno Medio en el Sistema Central Hispano-Portugués.

Palabras clave: Jog extensional, brecha de implosión, evento tectono-hidrotermal, Sistema Central Hispano-Portugués, deformación Alpina.

Fecha de recepción: 15/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

na (De Vicente *et al.*, 1986) a favor de un régimen tectónico transtensional. En este evento, los fluidos circularon bajo condiciones de presión litostática (Vindel *et al.*, 2000).

En el segundo evento tectono-hidrotermal (Jurásico Medio-Superior, 170-150 M.a.) se originaron filones con mineralizaciones de F-Ba-Pb-Zn asociados mayoritariamente a desgarres destrales de direcciones

N110-125°E y en grietas de tracción escalonadas de direcciones N60-70°E (Galindo *et al.* 1994). Estas estructuras tienen carácter extensional y están probablemente relacionadas con la apertura del Atlántico norte.

En el tercer evento tectono-hidrotermal (Cretácico Superior, 110-80 M.a.) los filones de cuarzo que se generaron son estériles y han sido relacionados con estadios avanzados del rift Cretácico, coincidiendo con la apertura efectiva del Golfo de Vizcaya y la extensión generalizada en toda la placa Ibérica. Según Vindel *et al.* (2000), los fluidos circularon en condiciones de presión hidrostáticas.

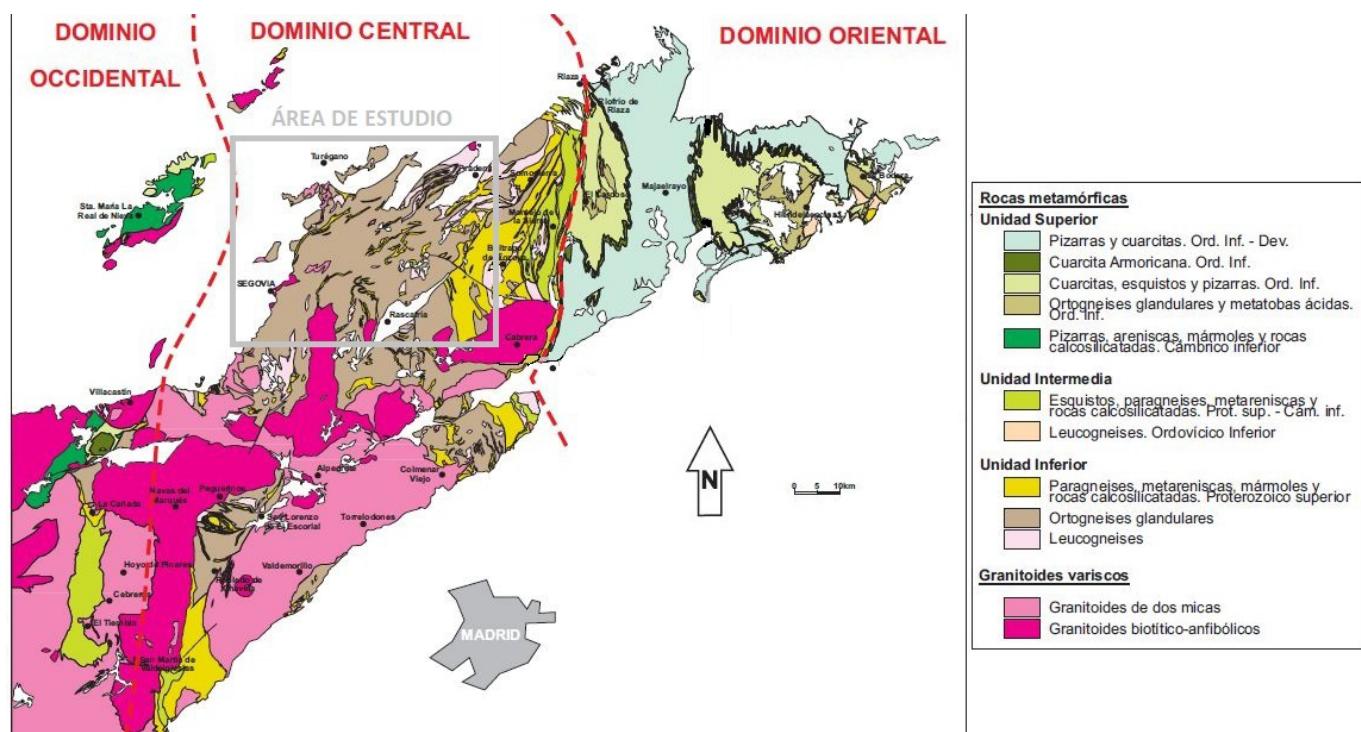


Fig. 1.- Mapa geológico y tectónico simplificado del basamento Varisco del Sistema Central con la localización del área objeto de estudio (modificado de Rubio Pascual, 2013). Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Simplified geologic and tectonic map of the Spanish Central System Variscan basement with the location of the study area (modified from Rubio Pascual, 2013). See color figure in the web.

Metodología

El plan de trabajo llevado a cabo para alcanzar los objetivos propuestos fue el siguiente:

En primer lugar, la localización de filones de cuarzo de gran espesor y longitud asociados a fallas en el borde norte de la Sierra de Guadarrama. A continuación, la realización de una cartografía tectónica de la zona seleccionada y por último la identificación y caracterización de las asociaciones minerales metálicas en muestras de afloramiento mediante el uso del MEB (Microscopio Electrónico de Barrido). Las muestras fueron analizadas con el microscopio Geol JSM-820 trabajando a 20 Kv y equipado con análisis EDX de Oxford localizado en el CAI de Técnicas Geológicas en la Facultad de Ciencias Geológicas (Universidad Complutense de Madrid).

Resultados

En el esquema tectónico de la zona de estudio (Fig. 2) se han representado las fallas que contienen filones de cuarzo, así como las fallas alpinas más relevantes de la zona.

Todos los filones estudiados en este trabajo se encuentran formando *jogs* según la nomenclatura de Sibson (1990), a favor de estructuras extensionales en fa-

llas de direcciones hacia el NE, aspecto muy común a lo largo de todo el SCHP.

Falla y filones asociados de Trescasas

Este desgarre sinestral, de dirección N20°E, contiene un filón de potencia métrica en Trescasas y pequeñas vetas de cuarzo más hacia el sur asociadas a la terminación del desgarre. Tiene un recorrido inferior a 15 km y aparentemente no tiene relación con ninguna otra falla colindante.

Tanto el filón de Trescasas como las pequeñas vetas al sur de la falla parecen estar mineralizados (W-Zn). Además estas mineralizaciones están alteradas en los bordes a óxidos de manganeso.

Fallas y filón asociado de San Ildefonso

La falla a la que está asociado este filón tiene una dirección N30-35°E, y es una falla de desgarre con sentido de movimiento sinestral.

Como se puede observar en la fig. 2, esta falla ha sido activa durante la deformación Alpina como una rampa transpresiva oblicua asociada a los cabalgamientos del Norte de la zona de estudio. La falla termina hacia el Sur cerca de la localidad de San Ildefonso formando un *horse tail splay* compresivo.

Rocas metamórficas	
Unidad Superior	
Pizarras y cuarcitas. Ord. Inf. - Dev.	
Cuarcita Armónica. Ord. Inf.	
Cuarcitas, esquistos y pizarras. Ord. Inf.	
Ortogneises glandulares y metatobas ácidas. Ord. Inf.	
Pizarras, areniscas, mármoles y rocas calcosilicatadas. Cambriano Inferior	
Unidad Intermedia	
Esquistos, paragneises, metarenásicas y rocas calcosilicatadas. Prot. sup. - Cám. Inf.	
Leucogneises. Ordovícico Inferior	
Unidad Inferior	
Paragneises, metarenásicas, mármoles y rocas calcosilicatadas. Proterozoico superior	
Ortogneises glandulares	
Leucogneises	
Granitoides varicos	
Granitoides de dos micas	
Granitoides biotítico-anfíbólicos	

El filón es el resultado de la superposición de varios filones generados durante eventos tectono-hidrotermales distintos. En las zonas norte y sur, el filón tiene una mineralización primaria de W-(Sn-Nb), alterada a óxidos de manganeso en superficie y está fuertemente brechificado, mientras que en la zona central es estéril. En esta zona se encuentran brechas de implosión con texturas de tipo mosaico (Fig. 3-A).

Fallas y filones asociados de Prádena

La falla de Prádena es un desgarre sinestral de dirección N20-25°E, íntimamente relacionado con el cabalgamiento alpino que tiene hacia el norte (Fig. 2), que eleva el basamento metamórfico por encima de materiales cretácicos. Al igual que el desgarre de San Ildefonso, se trata de una rampa transpresiva oblicua alpina, posiblemente asociada al cambio de dirección del cabalgamiento.

El enjambre de filones que conforman el *jog* asociado a esta falla es estéril. También en estos se han observado brechas de implosión (Fig. 3-B).

Discusión

El estudio de las fallas y los *jogs* extensionales asociados nos indica que ha ha-

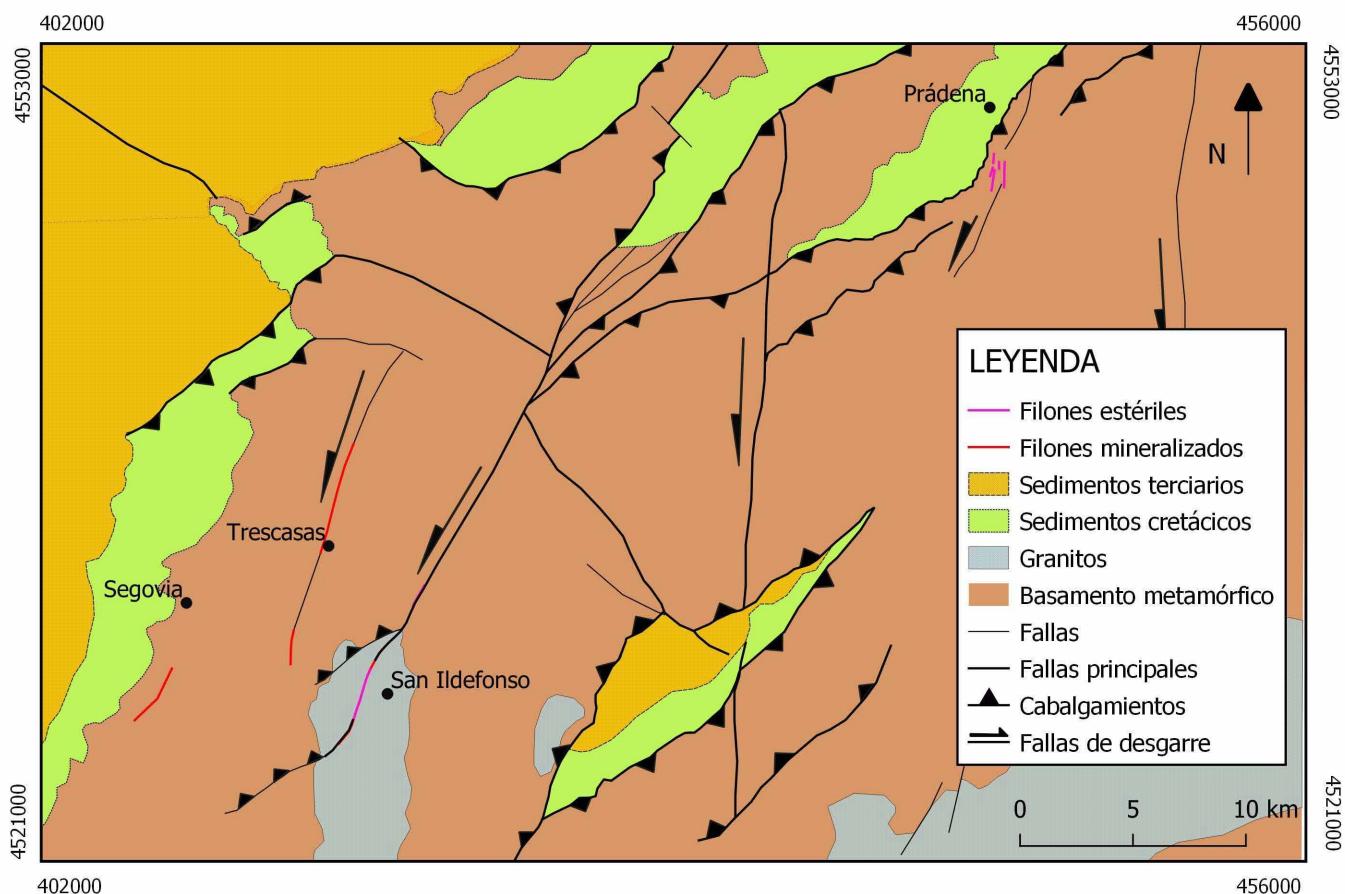


Fig. 2.- Esquema tectónico del área de estudio. Los filones y las fallas han sido denominados con el nombre de las localidades próximas (filones y fallas de Prádena, Trescasas y La Granja de San Ildefonso). Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Tectonic sketch of the study area. Quartz veins and faults have been named with the near-by villages names. (Prádena, Trescasas and La Granja de San Ildefonso veins and faults). See color figure in the web.

bido dos etapas principales de apertura y relleno de espacios abiertos a favor de estas.

La primera etapa de apertura se observa en las fallas de San Ildefonso y Trescasas. Por analogía con otras fallas de direcciones hacia el NE estudiadas en el SSCP, se interpreta que la primera fase de apertura se habría producido durante la

etapa Hiendelaencina (tardi-Varisco). Las mineralizaciones de W-(Sn) encontradas en los filones estudiados se generan en esta etapa durante el primer evento tectono-hidrotermal Pérmico.

La segunda etapa de apertura está presente en las fallas de San Ildefonso y Prádena. Esta se produce por el movimiento sinestral de las mismas y genera

filones estériles. En el caso de la falla de San Ildefonso, además, se produce una reactivación que da lugar a esta segunda apertura, ya que se observan también los filones mineralizados correspondientes a la etapa anterior.

Asociadas a los filones de esta segunda etapa de apertura se han observado brechas de implosión. Estas brechas

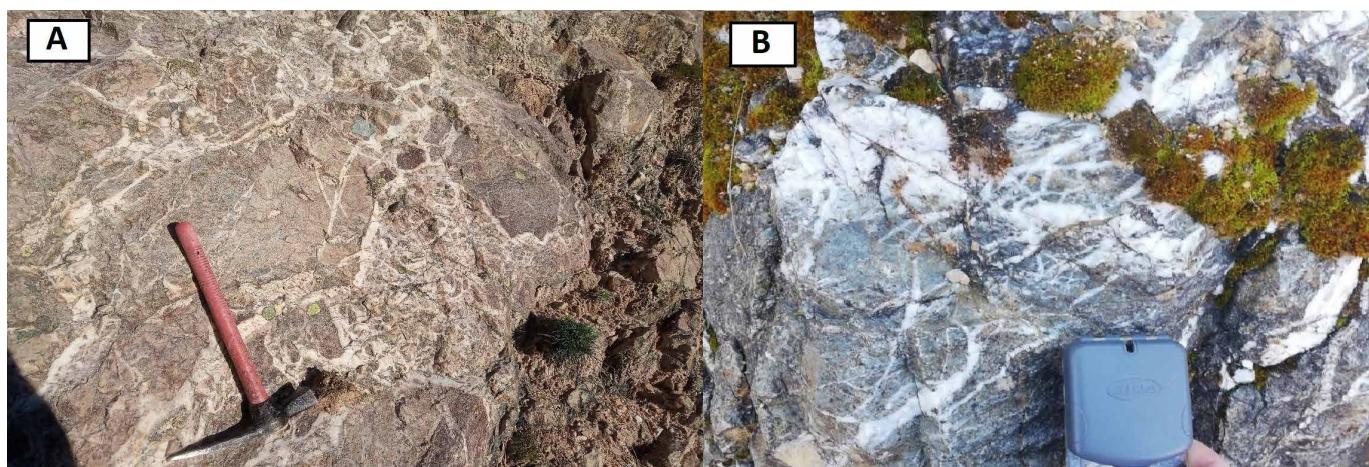


Fig. 3.- A) Brecha de implosión en el filón estéril de San Ildefonso. B) Textura de tipo mosaico en los filones estériles de Prádena.

Fig. 3.- A) Implosion breccia in the San Ildefonso barren quartz vein. B) Mosaic-like texture in Prádena barren veins.

son indicativas de que la circulación del fluido hidrotermal presente durante la generación de estos *jogs* extensionales se encontraba en condiciones de presión hidrostáticas (Sibson, 1990). Los filones estériles formados a partir de fluidos hidrotermales en estas condiciones de presión comienzan a aparecer a partir del tercer evento tectono-hidrotermal (Cretácico Superior, 110-80 Ma.). Por lo consiguiente, se interpreta que dichos filones tendrán esta edad o posterior teniendo en cuenta la evolución de los fluidos hidrotermales en el SCHP a lo largo del tiempo.

Aplicando el tipo de esfuerzos deducidos en esta zona por de Vicente *et al.* (2007) durante la deformación alpina (Oligoceno-Mioceno Medio), se puede interpretar un régimen compresivo de dirección NNO-SSE para la zona de estudio. En relación con este campo de esfuerzos, las fallas analizadas aparecen orientadas de manera muy favorable para que se reactiven como desgarres sinestrales, aunque también podrían ser neoformadas, pudiendo generar así la apertura o reapertura de estos *jogs*. Además, las fallas de Prádena y de San Ildefonso son rampas oblicuas asociadas a cabalgamientos alpinos. Por ello, se puede interpretar que el momento en el que se produjo la segunda etapa de apertura, que generó estos filones estériles, fue durante el levantamiento alpino del SCHP. Esto situaría temporalmente al último evento tectono-hidrotermal en el Oligoceno-Mioceno Medio (~30-15 Ma).

La presencia de filones de cuarzo alpinos puede implicar dos situaciones diferentes: la existencia de un cuarto evento tectono-hidrotermal posterior a los definidos en el Sistema Central (Tornos *et al.*, 2000; Martín Crespo *et al.* 2002) o, por el contrario, que el tercer evento definido por estos autores no habría tenido lugar en el Cretácico Superior sino en el Oligo-

ceno-Mioceno Medio. Estas dos hipótesis abren nuevas cuestiones en la investigación del hidrotermalismo del SCHP.

Conclusiones

Se ha determinado la existencia de dos etapas de apertura tensional principales en las fallas de direcciones NE en el Dominio Central del SCHP.

La primera etapa de apertura se produciría durante la etapa Hiendelaencina en el Pérmico, generándose filones con mineralizaciones de Sn-W principalmente, a favor de un régimen tectónico trans-tensional.

La segunda etapa de apertura se produjo, probablemente, durante el levantamiento alpino del SCHP, produciendo la reactivación de estas fallas o la neoformación de otras, generando en ambos casos filones de cuarzo estériles. Por esto se propone la existencia de un evento tectono-hidrotermal que se situaría temporalmente en el Oligoceno-Mioceno Medio. Esta propuesta abre nuevos interrogantes sobre el número y edad de los episodios hidrotermales asociados a etapas tectónicas en el SCHP.

Agradecimientos

Este estudio forma parte del Trabajo de Fin de Máster presentado por Daniel Bermejo López para la obtención del título del Máster Universitario en Exploración de Hidrocarburos y Recursos Minerales impartido en la Universidad Complutense de Madrid.

Especial agradecimiento a los tutores del TFM (L. Ortega e I. Romeo) y a los profesores que también participaron de manera indirecta.

Los autores agradecen también las correcciones y sugerencias de los revisores I. Corral y A. Muñoz-Martín que han

contribuido a la mejora de este trabajo.

Referencias

- Caballero, J.M., Casquet, C., Galindo, C., González-Casado, J.M., Snelling, N. y Tornos, F. (1992). *Geogaceta* 11, 18-22.
- Capote, R., Casquet, C. y Fernández Ca-sals, M.J. (1982). *Revista de la Real Aca-demia de Ciencias Exactas, Físicas y Na-turales* 76, 313-331.
- De Vicente, G. y Carbo, A. (1986). *Rev. Mat.Proc.Geo.* 4.
- De Vicente, G., Vegas, R., Martín, A. M., Silva, P. G., Andriessen, P., Cloetingh, S. A. P. L. y Olaiz, A. (2007). Cenozoic. *Global and Planetary Change* 58(1-4), 335-381.
- Galindo, C., Tornos, F., Derbyshire, D.P.F. y Casquet, C. (1994). *Chemical Geology* 112, 351-364.
- González-Casado, J.M., Caballero, J.M., Casquet, C., Galindo, C. y Tornos, F. (1996). *Tectonophysics* 262, 213-229.
- Martín Crespo, T., Delgado, A., Vindel, E., López-García J.A. y Fabre, C. (2002). *Marine and Petroleum Geology* 19, 323-337.
- Martín Crespo, T., Vindel, E., López-García, J.A. y Cardellach, E. (2004). *Ore Geology Reviews* 25, 199-219.
- Rubio Pascual, F.J. (2013). *Evolución tec-tonotermal varisca del Sistema Central en Somosierra-Honrubia*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 364 p.
- Sibson, R.H. (1990). In: *Fluids in Tectoni-cally Active Regimes of the Continental Crust* (B. E. Nesbitt, Ed.). Mineralogical Association of Canada, Vancouver, 93-132.
- Tornos, F., Delgado, A., Casquet, C. y Galindo, C. (2000). *Mineralium Deposita* 35, 551-569.
- Vindel, E., López, J.A., Martín Crespo, T. y García, E. (2000). *Journal of Geochemical Exploration* 69-70, 359-362.

A review of U-Pb detrital zircon systematics from Cambrian-Lower Devonian rocks of the Moroccan Meseta

La Meseta Marroquí del Cámbrico al Devónico Inferior: síntesis de edades U/Pb en circones detriticos

Cristina Accotto¹, David Martínez Poyatos², Antonio Azor³, and Antonio Jabaloy-Sánchez⁴

^{1,2,3,4} Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Campus Fuente Nueva, Universidad de Granada, Granada, Spain, accotto@ugr.es, djmp@ugr.es, azor@ugr.es, jabaloy@ugr.es

ABSTRACT

U-Pb geochronological analysis of detrital zircon grains is a powerful tool to decipher the pre-Mesozoic paleogeography. In this work, we present a sediment provenance study based on a compilation of 41 Cambrian-Early Devonian siliciclastic samples from the Moroccan Meseta. All of them are characterized by late Tonian-Ediacaran (c. 600 Ma, c. 50% of the data), Rhyacian-Orosirian (c. 2100 Ma, c. 20% of the data), and Neoarchean (c. 2500 Ma, c. 4% of the data) detrital zircon age populations indicating a strong West African Craton affinity. Minor populations are: (i) Cambrian-Ordovician (c. 500 Ma), particularly relevant in Lower Ordovician samples, which were probably sourced by local volcanic centers formed during an aborted rift; (ii) Stenian-early Tonian (c. 1000 Ma); and (iii) Orosirian-Statonian (c. 1800 Ma). These two latter populations were probably fed by paleocurrents from NE-African regions (e.g., Sahara Metacraton and Arabian-Nubian Shield) that reached only intermittently the studied area. Finally, the spatial and chronological distribution of the detrital zircon age populations suggests that the tectonic boundaries normally used to separate internal subdomains in northern Morocco did not imply far-travelled terranes during early-middle Paleozoic times.

Key-words: NW African Variscides, West African Craton, Northern Gondwana margin, Sediment provenance.

Geogaceta, 71 (2022), 67-70
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introduction

The understanding of the paleo-geographic framework of ancient orogens, such as the Late Paleozoic Caledonian/Appalachian/Variscan belts, is a difficult task that must be investigated by multiple approaches. Sediment provenance studies based on the U-Pb geochronology of detrital zircon grains help to recognize different terranes involved in orogenic events. In the European part of the Variscan belt, a large database has already permitted great advances in the paleogeographic reconstruction of the region (e.g., Braid et al., 2011; Eckelmann et al., 2014; Fernández-Suárez et al., 2014; Franke and Dulce, 2017; Gutiérrez-Alonso et al., 2015; Linnemann et al., 2004; Pereira et al., 2017; Pérez-Cáceres et al., 2017; Shaw et al., 2014). In the Northern Moroccan Varisci-

des, this technique has been less applied.

This paper reviews the knowledge of the sedimentary sources and paleogeographic evolution of the Paleozoic northern Gondwanan passive margin prior to its involvement in the Variscan orogeny. To do so, we compile and discuss the available U-Pb detrital zircon age data of 41 sandstone upper Cambrian-Lower Devonian samples from the Moroccan Meseta (Fig. 1; Accotto et al., 2019, 2021, 2022; Ghienne et al., 2018; Letsch et al., 2018).

Geological setting

After the Pan-African and Cadomian orogenies, which affected North Gondwana (c. 750-545 Ma), the Cambrian-Ordovician opening of the Rheic ocean created a passive margin that lasted until the Devonian, and was followed by the late

RESUMEN

El análisis geocronológico mediante el método U-Pb de circones detriticos es una herramienta valiosa para establecer la paleogeografía pre-Mesozoica. En este trabajo presentamos una compilación de 41 muestras silicílicas del Cámbrico-Devónico inferior en la Meseta Marroquí. Todas están caracterizadas por poblaciones del Tónico superior-Ediacárico (c. 600 Ma, c. 50% de los datos), Riálico-Orosírico (c. 2100 Ma, c. 20% de los datos) y Neoarcaico (c. 2500 Ma, c. 4% de los datos), que indican una fuerte afinidad de estas rocas con el Cratón de África Occidental. Otras poblaciones menores son del: (i) Cámbrico-Ordovícico (c. 500 Ma), muy comunes en las muestras del Ordovícico inferior y con probable origen en centros volcánicos locales que se formaron durante una fase de rifting abortado; (ii) Esténico-Tónico inferior (c. 1000 Ma) y (iii) Orosírico-Estatérico (c. 1800 Ma), ambas tuvieron su fuente probable en paleocorrientes desde el NE de África (e.g., Metacratón del Sahara y Escudo Arábigo-Núbico) que alcanzaron de forma intermitente el área estudiada. Finalmente, la distribución espacial y temporal de las poblaciones sugiere que los contactos tectónicos que se suelen usar para distinguir diferentes dominios en el N de Marruecos no implicaron a terrenos exóticos durante el Paleozoico inferior-medio.

Palabras clave: Variscides del NO de África, Cratón de África Occidental, margen septentrional de Gondwana, proveniencia de sedimentos.

Fecha de recepción: 21/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

Paleozoic Appalachian/Variscan orogeny.

The Variscan domains in Northern Morocco include the Caledonian Sehoul Block, the Moroccan Mesetas, the Southern Zone, and the Anti-Atlas foreland (Fig. 1A; Michard et al., 2010). These domains have been classically considered as separated by fault zones, whose paleotectonic significance is unclear (Hoepffner et al., 2006; Michard et al., 2010; Simancas et al., 2009).

During the passive margin time span, a sedimentary sequence deposited above the Precambrian (Cadomian) basement in the Moroccan Meseta. A Cambrian carbonate platform was soon interrupted and followed, especially in the west, by the infilling of grabens with thick siliciclastic deposits accompanied by local volcanic centers, these latter representing an aborted rift related with the opening

of the Rheic Ocean (El Attari et al., 2019; Pouclet et al., 2018). Shallow platform conditions characterized the Early-Middle Ordovician with the deposition of shales and sandstones (Michard et al., 2010), followed by Late Ordovician tillites (Le Heron et al., 2009). Silurian sedimentation was mainly pelitic and changed to Lower Devonian siliciclastic turbidites with carbonatic intercalations, particularly frequent in the western domains.

Results

U/Pb zircon analyses with discordance $> \pm 10\%$ were discarded. The Kernel Density Estimators (KDE; Fig. 2) were rea-

lized with Density Plotter 8.4 (Vermeesch, 2012) using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ data for ages older than 1.5 Ga, and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ data for younger ages.

Almost all of the samples are characterized by the same common age populations (Fig. 2): Late Tonian-Ediacaran (c. 850-540 Ma, 33-59% of the data in each sample), Rhyacian-Orosirian (c. 2200-1950 Ma; 9-30% of the data), and Neoarchean (c. 2800-2500 Ma; usually 3-9% of the data).

Minor and variably represented age populations are (Fig. 2): Cambrian-Ordovician (c. 540-450; this population is frequently absent; when present, it includes

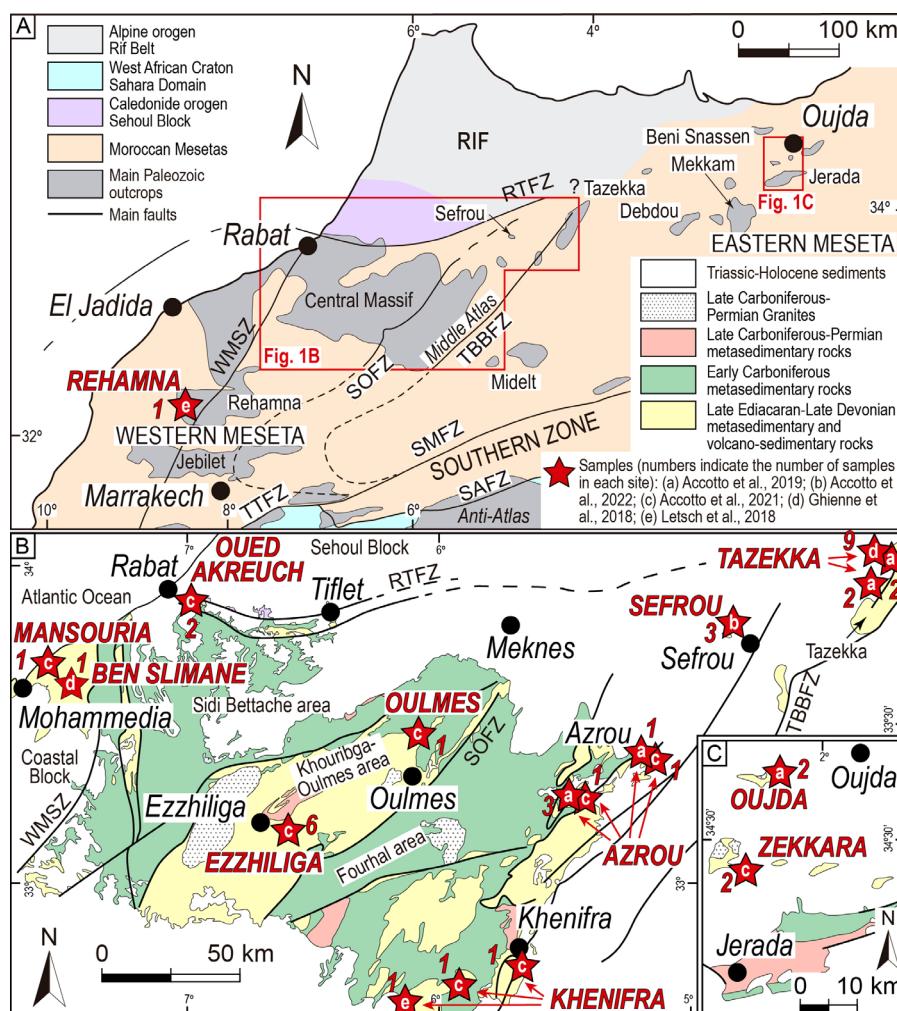


Fig. 1.- (A) Main Variscan domains in North Morocco (modified from Hoepffner et al., 2006; Michard et al., 2010). (B) Sample location in the Western Meseta (modified from Arboleya et al., 2004; Becker and El Hassani, 2020). (C) Sample location in the Eastern Meseta (modified from Muratet, 1995). RTFZ: Rabat-Tiflet Fault Zone; WMSZ: Western Meseta Shear Zone; SOFZ: Smaala-Oulmès Fault Zone; TBFZ: Tazekka-Bsabis-Bekrit Fault Zone; TTFZ: Tizin'Test Fault Zone; SMFZ: South Meseta Fault Zone; SAFZ: South Atlas Fault Zone. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- (A) Principales dominios variscos en Marruecos septentrional (modificado de Hoepffner et al., 2006; Michard et al., 2010b). (B) Situación de muestras en la Meseta Occidental (modificado de Arboleya et al., 2004; Becker and El Hassani, 2020). (C) Situación de muestras en la Meseta Oriental (modificado de Muratet, 1995). RTFZ: Zona de Falla de Rabat-Tiflet; WMSZ: Zona de Cizalla de la Meseta Occidental; SOFZ: Zona de Falla de Smaala-Oulmès; TBFZ: Zona de Falla de Tazekka-Bsabis-Bekrit; TTFZ: Zona de Falla de Tizin'Test; SMFZ: Zona de Falla de la Meseta meridional; SAFZ: Zona de Falla Sud-Atlásica. See color figure in the web.

2-4% of the data), although a few Lower Ordovician samples contain 21-68% of the data); Stenian-early Tonian (c. 1150-850 Ma; this population is mostly present in Middle Ordovician-Lower Devonian samples; it can include up to 26% of the data); and Orosirian-Statherian (c. 1950-1750 Ma; 2-12% of the data).

Discussion

The consistent presence of Late Tonian-Ediacaran, Rhyacian-Orosirian, and Neoarchean detrital zircon age populations, together with a lack of Mesoproterozoic (c. 1700-1200 Ma) populations, is typical of West African Craton (WAC) sources (e.g., Nance et al., 2008 and references therein), both primary or recycled. These populations are generally related to the Pan-African/Cadomian, Eburnean, and Leonian/Liberian orogenies, respectively.

Among the Late Tonian-Ediacaran population, it is normally difficult to distinguish between Pan-African (c. 760-555 Ma; assembly of Northern Gondwanan cratons; Hefferan et al., 2014) and Cadomian (c. 590-545 Ma; Andean-type arc along the Northern Gondwana margin; Linnemann et al., 2008) sources, because of their overlap in time and space. Nevertheless, it is perceivable in Fig. 2 (right column) that the Neoproterozoic highest peaks in Lower Ordovician samples are slightly younger (c. 590-550 Ma, indicating a predominance of Cadomian sources) than in Middle Ordovician-Lower Devonian samples (c. 650-600 Ma, whose main source probably was the Pan-African basement).

The Cambrian-Ordovician population is particularly prevailing in Cambrian-Lower Ordovician samples (Fig. 2). The sources of these detrital zircon grains were probably close to volcanic centers, related to the rifting phase (El Attari et al., 2019; Pouclet et al., 2018), which were rapidly buried by the overlying passive margin sediments.

Sources of Stenian-early Tonian detrital zircon grains are unknown in the WAC, but common in NE African regions, such as the Sahara Metacraton and the Arabian-Nubian Shield (e.g., Bea et al., 2010; Meinhold et al., 2013). The recurrence of this population in the Moroccan Meseta is irregular in space and time (Fig. 2), suggesting intermittent, very distant sediment input from NE Africa. The Orosirian-Statherian detrital zircon population

might also be sourced from NE African regions, together with the Stenian-early Tonian grains.

Conclusions

A sediment provenance study based on a compilation of U-Pb geochronological data of 41 Cambrian-Lower Devonian samples from the Moroccan Meseta indicates a strong WAC affinity during all the Northern Gondwana passive margin phase. Secondary sources of sediments might be found in rift-related Cambrian-Ordovician local volcanic centers and NE African regions (e.g. Sahara Metacraton and Arabian-Nubian Shield).

The distribution of the detrital zircon age populations suggests that the tectonic boundaries between the different domains of the Moroccan Meseta had limited effects on the early-middle Paleozoic sedimentation in this region.

Acknowledgements

This work was financed by the projects CGL2015-71692 (MINECO, FEDER), PID2020-11882263-I00 (MCIN/AEI), P20_00063 (Junta de Andalucía, FEDER), and A-RNM-005-UGR18 (Universidad de Granada, FEDER), and the Pre-Doctoral scholarship BES-2016-078168. The authors want to acknowledge Dr. Francisco Pereira and another anonymous reviewer for the constructive comments and Aitor Cambeses for editor handling of the manuscript.

References

- Accotto, C., Martínez Poyatos, D., Azor, A., Talavera, C., Evans, N.J., Jabaloy-Sánchez, A., El Hadi, H., Tahiri, A. 2022. In: *New developments in the Appalachian-Caledonian-Variscan orogen*, GSA books, Special Publication 554. doi: 10.1130/2021.2554(17).
- Accotto, C., Martínez Poyatos, D.J., Azor, A., Talavera, C., Evans, N.J., Jabaloy-Sánchez, A., Azdimousa, A., Tahiri, A., El Hadi, H., 2019. *Lithos* 338–339, 73–86. doi: 10.1016/j.lithos.2019.04.011.
- Accotto, C., Martínez Poyatos, D.J., Azor, A., Talavera, C., Evans, N.J., Jabaloy-Sánchez, A., Azdimousa, A., Tahiri, A., El Hadi, H., 2021. *Precambrian Research* 365, 106366. doi: 10.1016/j.precamres.2021.106366.
- Arboleya, M.L., Teixell, A., Charroud, M., Julivert, M., 2004. *Journal of African Earth Science* 39, 319–327. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2004.07.036.
- Bea, F., Montero, P., Talavera, C., Abu Anbar, M., Scarrow, J.H., Molina, J.F., Moreno, J.A., 2010. *Terra Nova* 22, 341–346. doi: 10.1111/j.1365-3121.2010.00957.x.
- Becker, R.T., El Hassani, A., 2020. *Frontiers in Science and Engineering* 10, 9–25.
- Braid, J.A., Murphy, J.B., Quesada, C., Mortensen, J., 2011. *Journal of the Geological Society of London* 168, 383–392. doi: 10.1144/0016-76492010-104.
- Eckelmann, K., Nesbor, H.-D., Königshof, P., Linnemann, U., Hofmann, M., Lange, J.-M., Sagawe, A., 2014. *Gondwana Research* 25, 1484–1500. doi: 10.1016/j.gr.2013.05.018.
- El Attari, A., Pereira, M.F., Ezzouhairi, H., El Houicha, M., Jouhari, A., Berrada, I., Fekkak, A., Ennih, N., Hoepffner, C.H., Gama, C., Silva, J.B., 2019. *Journal of African Earth Sciences* 160. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2019.103598.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Pastor-Galán, D., Hofmann, M., Murphy, J.B., Linnemann, U., 2014. *International Journal of Earth Science* 103, 1335–

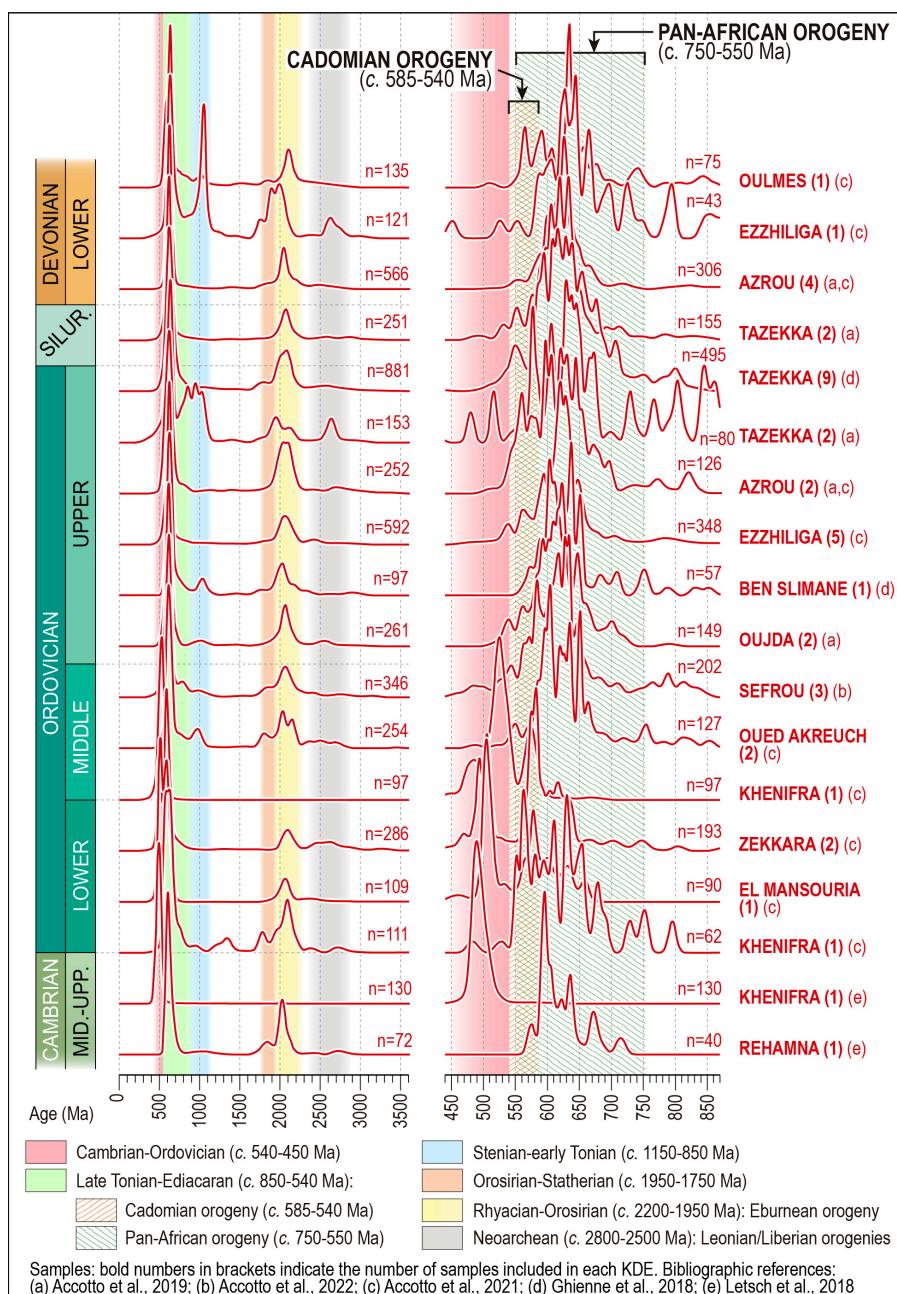


Fig. 2.- Comparison of Kernel Density Estimators of the compiled samples. The left column shows total results, while the right column shows the 870-440 Ma interval. Ver figura en color en la web.

Fig.2.- Comparativa entre los Kernel Density Estimators de las muestras estudiadas. La columna de la izquierda muestra todos los datos, mientras que la de la derecha muestra sólo el intervalo 870-440 Ma. See color figure in the web.

1357. doi: 10.1007/s00531-013-0923-3.
- Franke, W., Dulce, J.-C., 2017. *International Journal of Earth Science* 106, 377–386. doi: 10.1007/s00531-016-1408-y.
- Ghienne, J.F., Benvenuti, A., El Houicha, M., Girard, F., Kali, E., Khoukhi, Y., Langbour, C., Magna, T., Míková, J., Moscariello, A., Schulmann, K., 2018. *Gondwana Research* 63, 169–178. doi: 10.1016/j.gr.2018.07.001.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Pastor-Galán, D., Johnston, S.T., Linnemann, U., Hofmann, M., Shaw, J., Colmenero, J.R., Hernández, P., 2015. *Journal of the Geological Society of London* 172, 309–322. doi: 10.1144/jgs2014-118.
- Hefferan, K., Soulaimani, A., Samson, S.D., Admou, H., Inglis, J., Saquaque, A., Latiifa, C., Heywood, N., 2014. *J. African Earth Sci.* 98, 34–46. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.03.007>.
- Hoepffner, C., Houari, M.R., Bouabdelli, M., 2006. *Comptes Rendus - Geoscience* 338, 25–40. doi: 10.1016/j.crte.2005.11.003.
- Le Heron, D.P., Craig, J., Etienne, J.L., 2009. *Earth-Science Review* 93, 47–76. doi: 10.1016/j.earscirev.2009.02.001.
- Letsch, D., El Houicha, M., von Quadt, A., Winkler, W., 2018. *Canadian Journal of Earth Sciences* 55, 1–19. doi: 10.1139/cjes-2017-0086.
- Linnemann, U., McNaughton, N.J., Romer, R.L., Gehmlich, M., Drost, K., Tonk, C., 2004. *International Journal of Earth Sciences* 93, 683–705. doi: 10.1007/s00531-004-0413-8.
- Linnemann, U., Pereira, M.F., Jeffries, T.E., Drost, K., Gerdes, A., 2008. *Tectonophysics* 461, 21–43. doi: 10.1016/j.tecto.2008.05.002.
- Meinhold, G., Morton, A.C., Avigad, D., 2013. *Gondwana Research* 23, 661–665. doi: 10.1016/j.gr.2012.05.003.
- Michard, A., Soulaimani, A., Hoepffner, C., Ouanaïmi, H., Baidder, L., Rjimati, E.C., Saddiqi, O., 2010. *Tectonophysics* 492, 1–24. doi: 10.1016/j.tecto.2010.05.021.
- Muratet, B., 1995. *Carte géologique du Maroc No364: Taourirt - Echelle 1/100.000. Royaume du Maroc, Ministère l'Energie des Mines du Développement Durable*.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Strachan, R.A., Keppie, J.D., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Quesada, C., Linnemann, U., D'lemos, R., Pisarevsky, S.A., 2008. *Geological Society of London, Special Publication* 297, 345–383. doi:10.1144/SP297.17.
- Pereira, M.F., Gutiérrez-Alonso, G., Murphy, J.B., Drost, K., Gama, C., Silva, J.B., 2017. *Lithos* 278–281, 383–399. doi: 10.1016/j.lithos.2017.02.009.
- Pérez-Cáceres, I., Martínez Poyatos, D., Simancas, J.F., Azor, A., 2017. *Gondwana Research* 42, 177–192. doi: 10.1016/j.gr.2016.10.010.
- Pouclet, A., El Hadi, H., Álvaro, J.J., Bardintzeff, J.-M., Benharref, M., Fekkak, A., 2018. *International Journal of Earth Sciences* 107, 2101–2123. doi: 10.1007/s00531-018-1590-1.
- Shaw, J., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S.T., Pastor Galán, D., 2014. *Bulletin of the Geological Society of America* 126, 702–719. doi: 10.1130/B30935.1.
- Simancas, J.F., Azor, A., Martínez-Poyatos, D., Tahiri, A., El Hadi, H., González-Loideiro, F., Pérez-Estaún, A., Carbonell, R., 2009. *Comptes Rendus - Geoscience* 341, 103–113. doi: 10.1016/j.crte.2008.11.003.
- Vermeesch, P., 2012. *Chemical Geology* 312–313, 190–194. doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.04.021.

Capacidad amortiguadora de la contaminación minera en los sedimentos holocenos del estuario del Guadiana (SW España)

Mining contamination buffering capacity of the Holocene sediments in the Guadiana estuary (SW Spain)

Ángel Moreno-Moreno¹, Joaquín Delgado Rodríguez¹, Cinta Barba-Brioso¹ y José Miguel Nieto-Liñán²

¹ Universidad de Sevilla. Facultad de Química. Dpto. de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola. C/Profesor García González, 1, 41012, Sevilla.

angelmoreno_95@hotmail.com, jdelgado15@us.es, cbarba@us.es

² Universidad de Huelva. Dpto. Ciencias de la Tierra. Facultad de CCEE. Campus de El Carmen, 21071 Huelva. jmnieto@uhu.es

ABSTRACT

The estuary of the Guadiana River is located in the South of the Iberian Peninsula, specifically on the border between Spain and Portugal. The river crosses in its last section the Iberian Pyrite Belt, where there are important mining deposits that have been exploited during the last 5000 years. Given the danger that Acid Drainage, produced by this type of activity, pose to the environment, a study has been carried out through the extraction of cores, to which different methods have been applied (study of their chemistry, dating by C¹⁴, and mineralogical study) through which results have been obtained that reveal a system capable of dampening in a quite forceful way the contributions that have come from the upper part of the basin during the last 13000 years, thus protecting an ecosystem with a high ecological value.

Keywords: Estuary; AMD; Sequential Extractions; Mineralogy; Geochemistry.

Geogaceta, 71 (2022), 71-74
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

El río Guadiana discurre unos 810 kilómetros por el sector suroeste de la península ibérica naciendo en la meseta ibérica y desembocando en el golfo de Cádiz. El mismo, en su último tramo, atraviesa la Faja Pirítica Ibérica (FPI), situada en la zona Surportuguesa del Macizo Ibérico (Fig. 1). Esta es una de las zonas de extracción de sulfuros polimetálicos más importantes a nivel global, en la cual hay vestigios de actividades mineras desde hace aproximadamente 5000 años (Nocete *et al.*, 2005). De estas actividades mineras, deriva la principal problemática asociada a las mismas; el drenaje ácido de minas (DAM), que causa problemas por contaminación metálica en la red hidrográfica y su desembocadura.

La sedimentación continua a lo largo de todo el Holoceno (ca. 13000 años) en el estuario del Guadiana, ha permitido entender el comportamiento de elementos contaminantes (metales-metaloídes)

en dicho periodo, además de la relación entre los aportes naturales a la cuenca y los derivados de diferentes períodos históricos y evolución de las civilizaciones que han ocupado el SW de la Península Ibérica (Delgado *et al.*, 2012). Sin embargo, los mecanismos que controlan el fraccionamiento de dichos elementos hacia la fase sólida aún no han sido estudiados al detalle. Por ello, y ante la problemática ambiental que podría suscitar la liberación de metales al medio, se pretende determinar si los sedimentos del estuario del río Guadiana han sido capaces de amortiguar y fijar los metales-metaloídes, mineralizándolos, evitando así que queden libres en el medio y que por ende puedan afectar a los ecosistemas de los que depende este importante río del sur de la península Ibérica.

Metodología

Se han realizado dos sondeos de testificación profunda, denominados CM5 y CM6, en el estuario del Guadiana. El

RESUMEN

El estuario del río Guadiana se encuadra en el Sur de la Península Ibérica, concretamente en la frontera entre España y Portugal; el río atraviesa en su último tramo la Faja Pirítica Ibérica, donde se localizan importantes yacimientos mineros que han sido explotados en los últimos 5000 años. Ante el peligro que los drenajes ácidos, producidos por este tipo de actividades, suponen para el medio ambiente, se ha realizado un estudio mediante la extracción de testigos, a los que se les han aplicado diferentes métodos (estudio de su química, datación por C¹⁴, y estudio mineralógico) que han permitido obtener resultados que dejan al descubierto un sistema capaz de amortiguar de una forma natural muy eficiente los aportes que han llegado de la parte alta de la cuenca durante los últimos 13000 años, protegiendo así un ecosistema con un alto valor ecológico.

Palabras clave: Estuario; DAM; Extracciones Secuenciales; Mineralogía; Geoquímica.

Fecha de recepción: 9/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

sondeo CM5 (6" de diámetro y 51 m de profundidad) se situó en una zona intermareal de las marismas cerca de la confluencia del "Arroyo Beliche" (Portugal) y el canal principal del Guadiana, mientras que, el sondeo CM6 (3" y 63 m) se ubicó en la parte española del río, sobre una zona intermareal que cubre un banco de sedimentos laterales del canal principal (Fig. 1). La recuperación del núcleo de los testigos fue cercana al 90% para sedimentos de tamaño limo-arcilla y al 70% para arena-gravas. Antes del muestreo, los sondeos fueron fotografiados y se describieron macroscópicamente (litológia, estructuras sedimentarias y contenido en macrofósiles). Las sub-muestreas seleccionadas se obtuvieron a partir de secciones circulares de 1cm de grosor a las diferentes profundidades. Cada muestra se sigló con un código en el que se indica el sondeo al que pertenece, CM5 o CM6, seguido de la profundidad en centímetros. Los sedimentos húmedos se colocaron en recipientes de porcelana para

su secado en un horno *Digitheat Selecta* a una temperatura nunca superior a 40°C, para evitar cambios mineralógicos y la pérdida de volátiles (Delgado, 2012).

La granulometría se realizó en dos fases: por un lado, se tamizaron a través de una malla de 2mm, y la fracción fina se determinó con un analizador de tamaño de partículas Malvern Mastersizer 2000©.

Para el análisis químico se seleccionaron un total de 50 y 55 muestras de los sondeos CM5 y CM6, respectivamente. Las concentraciones totales de los elementos fueron analizadas por "Acme Analítica Laboratories Ltd." (Vancouver, Canadá), acreditado bajo la norma ISO 9002. Los 10 elementos mayoritarios y los elementos trazas indicativos de posible impacto ambiental (As, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb y Zn) se determinaron mediante espectroscopía óptica y de masas, respectivamente (Delgado, 2012). Así mismo se calculó el Factor de Enriquecimiento (FE) en base a un elemento conservativo en el sistema (Al_2O_3), determinando el grado de enriquecimientos o empobrecimientos de los elementos analizados (Delgado *et al.*, 2008).

La datación por Carbono 14 se realizó mediante AMS (espectrometría de masas con acelerador).

El estudio mineralógico de los sedimentos se ha realizado mediante la técnica de difracción de rayos X (DRX) en un equipo Bruker AXS Avance D8, a partir de muestras de polvo desorientado. Para la identificación de minerales del grupo de las arcillas, se han obtenido por decantación agregados orientados de la fracción menor a 64 micras, los cuales posteriormente se saturaron con etilenglicol (EG) a 60°C durante 48 h. Por último, se sometieron las muestras a un tratamiento térmico (TT) a 550°C durante 2 h. La determinación mineralógica semicuantitativa se llevó a cabo con el software Xpowder usando la base de datos PDF2.

Para determinar la distribución de los elementos en las diferentes fracciones geoquímicas del sedimento se ha aplicado el esquema mejorado de la extracción secuencial (ES) BCR (Rauret *et al.*, 1999). El procedimiento puede resumirse en la extracción de 4 fases: Fase-1 (F1), fracción fácilmente soluble e intercambiable en agua/ácido, incluyendo los carbonatos; Fase-2 (F2), fracción reducible incluyendo oxi-hidróxidos de Fe y Mn; Fase-3 (F3) o fracción oxidable donde se extraen sulfuros y Fase-4 (F4) o la fracción residual asociada principalmente a la estructura de los silicatos cristalinos.

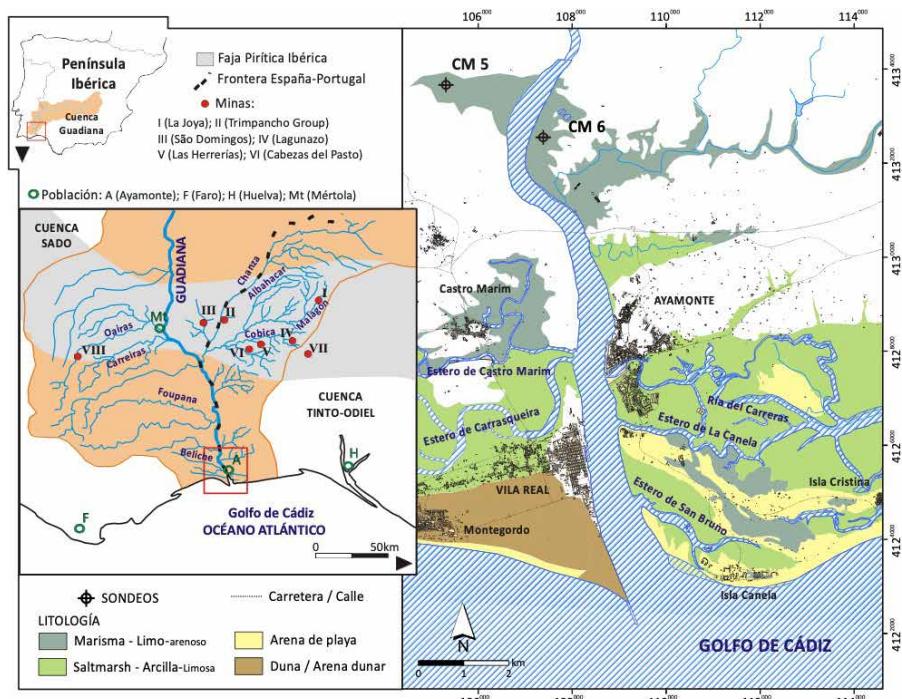


Fig.1.- Contexto geológico del área de estudio, localización de los sondeos, y principales elementos de interés. Tomada de Delgado (2012). Ver figura en color en la web.
Fig. 1.- Geological setting of the study area shown boreholes location and main items of interest. See color figure in the web.

Resultados y discusión

Basado en la reconstrucción paleo-ambiental de Delgado *et al.* (2012), para estudiar los cambios geoquímicos registrados en el estuario a lo largo de los últimos 13000 años, se ha utilizado datos del sondeo CM5 en muestras profundas (ofrece mejor detalle), mientras que el CM6 para niveles más próximos a la superficie, dada la mejor recuperación de testigo y mayor densidad de muestreo.

El análisis de la composición mineralógica de muestras de los sondeos a diferentes profundidades presenta una distribución media de un 29% de minerales heredados y accesorios, siendo el más abundante el cuarzo (SiO_2), seguido de la arsenopirita (FeAsS) y moscovita ($\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_10)(\text{OH})_2$). Por su parte, el análisis de minerales de la arcilla (31% del total) muestra que predominan illita ($\text{K}_2\text{H}_3\text{O}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}[(\text{OH})_2, (\text{H}_2\text{O})]$) seguida de clorita ($(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH})_6$) y la caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$). Los minerales secundarios cristalinos representan de media un 21% del total, dominando monazita ($(\text{La}, \text{Ce})\text{PO}_4$) (80%) y otros minerales carbonatados como siderita (FeCO_3) (11%) o azurita ($\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$) (9%). Por último, los minerales de baja cristalinidad representan alrededor del 19 % del total, entre ellos destacan indicios de schwert-

mannita $\text{Fe}^{3+}\text{O}_{16}(\text{OH})_{12}(\text{SO}_4)_2$, ferrihidrita $\text{Fe}^{3+}\text{O}_3 \cdot 0.5(\text{H}_2\text{O})$, basaluminita ($\text{Al}_4(\text{SO}_4)_10 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) y alunita ($\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$).

La química de los sondeos (ampliamente descrita en Delgado *et al.*, 2012) muestra en su parte más profunda (53 a 7 m) concentraciones medias estables en torno al valor de fondo definido por Delgado *et al.* (2008) para los elementos asociados frecuentemente al DAM. Las variaciones en la composición química y mineralógica a estas profundidades son debidas principalmente a fluctuaciones en el ambiente sedimentario dentro del propio estuario, corroborando su dinámica y evolución desde ambientes abiertos de alta carga sedimentaria hacia un ambiente confinado de sedimentación controlada por procesos de floculación. En la parte superior (0 a 14 m, correspondiendo con los últimos 5000 años BP) se aprecian variaciones bastante significativas de las concentraciones, tendiendo todas a aumentar hacia la actualidad (ejemplo en la Fig. 2), probablemente relacionadas con aumentos en las ratios de aporte metálico debido a actividades antrópicas en la cuenca.

Esta evolución se corresponde con un sistema dominado por minerales provenientes del área fuente y otros transformados estables (arcillas) en la parte inferior, hacia un sistema que progresivamente se enriquece en minerales secundarios tanto cristalinos

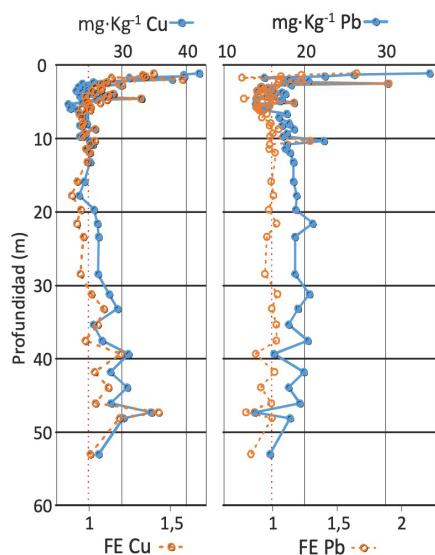


Fig. 2.- Variación de concentración y FE de Cu y Pb en el sondeo CM5. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Cu and Pb concentration and EF variation in CM5 borehole. See color figure in the web.

(carbonatos) como de baja cristalinidad tipo oxihidróxidos de hierro y aluminio (Fig. 3) y por tanto con mayor potencial de liberación de metales superficialmente.

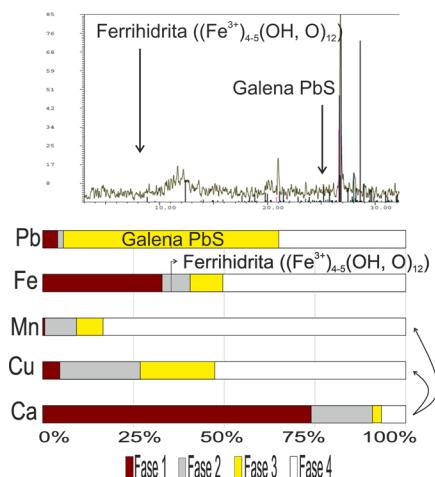


Fig. 3.- Mineralogía y distribución de elementos en las fracciones del sedimento (muestra CM5-3535, 10725 años). Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Mineralogy and elements distribution in the different sediments (sample CM5-3535, 10725 years BP). See color figure in the web.

Por otro lado, las ES han complementado el estudio geoquímico, indicando que en profundidad los elementos presentan bajo potencial móvil, debido a que los aportes a la cuenca eran naturales, mostrando una mineralogía compuesta principalmente por el grupo de las arcillas (44%) figura 4.

A partir de los 40 metros de profundidad, se observa una estabilización de ambientes estuarinos, predominando la

marisma y la llanura de inundación (Delgado, 2012), hecho que permitirá en gran medida registrar los cambios geoquímicos derivados de las actividades antropogénicas. Así, CM5-3535 (35m, 10725 años) muestra un enriquecimiento de Fe muy marcado (1,7), debido posiblemente a un aumento en la velocidad deposicional del medio, sin embargo, las extracciones secuenciales muestran una baja movilidad de Fe ($F_1+F_2+F_3=15\%$), indicando la presencia de minerales estables y la capacidad de amortiguación metálica de los ambientes propios de marisma (presencia de oxihidróxidos de Fe en forma de ferrihidrita), por procesos de floculación y posterior decantación. El Pb, aparece muy lábil (70%). Sin embargo, el hallazgo a esa profundidad de galena (PbS), es congruente con la fracción más abundante en la que se encuentra el Pb (fracción oxidable asociada a sulfuros), indicando bajo potencial de liberación figura 4.

En CM5-2157 (21,6m) se observa como Pb, S y Ca están asociados a la fracción móvil en más de un 70%. En este caso, el calcio podría actuar como agente regulador de elementos metálicos como Fe, Cu y Mn principalmente (Delgado 2012). La presencia de carbonatos, asociados a bioclastos favorece el aumento del pH en el medio, y la formación de oxihidróxidos-oxihidroxisulfatos de baja cristalinidad como jarosita ($KFe^{3+}_3(SO_4)_2(OH)_6$), schwertmannita y ferrihidrita, (presentes en muestras circundantes). La presencia de yeso ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), mineral frecuentemente descrito durante los procesos de neutralización de la acidez (Delgado *et al.*, 2019) es otro indicio de la activación del proceso de neutralización metálica.

Hacia la parte más superficial del sondeo correspondiente con los últimos 5000 años, la influencia antrópica en el estuario es evidente como ya han demostrado otros autores (Delgado *et al.*, 2008; 2012), dado que los hallazgos demuestran que las primeras civilizaciones del SW de la Península Ibérica comenzaron a mostrar interés por la explotación de los recursos metálicos (Nocete *et al.*, 2005).

La muestra CM6-1310 (13m), presenta anomalías en la química de los elementos, con un enriquecimiento bastante notable del Sr y Ca, debido a la acumulación de restos de bivalvos.

La muestra CM6-610 (6m) presenta elementos fuertemente enriquecidos como Pb, potencialmente móvil en un 90%. Destaca también el Mn, que se encuentra totalmente móvil. Este incremento podría estar relacionado con el

inicio de las extracciones mineras, ya que la FPI contiene un gran número de indicios mineros ricos en este elemento, y es congruente con los documentos sobre el inicio de la minería argéntica en época visigoda (497 d.c.). En CM6-450 (4,5 m), se aprecian valores muy similares a los descritos en la muestra anterior, las explotaciones mineras debían seguir en activo en época musulmana, ya que esta muestra está datada en el año 1193 d.c. Además, se observa un ligero enriquecimiento de Co y Ni, lo que indica probablemente procesos de deforestación asociados al desarrollo de nuevos asentamientos que incrementa el aporte de elementos geoquímicos hacia el estuario (Delgado *et al.*, 2008).

A 410 y 310 cm de profundidad (1267 d.c.), se muestran valores similares a los anteriores, no obstante, conforme nos acercamos a época más recientes los elementos se van presentando en una fracción más móvil del sedimento. De ellos Pb sigue siendo el elemento potencialmente más móvil en el medio.

La muestra CM6-200 (2 m), presenta el valor más alto de Fe (FE 1,4), junto con elementos como Cu, As y Pb (FE medio de 1,96) asociados a minerales de tipo sulfurosos (F3 de la ES), congruente con las elevadas contracciones de S (Fig. 4), mientras que el resto de los elementos se encuentran fijados débilmente a los sedimentos. Las dataciones apuntan a una edad de 1606 años, lo cual muestra una relación directa con el reinicio de la minería medio siglo antes, en la década de 1550-60 por orden del Rey Felipe II (Marqués-Macías, 1986).

Por último, en CM6-65 (0,65 m), coincide aproximadamente con el año 1885, donde la minería moderna comienza a ser una realidad, y los métodos extractivos comienzan a ser bastante más eficaces que los usados en los siglos anteriores. Este hecho, unido al control de caudales de la cuenca en los tiempos más recientes es puesto de manifiesto por la disminución de las concentraciones de metales en las muestras superficiales del estuario (Delgado *et al.*, 2008).

Es de destacar que, la presencia de monacita es constante en todo el registro, sin embargo, en tiempos recientes aparece en proporciones bastante elevadas (71% del total de minerales secundarios, Fig. 4), lo que prueba el aporte de elementos provenientes del área fuente asociado a la explotación de sulfuros. De hecho, según Delgado (2012) es notable el contenido en tierras raras medianas (MREE) en los sedimentos del estuario del Guadiana. Dichas

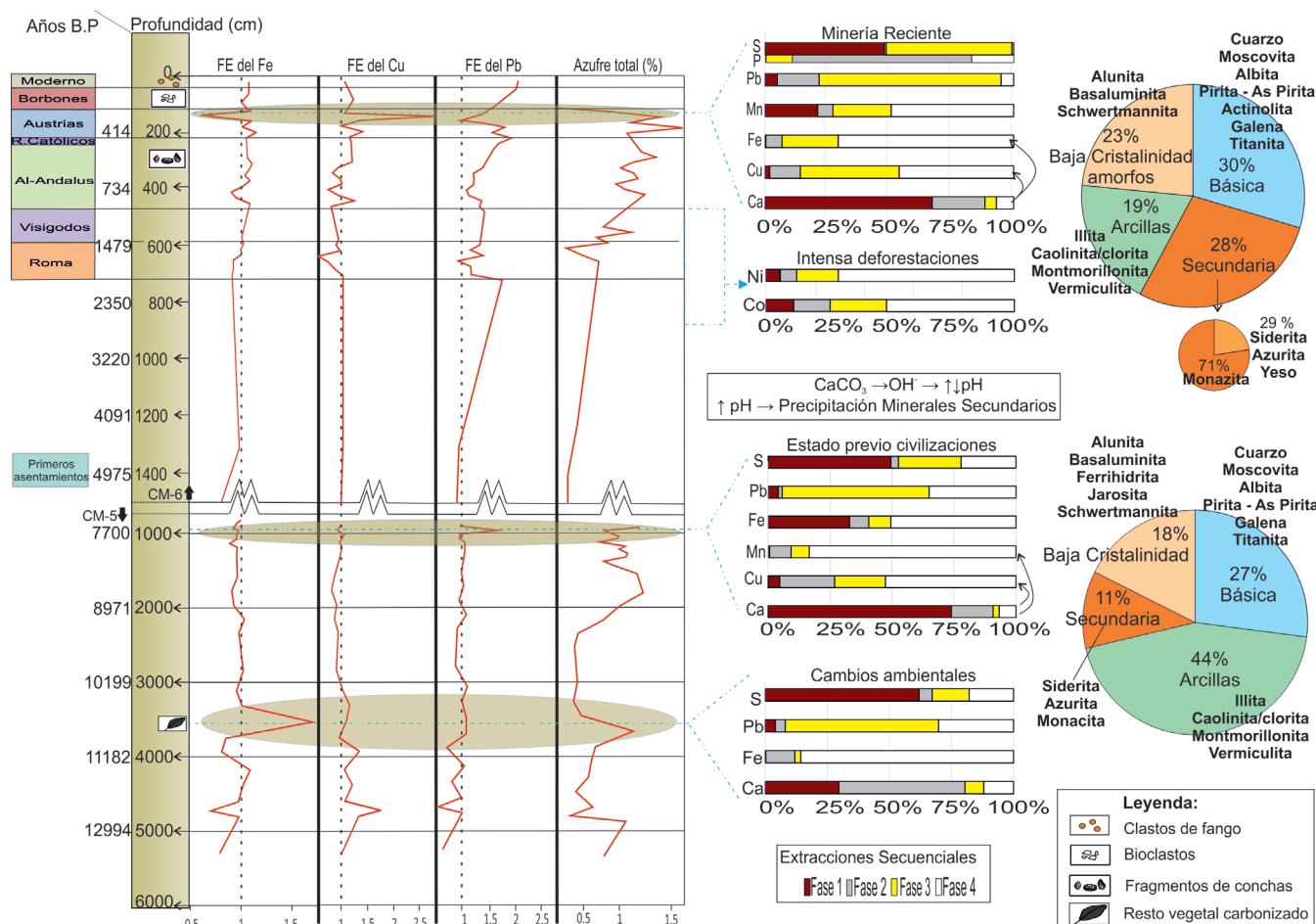


Fig. 4.- Modelos conceptual mostrando la distribución de los elementos y mineralogía a lo largo del Holoceno en el estuario del Guadiana. Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- Conceptual model showing the elements distribution and prevalent mineralogy during the Holocene in the Guadiana estuary. See color figure in the web.

MREE, enriquecidas en los lixiviados ácidos que vierten sus aguas a la cuenca, sufren un fraccionamiento hacia la fase sólida en la zona mareal acrecentado probablemente por la entrada de fosfatos a las aguas del estuario de influencia marina o por excesos provenientes de la agricultura.

Conclusiones

Las ES, confirman la mineralogía pH-dependiente y su relación con la distribución de los metales en las diferentes fracciones geoquímicas del sedimento. Se demostró que existe un mecanismo amortiguador en el estuario, que, gracias a la presencia de carbonatos y otros aniones marinos, incrementan el pH controlando así la precipitación de minerales y la neutralización de la acidez del medio.

El estudio geoquímico demuestra que los metales presentes en el medio pasan en su mayor parte a estar fijados en formas relativamente estables, sobre todo hasta los últimos 5000 años. No obstante, existen indicios de minerales de baja cris-

talinidad (jarosita, schwertmannita y ferrihidrita) que se acentúan hacia su máximo en la minería metálica de la FPI del siglo XX. Los cuales, asociados a cambios de pH, podrían desestabilizarse y liberar metales perjudiciales para el estuario y su biota. Sin embargo, la presencia de Ca, indica que la liberación del CO_3^{2-} en condiciones débilmente ácidas provoca la amortiguación de la acidez y la precipitación de fases minerales de baja cristalinidad que atrapan metales y los fijan en el sedimento. No obstante, existe un riesgo potencial para la biota, ya que cualquier obra de infraestructuras que afecte a los primeros metros del relleno estuarino dejaría minerales expuestos en condiciones oxidantes y por tanto aumentaría la movilidad de los elementos metálicos, llegando incluso a ser liberados.

Agradecimientos

Los autores agradecen a Romero, A. y Guillén, M.T., sus revisiones que han mejorado la calidad del manuscrito.

Bibliografía

- Delgado, J., Nieto-Liñán, J.M., Boski, T., Albardeiro, L. (2008). *Geogaceta* 44, 235-238.
- Delgado, J. (2012). *Estudio de la contaminación por metales pesados en la cuenca baja del río Guadiana*. Tesis Doctoral, Univ. de Huelva, 274 p.
- Delgado, J., Boski, T., Nieto-Liñán, J.M., Pereira, L., Moura, D., Gomes, A., Sousa, C., García-Tenorio, R. (2012). *Quat. Sci. Rev.* 33, 121-141.
- Delgado, J., Barba-Brioso, Cinta., Ayala, D., Boski, T., Torres, S., Calderón, E., López, F. (2019). *Environ. Sci. Pollut. Res.*
- Marqués-Macías, R., Tornero-Tinajero, P. (1986). Minería, población y sociedad en la provincia de Huelva (1840-1900). Huelva en su historia, 1, 379-413.
- Nocete, F., Alex, E., Nieto, J.M., Saez, R., Bayona, M.R. (2005). *J. Archaeol. Sci.* 1566-1576.
- Rauret, G., López-Sánchez, J.F., Sahuquillo, A., Rubio, R., Davidson, C., Ure, A.M., Quevauviller, Ph. (1999). *J Environ. Monitor* 1, 57-61.

Composición de las lavas asociadas a los colapsos de flanco del sector occidental del Valle de La Orotava (Tenerife)

Composition of the lava associated with the flank collapses of the western sector of the La Orotava (Tenerife)

Eumenio Ancochea¹, María José Huertas¹, Álvaro Márquez², Raquel Herrera² y Juan Jesús Coello-Bravo³

¹Departamento de Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid.; ancochea@ucm.es, huertas@ucm.es.

²Área de Geología, Universidad Rey Juan Carlos (URJC), C/Tulipán, s/n, 28933 Móstoles, Madrid, alvaro.marquez@urjc.es, raquel.herrera@urjc.es

³Museo de Ciencias Naturales de Tenerife, MUNA, C/Fuente Morales, 1, 38003 Santa Cruz de Tenerife, Spain juancoellobravo@gmail.com

ABSTRACT

The lava flows from two water galleries excavated in the La Orotava valley that drill the infilling sequence of the depression generated after the massive flank collapse of La Orotava (OL) and the two smaller flank collapses (WO-1 and WOL-2) have been analyzed. Especially the lava flows located immediately above and below the avalanche deposits associated with the WOL-2 (the U-DAD). They are mostly basanites, with some more evolved rocks (trachybasalts and basaltic trachyandesites). From their chemical characteristics, they all seem to belong to the same magmatic system and linked together by simple fractionation processes of clinopyroxene and, to a lesser extent, olivine. After the WOL-2 flank collapse, the rocks are, in general, less evolved, somewhat more alkaline, and often very rich in mafic phenocrysts.

Key-words: Tenerife, La Orotava Valley, Volcanic flank collapses, Changes in the volcanic system.

Geogaceta, 71 (2022), 75-78

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Los colapsos de flanco gigantes que producen grandes avalanchas de escombros son comunes en las islas volcánicas oceánicas, dando lugar a grandes depresiones en forma de U (por ejemplo, Moore *et al.*, 1989, Holcomb y Searle, 1991, McGuire, 2006, Blahut *et al.*, 2018) que, con frecuencia, son rellenadas muy rápidamente por la actividad volcánica posterior y también por la actividad sedimentaria debido a la intensa erosión de las paredes del anfiteatro. Las Islas Canarias son uno de los principales lugares del mundo para el estudio de estos fenómenos debido a la gran cantidad de colapsos masivos que han afectado sus flancos desde el Mioceno al Pleistoceno (ej. Krastel *et al.* 2001, Masson *et al.* 2002, Acosta *et al.* 2003, Hunt *et al.* 2014). En Tenerife, la existencia de una densa red de galerías profundas, de escasa pendiente (5-7‰), perforadas para la extracción de agua subterránea, permite el acceso subterráneo y el estudio de estos rellenos. Uno de los colap-

sos de flanco mayor y más representativo es el de La Orotava (OL: *Orotava Landslide*, Fig. 1) que afectó a la parte norte de la isla, hace unos 550-600 ka, y al que sucedieron en su parte occidental dos colapsos de flanco menores en los 100 ka siguientes (Coello-Bravo *et al.* 2020).

Objetivo y planteamiento

El objetivo del presente trabajo es el estudio de la composición de las lavas asociadas a uno de los deslizamientos menores del valle de La Orotava: el colapso de flanco del Oeste de La Orotava-2 (*Western Orotava Landslide 2: WOL-2*) (Coello-Bravo *et al.*, 2020), que generó el denominado depósito de *avalancha de escombros* superior (U-DAD: *Upper Debris Avalanche Deposit*) y analizar si se han producido cambios significativos en la composición de las lavas antes de la avalancha (Pre U-DAD) y después de la misma (Post U-DAD). Las muestras han sido analizadas en el laboratorio Act. Lab. de Canadá.

RESUMEN

Se han analizado las lavas de dos galerías de agua excavadas en el valle de La Orotava que cortan la secuencia de relleno de la depresión generada tras el gran colapso de flanco de La Orotava (OL) y los dos colapsos de flancos menores (WOL-1 y WOL-2). Especialmente las lavas situadas inmediatamente encima y debajo de los depósitos de avalancha asociados al WOL-2 (el U-DAD). Se trata mayoritariamente de basanitas, con algunos términos algo más evolucionados (trachibasalts y trachianandesitas basálticas). Por sus características químicas parecen pertenecer todas a un mismo sistema magmático y ligadas entre sí por procesos sencillos de fraccionación de clinopiroxeno y, en menor medida, de olivino. Tras el colapso de flanco WOL-2 se aprecia que las rocas son, en general, menos evolucionadas, algo más alcalinas y, con frecuencia, muy ricas en fenocristales maficos.

Palabras clave: Tenerife, Valle de La Orotava, Colapso de flanco, Cambios en el sistema volcánico.

Fecha de recepción: 12/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

Se han recogido muestras de coladas de lava en dos galerías de agua: la Galería de Cruz de Luis (CL) y la Galería del Portillo (EP), cuyas entradas están situadas respectivamente a 1170 m y 1240 m de altitud (Fig. 1). Ambas cortan el U-DAD y llegan hasta el L-DAD (*Lower Debris Avalanche Deposit*). En ninguna de ellas aparece el I-DAD (*Intermediate Debris Avalanche Deposit*), que está situado algo más al este (Fig. 1) (Coello-Bravo *et al.*, 2020).

Para intentar detectar mejor las posibles variaciones composicionales se han muestreado las coladas frescas más próximas a la brecha (U-DAD), tanto por encima, como por debajo de ella. El número de muestra indica la distancia de penetración en la galería, desde la boca de entrada (en metros): así, por ejemplo, la muestra EP-1110 está tomada a 1110 m de distancia de la boca. En la galería de El Portillo el techo de la brecha está situada a 1170 m de la boca de entrada (Fig. 1C y 2), por lo que las muestras EP-1110, EP-1160 y EP-1168 están, respectivamente,

60 m, 10 m y 2 m antes del techo de la brecha (estratigráficamente por encima). La muestra EP1168 es la primera colada por encima del U-DAD y la EP1160 es la segunda. Las muestras EP-1410 y EP-1430 están 60 m y 80 m después del muro del U-DAD, que está situado a 1350 m de la

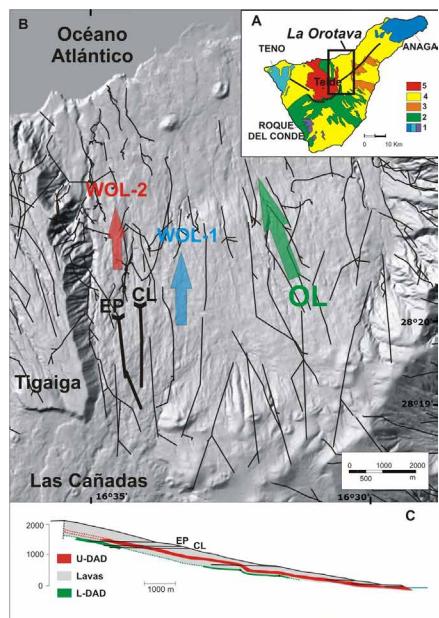


Fig. 1.- A: Mapa geológico simplificado de la isla de Tenerife (1: Edificios volcánicos miocenos; 2) Edificio Cañadas; 3) Rift NE; 4) Vulcanismo reciente de los rifts; 5) Teide-Pico Viejo) con la localización de la zona de estudio (rectángulo negro). **B:** Distribución de las galerías de extracción de agua (líneas negras) en el Valle de La Orotava. En trazo más grueso las dos galerías de este estudio (EP: El Portillo; CL: Cuz de Luis). Las flechas indican la dirección y localización aproximada de los tres deslizamientos propuestos por Coello-Bravo et al., 2020, a partir de datos geológicos de las galerías (OL: La Orotava; WOL-1: La Orotava Occidental-1; WOL-2: La Orotava Occidental-2). **C:** Corte geológico N-S, en el sector del WOL-2, donde se observa cómo las galerías de estudio cortan el depósito del deslizamiento WOL-2 (U-DAD) así como lavas de relleno del valle por encima y por debajo de este depósito y alcanzan el L-DAD (Coello-Bravo et al., 2020).

Fig. 1.- A: Simplified geological map of the island of Tenerife (1: Miocene volcanic Edifices; 2) Cañadas Edifice; 3) NE Rift; 4) Recent volcanism from rifts; 5) Teide-Pico Viejo) with the location of the study area (black rectangle). B: Distribution of the water extraction galleries (black lines) in the La Orotava Valley. In thicker line the two galleries of this study (EP: El Portillo; CL: Cruz de Luis). The arrows indicate the direction and approximate location of the three landslides proposed by Coello-Bravo et al., 2020, from geologic data of the galleries (OL: La Orotava Valley; WOL-1: La Orotava Occidental-1; WOL-2: La Orotava Occidental-2). C: NS geologic section, in the WOL-2 sector, showing how the study galleries cut the WOL-2 landslide deposit (U-DAD) as well as the valley fill lava flows above and below this deposit and they reach the L-DAD (Coello-Bravo et al., 2020).

boca de entrada (Fig. 2).

En la galería de Cruz de Luis, las muestras CL-1310 y CL-1280 están situadas, respectivamente, 10 m y 40 m antes del techo del U-DAD, situado a 1320 m de la entrada, y son respectivamente la primera y la segunda colada por encima del U-DAD. La muestra CL-1385, se sitúa 5 m después del muro del U-DAD.

Los metros de penetración en la galería no indican espesor real. Por la inclinación de las capas (unos 12°-15°) 100 m de penetración equivalen a unos 20-25 m de espesor. Hay que tener en cuenta, que mientras que los niveles de brechas, como U-DAD, son plenamente correlacionables entre galerías, pues se corresponden con un único evento geológico, las coladas anteriores y posteriores al U-DAD sólo lo son aproximadamente. Cualquiera de las coladas que atraviesa una de las galerías, puede no ser atravesada por la otra galería. Por ejemplo, en el caso de las muestras Post U-DAD, se sabe que la EP-1410 es más joven que la EP-1430 y que la CL-1280 es más joven que la CL-1310, pero se desconoce la correlación precisa entre las muestras de galerías diferentes. Sólo se sabe que, en ambos casos, son las más próximas

al U-DAD en la respectiva galería.

Para poder comparar, se han analizado también muestras por encima del L-DAD, es decir, las más próximas al deslizamiento principal de La Orotava (EP-1810, CL-2275 y CL-2183).

Resultados

La mayor parte de las coladas muestreadas son basanitas (TAS), aunque existen algunas coladas más evolucionadas traquibasálticas (hawaïitas) o traquiandesitas basálticas (mugearitas). En ninguna de las muestras se observa feldespatoide, es decir, petrográficamente son esencialmente basaltos. El contenido en fenocristales, habitualmente de clinopiroxeno y olivino, es variable, desde menos del 5% en los términos afíricos, hasta tipos con más del 15% de cristales máficos. En varias de las rocas aparece también anfíbilo como fenocristal máfico principal.

En ningún caso las rocas tienen características químicas típicas de magmas primarios, ni de magmas muy evolucionados (p.e. contenidos en Ni de 50 a 150 ppm y en Cr de 20 a 220 ppm). Están enriquecidas en tierras raras ligeras ($(La/Yb)_N$: entre 18 y 23) y sus espectros de elementos traza son muy similares entre sí. Ese hecho, junto la excelente correlación entre elementos como, por ejemplo: SiO_2 -álcalis (R^2 : 0,94), SiO_2 -MgO (R^2 : 0,88), SiO_2 -CaO (R^2 : 0,97), SiO_2 - Al_2O_3 (R^2 : 0,92), indica que no parecen existir grandes diferencias en el sistema magmático en el que se generaron las distintas coladas; un proceso de cristalización fraccionada sencillo, con extracción de clinopiroxeno y olivino, en proporciones próximas a 83:17, podría justificar las principales variaciones observadas.

Las figuras 3 y 4 reflejan la variación del contenido en determinados elementos o parámetros representativos según su distancia a la U-DAD en las galerías. Se han representado juntas las muestras de ambas galerías. En las figuras la posición de las muestras Post U-DAD es la distancia (en valores positivos) al techo del U-DAD, en metros de penetración en la galería. La de las muestras Pre U-DAD y la de las Post L-DAD es la distancia (en valores negativos) al muro de la U-DAD, también en metros de penetración en la galería. Realmente las muestras Post-L-DAD también pre datan el U-DAD, aunque están más próximas L-DAD (Fig. 2).

Fig. 2. Estratigrafía y posición de las muestras en las galerías de El Portillo y Cruz de Luis. Para simplificar la figura se ha omitido una parte entre los materiales Pre U-DAD y los Post L-DAD de los que no se han analizado muestras (en gris en la figura).

Fig. 2. - Stratigraphy and position of samples in the El Portillo and Cruz de Luis water galleries. To simplify the figure, a part between the Pre U-DAD and Post L-DAD materials of which no samples have been analyzed (in gray in the figure) has been omitted.

Discusión

El efecto que los colapsos de flanco pueden tener en sistemas volcánicos ha sido estudiado tanto en ambientes continentales, como en arcos-isla y en islas oceánicas. En muchos casos, a estos grandes deslizamientos les sigue un incremento en la actividad volcánica y cambios en la composición de los magmas, debido a la descompresión generada por el deslizamiento (p.e. Presley *et al.*, 1997; Hildebrand *et al.*, 2004; Watt, 2019). En Canarias, los posibles efectos de los colapsos de flanco han sido estudiados, por ejemplo, en La Palma (Galipp *et al.*, 2006), en el Hierro (Manconi *et al.*, 2009) o en Tenerife (Longpré *et al.*, 2009; Boulesteix *et al.*, 2012).

Hildenbrand *et al.* (2004) observan que tras un episodio de colapso en la isla de Tahiti-Nui hubo un incremento en la tasa de emisión, así como en el grado de fusión parcial del manto que generó los magmas primarios implicados. Presley *et al.* (1997) señalan que tras un colapso de flanco en la isla de Oahu (Hawaii) aumentó ligeramente el grado de fusión parcial e hicieron erupción magmas menos fraccionados y con frecuentes xenolitos.

En El Hierro, Manconi *et al.* (2009) señalan que entre las coladas pre-colapso de El Golfo hay algunas traquíticas; sin embargo, los términos más evolucionados están ausentes en las coladas post-colapso, que con frecuencia son más densas, más ricas en cristales y con elevados contenidos en MgO. En Tenerife, en el edificio de Teno, Longpré *et al.* (2009) destacan que las lavas más silíceas se encuentran en las secuencias inmediatamente anteriores a los deslizamientos. Después de éstos las lavas son esencialmente maficas y los tipos ankaramíticos, ricos en clinopiroxeno y en olivino, son inusualmente abundantes. En La Palma, Ancochea *et al.* (1994) indican que las lavas del edificio del Bejenado, post-colapso, son más sálicas y más alcalinas que las lavas pre-colapso. También en la isla de São Vicente en Cabo Verde, tras el colapso de flanco de Praia Grande los magmas se hacen mucho más alcalinos (nefelinitas y carbonatitas) (Ancochea *et al.*, 2010).

En todos esos casos se trata de deslizamientos de enorme volumen (decenas o centenares de km³) mientras que el volumen de los WOL es mucho menor, del orden de algún km³ (Coello-Bravo *et al.*, 2020), por lo que los efectos, de haberlos, deben haber sido de mucha menor entidad.

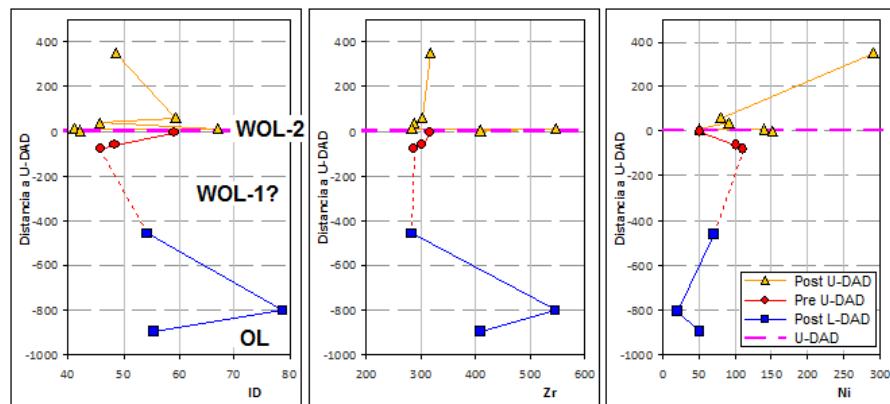


Fig. 3. Variación del ID (Índice de Diferenciación), Zr y Ni con la posición estratigráfica (distancia al U-DAD). OL: Colapso de flanco de la Orotava; WOL-1: Colapso de flanco Occidental de La Orotava 1; WOL-2: Colapso de flanco Occidental de La Orotava 2.

Fig. 3. -Variation of DI (Differentiation Index), Zr and Ni with stratigraphic position (distance to U-DAD). OL: Orotava flank collapse; WOL-1: Western Orotava flank collapse 1; WOL-2: Western Orotava flank collapse 2.

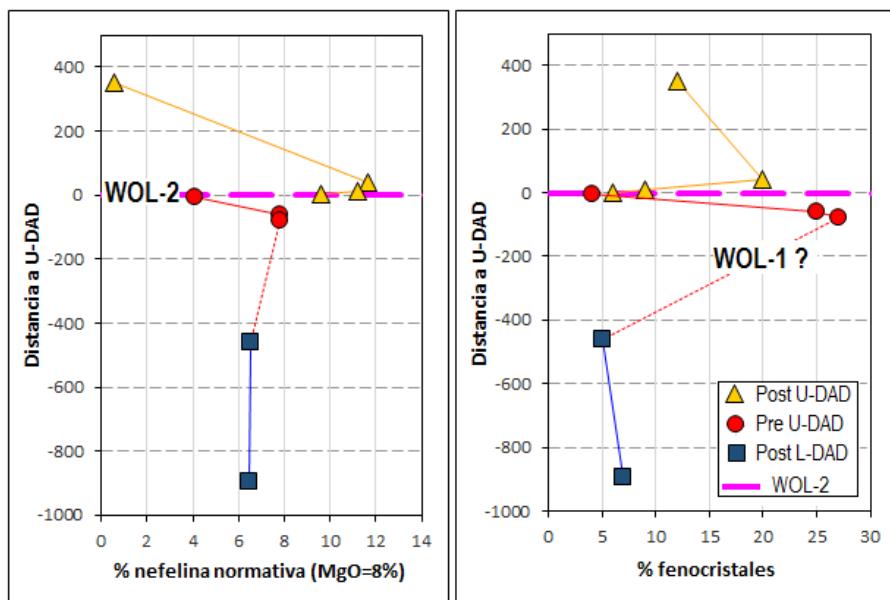


Fig. 4.- Variación del contenido en nefelina normativa y de fenocristales maficos con la posición estratigráfica (distancia al U-DAD), en las rocas con menos del 46% de SiO₂. OL: Deslizamiento de la Orotava; WOL-1: Deslizamiento Occidental de La Orotava 1; WOL-2: Deslizamiento Occidental de La Orotava 2.

Fig. 4. - Variation of normative nepheline and mafic phenocrysts content with stratigraphic position (distance to U-DAD), in rocks with less than 46% SiO₂. OL: Orotava Landslide; WOL-1: Western Orotava Landslide 1; WOL-2: Western Orotava Landslide 2.

En las coladas que rellenan depresiones post colapso suele hablarse de dos tipos de variaciones: las de gran escala, que afectan a todo el conjunto del relleno y que, en nuestro caso, se refieren a los más de 1200 m de penetración en las galerías (unos 250-300 m de potencia de depósitos), y las de menor escala, que reflejan las variaciones entre las muestras situadas inmediatamente antes y después de los colapsos.

En los colapsos de flanco de La Orotava, el colapso de flanco principal (OL: Orotava Landslide) es, por su volumen, el que puede haber afectado más al sistema magmático, por lo que las variaciones de

gran escala pueden ser atribuidas a él. Los colapsos de flanco posteriores (WOL) son seguramente los responsables de variaciones de menor entidad, esencialmente en las muestras muy próximas al U-DAD. Por otra parte, hay que recordar que por debajo del U-DAD, generado en el WOL-2, en otras galerías, se ha identificado otro deslizamiento el I-DAD (Coello-Bravo *et al.*, 2020), generado en el WOL-1, y que éste también ejerció su influencia en el sistema magmático.

En el caso de la zona estudiada, para todo el conjunto, se observa que las muestras menos evolucionadas (p.e. ID<50; Ni >100) se sitúan tras el U-DAD

(WOL-2), pero también inmediatamente antes (Fig. 3). Si consideramos que antes de ellas tuvo lugar el deslizamiento WOL-1, parece concluirse que tras estos dos deslizamientos menores son más frecuentes los términos menos evolucionados.

La variación en la concentración de determinados elementos y el valor de algunos parámetros puede verse modificada por los procesos de evolución magmática. Por eso, en la figura 4 se han eliminado las rocas más evolucionadas (con $\text{SiO}_2 > 46\%$) y se ha recalculado la composición de las rocas al 8% de MgO , con cristalización de 83% Cpx y 17% de Ol. Eliminando este factor debido a la fracción, se observa que el contenido en nefelina normativa es inferior al 8% en todas las rocas Pre U-DAD, pero aumenta notablemente (hasta el 12%) en las primeras coladas tras el U-DAD, para volver, en las coladas más recientes, a valores bajos. Este aumento de la alcalinidad tras el U-DAD se ha observado también en La Palma y en São Vicente.

El contenido en fenocristales máficos de estas rocas varía bastante. Las muestras más alejadas del U-DAD (post-L-DAD) tienen contenido menores. Sin embargo, como sucede en otras áreas tras grandes colapsos, también aquí son muy abundantes las rocas con un elevado contenido en fenocristales máficos: clinopiroxenos, olivinos y anfíboles. Esto sucede sobre todo en algunas muestras post-U-DAD, pero también en algunas pre-U-DAD, sugiriendo de nuevo la existencia de un posible efecto del WOL-1. Además, destaca la gran cantidad de anfíbol que aparece en la mayoría de las rocas próximas al I-DAD y al U-DAD que podría indicar un cambio en la composición de los magmas hacia fundidos más hidratados.

Conclusiones

Las lavas de las dos galerías que atraviesan los depósitos que llenan la

depresión generada tras el colapso de flanco de La Orotava y los dos colapsos de flanco menores del Oeste (WOL-1 y WOL-2), tienen, en general, una marcada homogeneidad y no ponen de manifiesto la existencia de cambios de gran magnitud en el sistema magmático durante el relleno.

Sin embargo, en las muestras próximas al U-DAD, se aprecian algunos cambios significativos que, dado el pequeño volumen que desplazaron los WOL (unos pocos km^3), podrían no haberse evidenciado. En general, puede decirse que, sin corresponder nunca a magmas primarios, las lavas próximas al U-DAD son poco evolucionadas y tienen un elevado contenido en fenocristales máficos, como sucede tras otros grandes colapsos de flanco, como los de El Hierro (Manconi *et al.*, 2009) o Teno (Longpré *et al.*, 2009) y son algo más alcalinas como en La Palma (Ancochea *et al.*, 1994) o en São Vicente (Ancochea *et al.*, 2010).

Agradecimientos

Para la ejecución del trabajo se ha contado con fondos del Grupo de Investigación UCM-910469 y del Proyecto CGL2017-86241-R.

Nuestro especial agradecimiento a los revisores R. Casillas y A. Ahijado que han contribuido a mejorar notablemente el contenido del artículo.

Referencias

- Acosta, J., Uchupi, E., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M. y ZEE Working Group. (2003). *Marine Geophysical Research* 24, 1-40.
- Ancochea, E., Hernán, F., Cendrero, A., Cantagrel, J. M., Fúster, J. M., Ibarrola, E. y Coello, J. (1994). *Journal of Volcanology Geothermal and Research* 60, 243-262.
- Ancochea, E., Huertas, M.J., Hernán, F., y Brändle, J.L. (2010). *Journal of Volcanology Geothermal and Research* 198, 143-157.
- Blahut, J., Klimeš, J., Rowberry, M., y Kusák, M. (2018). *Landslides* 15, 823-827.
- Boulesteix, T., Hildenbrand, A., Gillot, P.Y. y Soler, V. (2012). *Geomorphology* 138, 61-73.
- Coello Bravo, J.J., Márquez, A., Herrera, R., Huertas, M.J. y Ancochea, E. (2020). *Journal of Volcanology Geothermal and Research* 401. DOI.org/10.1016/j.jvolgeo- res.2020.106980
- Galipp, K., Klügel, A. y Hansteen, T.H. (2006). *Journal of Volcanology Geothermal and Research* 155, 285-306.
- Hildenbrand, A., Gillot, P. y Le Roy, I. (2004). *Earth and Planetary Science Letters* 217, 349-365.
- Holcomb, R.T. y Searle, R.C. (1991). *Marine Georesources and Geotechnology* 10, 19-32.
- Hunt, J.E., Talling, P.J., Clare, M.A., Jarvis, I. y Wynn, R.B. (2014). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 3322-3345.
- Krastel, S., Schmincke, H.U., Jacobs, C.L., Rihm, R., Le Bas, T.P. y Alibés, B. (2001). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106, 3977-3998.
- Longpré, M.A., Troll, V.R., Walter, T.R., y Hansteen, T.H. (2009). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10, Q12017.
- Manconi, A., Longpre, M.A., Walter, T.R., Troll, V.R. y Hansteen, T.H. (2009). *Geology* 37, 1099-1102.
- Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgelés, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P. y Canals, M. (2002). *Earth Sciences Reviews* 57, 1-35.
- McGuire, W.J. (2006). In: *Mechanisms of Activity and Unrest at Large Calderas* (C. Troise, G. De Natale y C.R.J. Kilburn, Eds.). Geological Society London Special Publications 269, 121-140.
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R. y Torresan, M.E. (1989). *Journal of Geophysical Research* 94, 17465-17484.
- Presley, T.K., Sinton, J.M. y Pringle, M. (1997). *Bulletin of Volcanology*, 58, 597-616.
- Watt, S.F.L. (2019). *Journal of Volcanology Geothermal and Research* 384, 280-303.

Relleno sedimentario de unas paleocuevas mesozoicas. Formación Utrillas (Terra Alta, Tarragona)

Sedimentary Infilling of Mesozoic Paleocaves. Utrillas Formation (Terra Alta, Tarragona)

Caterina Maria Martorell Melià¹ y Ferran Colombo Piñol¹

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. 08028 Barcelona.

caterinamaria13@gmail.com y colombo@ub.edu

ABSTRACT

At the southern end of the Catalan Costal Chains there are several caves filled by siliciclastic sandstones and limestone clasts. Those are found interstratified with Jurassic and Cretaceous units. After the development of a karstic relief that favoured the generation of many caves in the Cuevas Labradas Formation their sedimentary infill is related to the Sands of Utrillas Formation. The primary tractive sedimentary structures developed in the sedimentary infill of the caves suggest turbulent flows in Upper Flow Regime. The infilling is located between Albian and Cenomanian stages. The mineralogy, the texture and the morphology of grains indicate that the primary origin of the materials is the Armorican quartzites of the Ordovician period.

Key-words: Mesozoic, paleocaves, Sands Formation of Utrillas, terrigenous filling, basal unconformity.

Geogaceta, 71 (2022), 79-82

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

En la zona de las Sierras de Pàndols y de Cavalls (Terra Alta, Tarragona) afloran ampliamente materiales carbonatados mesozoicos estructurados en un antiforme complejo con vergencia NW. Entre las localidades de Pinell de Brai y Gandesa (Fig. 1A) se pueden encontrar cavidades de dimensiones métricas y decimétricas, excavadas en los materiales carbonatados, que han sido llenadas por litoclastos carbonatados y areniscas silíceas. Estas unidades carbonatadas corresponden a la Formación Cortes de Tajuña y a la Formación Cuevas Labradas (Goy et al. 1974). Los materiales que corresponden al relleno principal de las cavidades tienen características que se pueden relacionar con la Formación Arenas de Utrillas (Colombo, 1980; Teixell, 1986). La Fm. Arenas de Utrillas se ha interpretado tradicionalmente como un sistema fluvial arenoso (Pardo, 1979) con cauces trenzados y sinuosos (meandriformes). Esta tesis fue sostenida por Pardo et al. (1981) y Querol et al. (1992). Recientemente Rodríguez-López et al.

(2009) han realizado algunas reinterpretaciones al respecto, interpretando la Fm. Utrillas como un sistema desértico arenoso (erg). El posible origen primario de las arenas y areniscas cuarcíticas que conforman

la Fm. Utrillas, corresponde a las cuarcitas armoricanas del Ordovícico (Marfil et al., 1992; Segura et al., 2013).

El objetivo principal de este trabajo es profundizar en el conocimiento de los re-

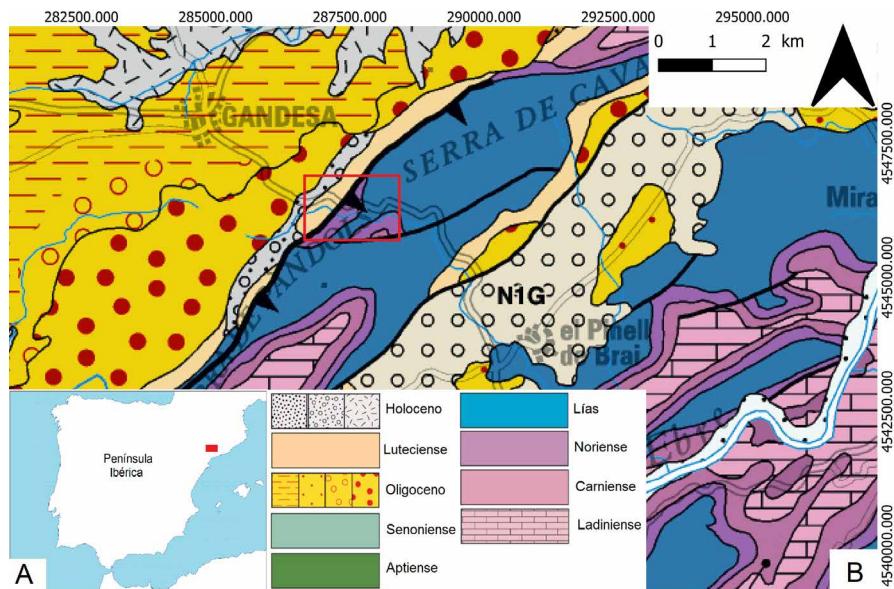


Fig. 1.- A) Localización del área de estudio. B) Mapa geológico 1:250.000 de la zona de estudio del ICGC. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- A) Location of the study area. B) 1: 250,000 geological map of the study area from the ICGC. See color figure in the web.

llenados sedimentarios de las cavidades. Se han llevado a cabo estudios para su caracterización tanto mineralógica y petrográfica, como textural y de fábrica a partir de las muestras obtenidas en la campaña de campo. A partir de esos datos se puede sugerir el tipo de flujo hidráulico que afectó a las cavidades y permitió la acumulación del relleno sedimentario.

Contexto geológico

La zona de estudio se encuentra entre la Sierra de Pàndols y la Sierra de Cavalls que corresponden a un sector meridional de las Cordilleras Costeras Catalanas. Geológicamente, se trata de una zona antiformal compleja en la que afloran diversos tipos de materiales mesozoicos y cenozoicos que ha sido afectada por diversos episodios tectónicos compresivos (Fig. 1B).

Del Mesozoico están representadas las tres grandes unidades: Triásico, Jurásico y Cretácico. En la parte inferior afloran las dolomías, calizas y margas que corresponden a Facies del Muschelkalk superior (Ladiniense). Luego, las arcillas versicolores y evaporitas de las Facies Keuper (Carniense). A techo del Triásico se encuentran los materiales finamente estratificados de la Formación Dolomías Tableadas de Imón (Noriense). Encima existen brechas, dolomías, calizas, calcarenitas y margas. Éstas presentan moldes de cristales de evaporitas localmente en la base del estrato. Corresponden a la Formación Carniolas Cortes de Tajuña (Retiense-Lias) y a la Formación calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas respectivamente (Goy, 1974). Encima existen las areniscas silíceas de la Formación Arenas de Utrillas. Por último, afloran margas y calizas bioclásticas del Senoniense y calizas bioclásticas con prealveolinas y dolomías del Cenomanense-Turoniense.

Todas estas unidades mesozoicas se ven afectadas por una falla inversa local de orientación noreste-sudoeste. También se encuentran asociadas algunas fallas menores y de orientación similar a la principal que afectan también a la totalidad de las unidades mesozoicas. Existe en esta zona una importante laguna estratigráfica que va desde el Lias hasta el Albienense (Teixell, 1986).

Se han estudiado los materiales arenosos silíceos de la Formación Utrillas. Éstos rellenan diversas cavidades mesozoicas que se halla interestratificadas entre el Jurásico y la base del Cretácico superior (Fig. 2).

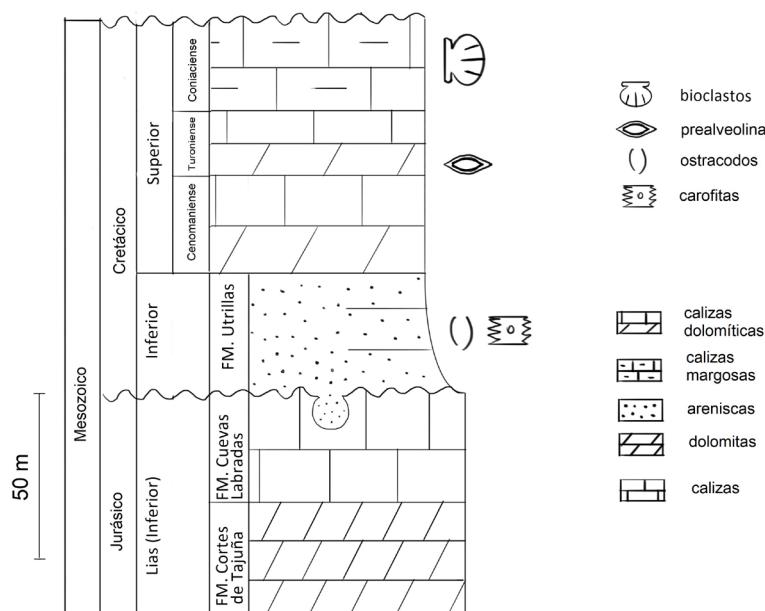


Fig. 2.- Columna sintética de los materiales que se han observado en la zona.
Fig. 2.- Synthetic column of the materials that have been observed in the area.

Metodología

Para realizar el presente trabajo se llevó a cabo una campaña de campo durante el mes de junio de 2019 que consistió en reconocer, seleccionar y estudiar los principales afloramientos. También se recolectaron las muestras necesarias para poder analizarlas. Entre ellas destacan las 12 muestras de mano utilizadas para efectuar la confección de secciones pulidas y la preparación de 13 láminas delgadas que permitan el estudio bajo el microscopio óptico. El afloramiento principal de donde se han obtenido las muestras se encuentra en el km 10 de la carretera C-43 que une Gandesa con Pinell de Brai y Benifallet (Fig. 3).



Fig. 3.- Principal afloramiento estudiado en el km 10 de la carretera C-43. Ver figura en color en la web.
Fig. 3.- Main outcrop studied at km 10 of the C-43 road. See color figure in the web.

Resultados

Mineralogía y descripción del relleno

El estudio de las muestras del re-

lleno silíceo de las cavidades corresponde a arenas poco cementadas y en ocasiones oxidadas.

En la muestra FMM5 (Fig.4a) no se observa ningún tipo de afectación por parte de los minerales de óxido de hierro, lo cual sí ocurre en otras muestras como la FMM4 (Fig.4b). Esto puede indicar que la primera corresponde a la parte más profunda del relleno y que, por ello, no se ve afectada por las condiciones subaéreas como el resto de las muestras. Así, se pueden observar claramente las estructuras sedimentarias entre las cuales destacan las laminaciones planares muy continuas y desarrolladas en areniscas de granulometría fina-media. Respecto a la mineralogía predominante, corresponde a granos de cuarzo de gran madurez mineralógica. También se puede observar una porosidad en forma de pequeñas cavidades que puede llegar a medir unos 2 mm de diámetro y algunas formas que parecen ser restos de fósiles.

La muestra FMM4 (Fig.4b) se encuentra afectada por minerales de óxidos de hierro, lo cual puede indicar que estaba más expuesta a la superficie agua-aire. Por lo cual, las bandas de oxidaciones por hierro no son progresivas. Los granos de cuarzo son alcanzan un tamaño de entre 1 y 2 mm. Al igual que en la muestra anterior se pueden observar laminaciones planares.

En la imagen de microscopio de la muestra FMM7 (Fig.4c) se puede observar una sola fracción de grano de unos 0,2 mm aproximadamente (grano fino). El mineral principal es el cuarzo, que re-

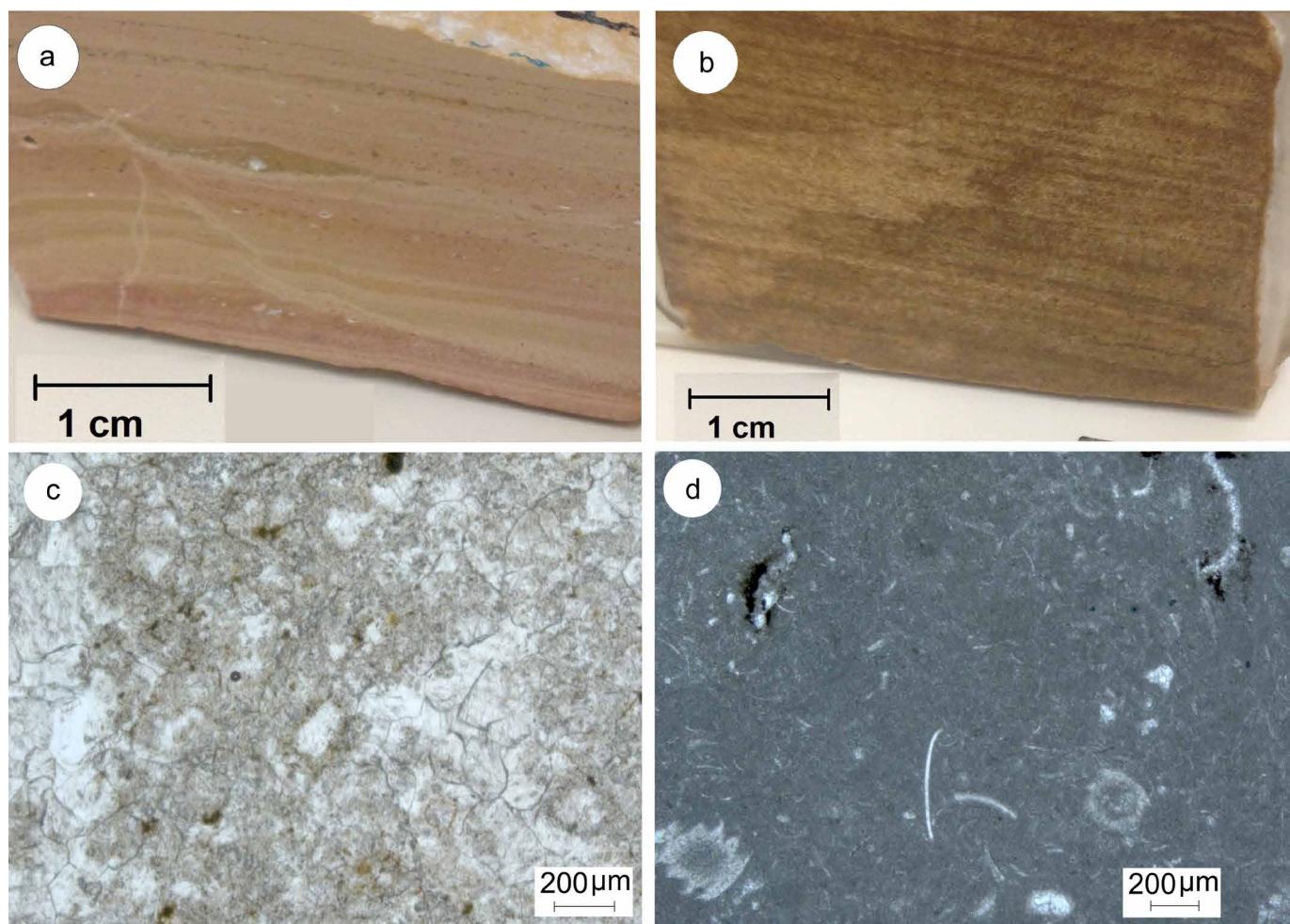


Fig. 4.- Muestras de mano FMM5(a) y FMM4(b). Imágenes de microscopio FMM7(c) y FMM3(d). Ver figura en color en la web.
 Fig. 4.- FMM5 (a) and FMM4 (b) hand samples. Microscope images FMM7 (c) and FMM3 (d). See color figure in the web.

presenta el 90% de los minerales de la muestra, mientras que el 10% restante está constituido por algunos minerales oscuros. Los granos son semiesféricos y se trata de una muestra de carácter clasto soportado. En la muestra hay cemento de calcita tipo *blocky* que ocupa posiciones que anteriormente formaban parte de la porosidad primaria. La porosidad corresponde a un 2-3%. Esta porosidad es de tipo primario y se encuentra interconectada en algunos puntos. La muestra no presenta ningún tipo de matriz y tampoco hay presencia de fósiles. Se trata de una muestra mineralógicamente madura debido a la presencia de cuarzo.

En la imagen de microscopio de la muestra FMM3 (Fig.4d) se puede observar una matriz muy fina de cuarzo y algunos granos de cuarzo de mayor tamaño, entre 0,05 y 0,2 mm. Estos granos más grandes son semiredondeados y bastante esféricos. La selección no es muy buena ya que hay dos fracciones muy diferentes. La porosidad es poco representativa siendo prácticamente nula debido a que la muestra está suficientemente cementada. Hay dos tipos

de fósiles: carofitas del Cretácico y bivalvos. Se observa cemento cuarcítico intra-particular y móldico. El cemento móldico se encuentra en los ostrácodos, ocupando el hueco que dejó el aragonito por disolución. La madurez textural es baja debido a la gran cantidad de matriz que contiene la muestra mientras que la madurez mineralógica es alta por la abundancia de cuarzo en la muestra.

Geometría deposicional y tipo de fluido

Por lo que se ha podido observar en el microscopio y en las muestras de mano, en el afloramiento hay abundantes ejemplos de laminaciones planares o paralelas (*plane beds* o *flat beds*). Estas estructuras primarias permiten determinar el tipo de fluido que ocupó y fluyó en las cuevas y que permitió que se depositasen las arenas de la Fm. Utrillas. Comparando las observaciones con el gráfico Einsele (1992), se puede decir que se trataba de un fluido en condiciones de alto régimen o *upper flow regime* (UFR). Éste se comportaba como una corriente de alta velocidad de-

bido a la baja viscosidad y alto confinamiento, como queda de manifiesto por las estructuras primarias tractivas resultantes. Dentro de las cuevas, en las zonas en las que el flujo cambiaba de dirección bruscamente, se producían importantes pérdidas de carga. A su vez esto implica una sobrepresión con el consiguiente aumento de velocidad del flujo. Este termina por chocar con los obstáculos irregulares de la cavidad, produciendo la fragmentación parcial de las paredes de la cueva que se encuentran como relleno dentro de las cavidades.

Discusión

El reconocimiento y caracterización del relleno de paleocuevas situadas en la base de la Formación Utrillas corresponde a un dato significativo en el sector estudiado de las Cordilleras Costeras Catalanas.

En este trabajo se continúan y consolidan observaciones anteriormente descritas (Colombo, 1980; Teixell, 1986), respecto a que en la zona de las Sierras de Pàndols i Cavalls (Prat de Comte, Pinell de

Brai, etc.) existen unas cavidades encajadas en materiales carbonatados mesozoicos que muestran diversos rellenos terri-genos carbonatados y mayoritariamente silíicos. Estos materiales llegan a ser tan importantes que han sido y son objeto de explotación industrial continuada. De-bido a su mineralogía cuarcítica y sobre todo por la gran abundancia en la que se encuentra el mineral, cuya procedencia más posible son las cuarcitas armoricanas del Ordovícico (Marfil et al., 1992, Segura et al., 2013).

Conclusiones

De este reconocimiento se puede ex-traer que, en algún momento entre el Al-biense y Cenomaníense hubo un periodo de no deposición sedimentaria y exposi-ción subaérea prolongada. Esto implicó la generación de una superficie erosiva y el desarrollo de diversas cuevas en los materiales carbonatados. Probablemente se trataba de unas cuevas, a través de las cuales, podrían circular fluidos hidráulicos confinados que propiciaron el desarrollo de un paleokarst.

Se puede acotar el periodo en que ocurrieron los eventos gracias al registro fósil. Los restos de carofitas encontrados sitúan la deposición entre el Albiense y el Cenomaníense.

La gran cantidad de nódulos ferrosos y de óxidos de hierro indican que durante la deposición el ambiente era muy oxi-dante por lo que se encontraba en con-diciones subaéreas, a diferencia de las con-diciones reductoras que se tuvieron du-rante la formación de los carbonatos. Por lo tanto, la situación del conjunto de los materiales que forman el relleno se encon-traba en constante contacto con la atmósfera durante su deposición. Ya que

las bandas de óxidos de hierro no son progresivas lo más probable es que estos nódulos tengan como origen la bioturba-ción del sedimento alterando la permeabilid-ad y porosidad del material y destruyen parte de las estructuras primarias. El cemento es silílico y de óxidos de hierro, aunque también existen numerosas re-crystalizaciones.

Los fósiles que se han podido recono-cer en las muestras son carofitas por lo que se concluye que la mayoría del relleno sea posterior al Jurásico, aunque dentro de la cavidad se puedan encontrar fragmentos de la roca encajante, producto de la caída de bloques durante la deposición.

Por lo que respecta a la discontinuidad regional observable en el afloramiento, tanto el cambio de medio (pasa de reductor a oxidante), como la super-ficie erosionada entre los dos materiales refuerzan la tesis de que existe dicha dis-continuidad regional.

En cuanto al tipo de flujo, todo indica que se trataba de un fluido turbulento en con-diciones de alto régimen (*upper flow regime*) y al no hallarse indicios de ripples, pero si numerosas laminaciones planares y paralelas. Éstas se desarrollan en mate-riales arenosos pobemente seleccióna-dos.

Agradecimientos y financiación

El presente trabajo ha sido financiado por la Fundación Bosch i Gimpera (pro-yecto 300033) de la Universidad de Bar-celona.

Los autores agradecen a los revisores de este artículo, Ramon Salas Roig y Juan Ramón Colmenero que con sus propues-tas y comentarios han contribuido en gran manera a la mejora substancial del manuscrito original.

Referencias

- Colombo, F. (1980). *Estratigrafía y Se-dimentología del Terciario Inferior continental de los Catalánides*. Tesis Doctoral Universidad de Barcelona, 609p.
- Einsele, G. (1992). *Sedimentary basins: evolution, facies, and sedimentary budget*. Springer Verlag, Berlin, 628p.
- Goy, A. G. (1974). COL-PA. Publicaciones de Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid (26), 9-10.
- Marfil, R., y Gómez-Gras, D. (1992). *Re-vista de la Sociedad Geológica de Es-paña*, 5(3-4), 101-115.
- Pardo, G. (1979): *Estratigrafía y sedi-mentología de las formaciones de-tríticas del Cretácico inferior termi-nal del Bajo Aragón Turolense*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 473 p.
- Pardo, G. y Villena, J. (1981): Geología de la Región de Montalbán-Utri-las. *XV Curso de Geología Práctica de Teruel*, 161-194.
- Querol, X., Salas, R., Pardo, G. y Ar-devol, L. (1992): In, J.P. Mc. Cabe y J.T. Panish, Eds.). *Geological Society of America, Special Paper*, 267: 193-208.
- Rodríguez-López, J. P., Meléndez, N., Soria, A. R., y de Boer, P. L. (2009). *Re-vista de la Sociedad Geológica de Es-paña*, 22(3-4), 163-219.
- Segura, M., y Elorza, J. (2013). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 26(2), 47-63.
- Teixell, A. (1986). *Estudi geològic de les serres de Pàndols, de Cavalls i del Montsant i de les seves rela-cions amb les depressions de l'Ebre i de Móra (Tarragona)*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona. 149 p.

Aplicación de la geoquímica ambiental a la gestión de aguas enriquecidas en selenio en explotaciones auríferas subterráneas

An environmental geochemistry approach for Se-enriched water management in underground gold mines

Diego Baragaño¹, Edgar Berrezueta², Esther Fernández³ y José Luis R. Gallego¹

¹ INDUROT and Environmental Biogeochemistry and Raw Materials Group. Campus of Mieres. University of Oviedo. diegobcoto@uniovi.es and jgallego@uniovi.es

² Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC), C/Matemático Pedrayes 25, 33005 Oviedo, Asturias, Spain. e.berrezueta@igme.es

³ Orovalle Minerals S.L., Belmonte de Miranda, Asturias, Spain. efernandez@orvana.com

ABSTRACT

Gold ores in skarns from the El Valle deposit (Asturias, Spain) are formed by two different Cu-Au skarn types, calcic and magnesian, in the Cambrian limestones and dolostones. In the Skarn, Se is an abundant trace element, and thus, during the mining activity was observed that the drained water presents anomalous Se concentrations. In this context, here we addressed a novel study to minimize the Se presence in the water through a comprehensive characterization of the water-rock system. Rock and water samples were taken from selected boreholes to perform a mineralogical and a geochemistry characterization. Results verified the Se presence in the mineralization. Calcic and magnesian skarn did not drain groundwater when drilled, however leaching tests using distilled water revealed a notable concentration of Se in the leached for magnesian skarn material whereas Se was not detected for the calcic skarn. On the other hand, water from the aquifer is drained when limestone is drilled. Accordingly, waterproofing system was proposed to avoid the water-rock interactions in the skarn materials. However, in some cases, the waterproofing should be also applied in limestones with the presence of fractures with disseminated mineralization, where the Se concentration is low but is readily mobile.

Key-words: environmental geochemistry, selenium, water management, gold mining.

Geogaceta, 71 (2022), 83-86

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Las actividades mineras pueden llegar a generar grandes cantidades de agua durante su explotación, que en algunos casos pueden contener metal(loid)es, como arsénico (As), cobre (Cu), selenio (Se), zinc (Zn), entre otros (Baragaño *et al.*, 2020; González-Fernández *et al.*, 2018). Un ejemplo que ha generado interés en los últimos años, considerándose un contaminante emergente, es la problemática ambiental que presenta el Se, ya que puede llegar a inducir impactos en el medio receptor en altas concentraciones (Staicu *et al.*, 2017; Tan *et al.*, 2016). De acuerdo a diferentes organismos públicos, el rango de concentración límite de Se en aguas destinadas a vertido se encuentra entre

10-50 µg/L (Etteieb *et al.*, 2020). Sin embargo, se ha detectado que en explotaciones mineras auríferas localizadas a lo largo del Mundo las concentraciones de Se en las aguas llegan a superar estos límites alcanzando valores entre 100 y 500 µg/L (Etteieb *et al.*, 2020).

El caso de estudio abordado corresponde al depósito El Valle –Boinás (Cu-Au skarn), noroeste de España. Estudios abordados por Cepedal *et al.* (2006; 2008) sobre la mineralización del yacimiento ponen en evidencia la presencia, entre otros, de Se en su mineralización (i.e., pirita enriquecida en As, tetraedrita, bismutinita). En base a los antecedentes presentados, el principal objetivo de este estudio fue utilizar herramientas geoquímicas y, mineralógicas para determinar

RESUMEN

La mineralización de oro en el yacimiento El Valle (Asturias, España) corresponde a dos tipos diferentes de skarn (cálcico y magnésico). En este yacimiento, el Se es un elemento traza presente en la mineralización, y se ha observado que el agua drenada de la actividad minera presenta concentraciones anómalas de este metaloide. En este trabajo se aborda minimizar la presencia de Se en el agua a partir una caracterización exhaustiva del sistema agua-roca a través de una caracterización geoquímica y mineralógica de muestras procedentes de sondeos de drenaje. Los resultados verificaron la presencia de Se en la mineralización. Durante la ejecución de los sondeos, no se detectó presencia de agua al atravesar los materiales del skarn. Sin embargo, las pruebas de lixiviación con agua destilada sobre el skarn magnésico, mostraron una elevada movilidad del Se, al contrario de lo ocurrido en el caso del skarn cálcico. Por otra parte, durante la perforación de la caliza, se detectó presencia de aguas enriquecidas en Se. En consecuencia, se propuso un sistema de impermeabilización para evitar las interacciones agua-roca en los materiales de la mineralización y en las zonas de caliza que presenten fracturas con mineralización diseminada.

Palabras clave: geoquímica ambiental, selenio, gestión de aguas, minería de oro.

Fecha de recepción: 14/07/2021

Fecha de revisión: 29/10/2021

Fecha de aceptación: 26/11/2021

que materiales son los causantes de la liberación de Se a las aguas, y en base a estos resultados, evaluar la serie de propuestas implementadas para su mitigación.

Metodología

En este trabajo se realizaron dos campañas de muestreo consecutivas en el interior de la mina. En la primera fase del proyecto, se tomaron muestras de roca en dos sondeos de drenaje (S1 y S2) ejecutados en el frente de explotación. El agua muestreada en estos sondeos, que se realizan con el objetivo de drenar el agua del acuífero para proseguir con el desarrollo de las galerías en cotas inferiores, indica la presencia de Se. Por tanto, el análisis

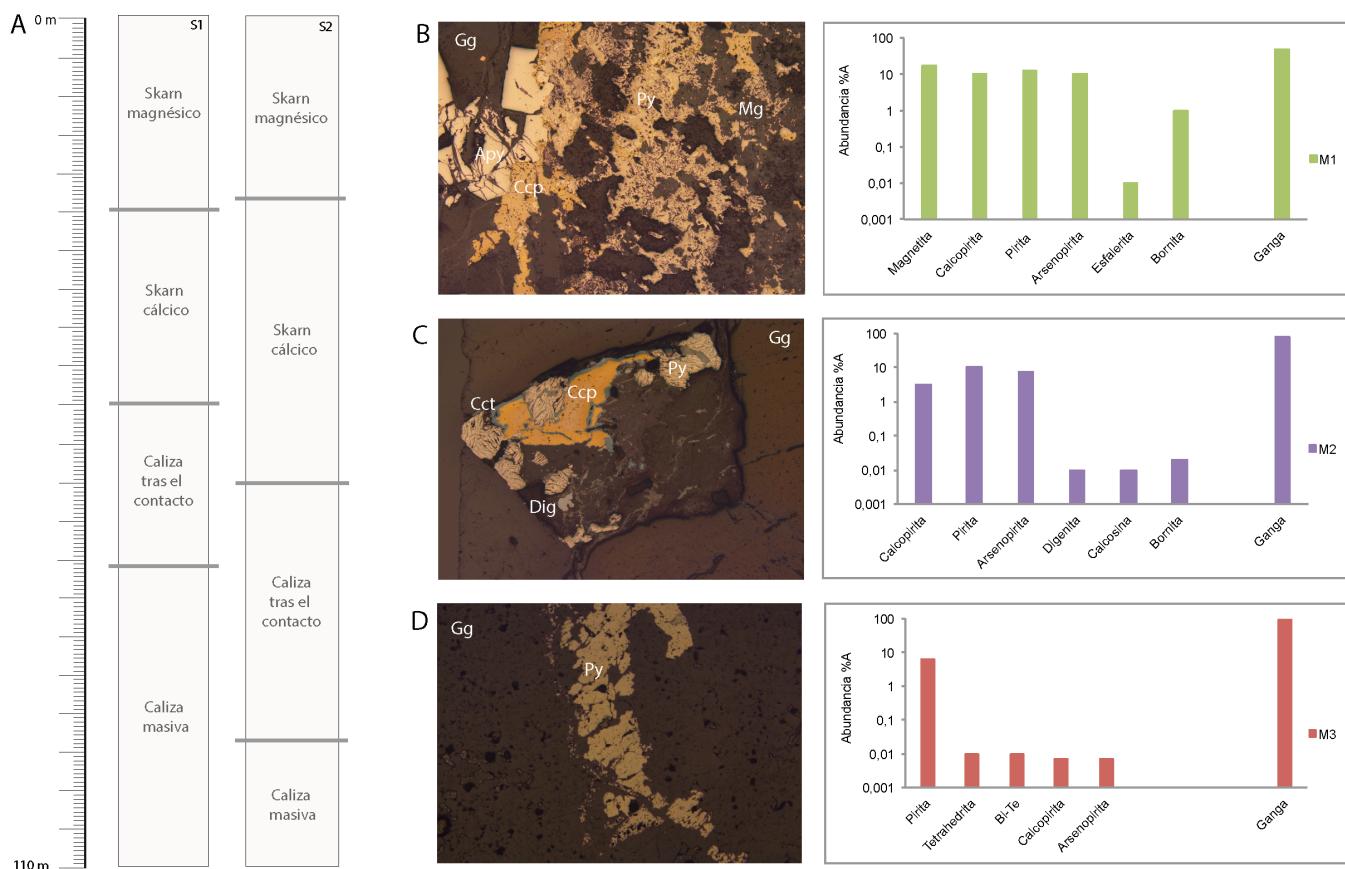


Fig. 1.- A) Estructura esquemática de los sondeos (S1 y S2) objeto de estudio. Análisis petrográfico de la muestra de B) skarn magnésico, C) skarn cárlico, y D) caliza tras el contacto, mediante identificación y cuantificación de fases minerales. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- A) Boreholes description (S1 and S2). Petrographical characterization through mineral phases identification and quantification of samples; B) magnesian skarn; C) calcic skarn; D) limestone after the contact with skarn. See color figure in the web.

de las rocas que se plantea en la siguiente metodología permitiría conocer en qué materiales geológicos se encuentra alojado el Se. La secuencia de trabajo para esta primera fase fue la siguiente: i) Toma de muestras y su identificación; ii) estudio petrográfico mediante microscopio óptico de reflexión (Microscopio Leica DM6000 M) y microsonda electrónica (CAMEBAX SX-100), cuantificación de abundancia de minerales mediante herramientas de análisis de imagen (ImageJ v.1.52); iii) análisis de las concentraciones totales de As, Cu y Se (Los límites de detección son 0,1, 0,2 y 0,1 mg/kg respectivamente) mediante espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) previa digestión ácida; iv) trituración del mate-

rial mediante trituradora de mandíbulas y tamizado a luz de malla de 10 mm. Este material se empleó para la realización del ensayo de lixiviación mediante agua según norma UNE-EN 12457-4:2003 con una relación sólido:líquido de 1:10.

A continuación, en la segunda fase, aplicando la metodología de ejecución de sondeos que se lleva a cabo de forma habitual en la explotación, se ejecutaron otros tres sondeos de drenaje (S3, S4 y S5). La técnica consiste en la impermeabilización de las zonas de skarn atravesadas por el sondeo mediante la cementación del mismo, y la posterior re-perforación a un menor diámetro hasta la caliza. Mediante esta técnica, se evita la puesta en contacto del agua drenada proceden-

te del acuífero con el material de skarn. Varias muestras de agua se tomaron a lo largo de la perforación de la caliza para su análisis. Se realizó un análisis químico mediante cromatografía iónica (883 Basic IP plus, Metrohm) para la determinación de los aniones y cationes mayoritarios sobre las muestras de agua. Además, la cuantificación de As y Se en las muestras se realizó mediante ICP-MS.

Finalmente, se realizó una interpretación de los resultados obtenidos en ambas fases para la evaluación de las medidas de impermeabilización.

Resultados

Fase 1: Caracterización petrográfica, geoquímica y ambiental de las rocas

Una vez realizados los sondeos S1 y S2 (Fig 1 A-B), se identificaron cuatro tipos de materiales: Skarn magnésico, skarn cárlico, caliza tras el contacto y caliza masiva. El estudio mediante microscopio óptico de reflexión y microsonda electrónica permitió la identificación de los principales minerales presentes (pirita, arsenopirita, calcopirita, bornita, magnetita, esfale-

Materiales geológicos	Concentración total (mg/kg)			Lixivable (%)
	As	Cu	Se	
Skarn magnésico	38-4.520	>10.000	5,9-67,2	0,11-0,53
Skarn cárlico	12-4.330	43-394	0,5-1,9	-
Caliza tras el contacto	165-260	727-1.940	1,0-1,2	4,33-5,40
Caliza masiva	8-9	27-279	0,1-0,3	-

Tabla I.- Concentraciones totales (As, Cu y Se) y porcentaje de lixiviación del Se.
Table I.- Total concentration (As, Cu and Se) and Se lixiviation in percent.

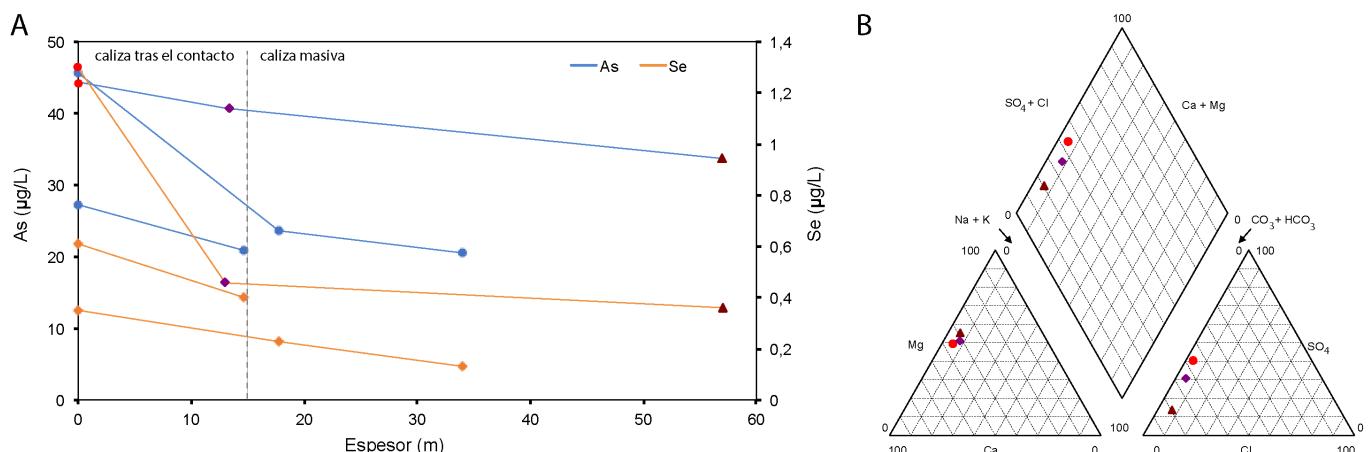


Fig. 2.- A) Evolución de las concentraciones de As y Se en el agua drenada por los tres sondeos (S3, S4 y S5) a medida que se avanza en la perforación de la caliza. B) Clasificación de las tipologías de agua según el diagrama de Piper para las muestras del sondeo (S4) que atraviesa el mayor espesor de caliza. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- A) Changes in As and Se concentration in water samples from the three boreholes (S3, S4 and S5) according to the drilling program. B) Classification of water typology according to Piper diagram of samples of borehole S4 (the one that drilled a lengthier thickness of limestone). See color figure in the web.

rita, calcosina, digenita, tetraedrita, Bi-Te) en las muestras seleccionadas. La mineralización de las muestras seleccionadas por su contenido en minerales opacos se presenta en la Fig. 1 C-E. La muestra procedente de la caliza masiva no presenta este tipo de mineralización. El resultado de la identificación y segmentación automatizada mediante la técnica de análisis digital de imagen permitió la identificación de la abundancia de las fases minerales, a escala de probeta pulida estudiada (Fig. 1 C-E). Cabe destacar que la presencia de las fases minerales más enriquecidas en Se son minoritarias (p.e. digenita, bornita, etc.).

Los análisis mediante ICP-MS muestran que el skarn magnésico es el material geológico más enriquecido en As, Cu y Se, mientras que el skarn cárlico, a pesar de mostrar concentraciones de As muy elevadas (valor máximo de 4.330 mg/kg), muestra concentraciones de Cu y Se muy bajas (Tabla I). Estos resultados están en línea con los trabajos realizados por Cepedal et al., (2006; 2008). Respecto a la caliza tras el contacto, se puede observar que las concentraciones máximas de As detectadas son considerables, pero no tan elevadas como en el caso de los materiales tipo skarn. Sin embargo, los valores mínimos son los más elevados (165 mg/kg). Por otro lado, las muestras de caliza masiva no muestran concentraciones considerables de ninguno de los elementos sujeto a estudio.

El análisis ambiental realizado mediante los ensayos de lixiviación refleja que únicamente el skarn magnésico y la caliza tras el contacto son potenciales ma-

teriales liberadores de Se hacia las aguas. Sin embargo, comparando las concentraciones de Se en los lixiviados generados (valores en torno 5-8 µg/L) frente a las concentraciones totales de este elemento en las rocas, se observa que la mayor movilidad del Se corresponde con el material de la caliza tras el contacto, indicando que en torno a un 5% del Se presente en este material es lixiviável (Tabla I).

Fase 2: Monitorización del estado químico de las aguas tras la impermeabilización

Las muestras de agua tomadas durante la perforación de la caliza en los sondeos impermeabilizados (S3, S4 y S5) mostraron concentraciones de As y Se muy bajas (45 y 1,3 µg/L respectivamente). Cuando se comenzó la perforación en la caliza tras el contacto con el skarn, se tomó la primera muestra de agua en los tres sondeos, con concentraciones de As y Se superiores a las muestras tomadas tras finalizar el sondeo (Fig. 2A).

Una vez la perforación traspasa la caliza tras el contacto hasta la caliza masiva, se toma la siguiente muestra de agua, y se observa que la concentración de As y Se descienden (Fig. 2A). En el caso de dos de los sondeos, se continúa la perforación hasta adentrarse en la caliza masiva a mayor profundidad. Las concentraciones de los dos elementos de estudio descienden ligeramente, hasta valores inferiores a 35 y 0,5 µg/L.

Por otro lado, las aguas muestreadas presentan una variación en el contenido en sulfatos, tal y como se observa en el

diagrama de Piper (Fig. 2B). En el diagrama aparecen las muestras tomadas en el sondeo de mayor longitud a modo de ejemplo. Tal y como ocurre con el As y Se, la concentración de sulfatos en el agua desciende en cuanto el sondeo alcanza mayor profundidad.

Interpretación y discusión

El agua presente en el acuífero ha sido estudiada con anterioridad en trabajos no publicados, mostrando concentraciones de Se poco significativas. Sin embargo, las aguas de drenaje en las que existe contacto agua-roca, muestran concentraciones anómalas de Se. En este sentido, la metodología de impermeabilización que se ha adoptado en la mina permite reducir estas concentraciones hasta valores inferiores en algunos casos a los límites de detección analíticos (0,3 µg/L). Cuando existe presencia del Se en estas aguas se debe a la interacción agua-roca que se da lugar durante el drenaje. Los materiales que generan la lixiviación del metaloide se han identificado mediante los análisis geoquímicos y ambientales, indicando que el skarn magnésico y la caliza tras el contacto son los responsables de la liberación parcial del Se hacia las aguas (Tabla I).

La propuesta de impermeabilización sobre la zona mineralizada ha repercutido en una disminución de las concentraciones de As y Se en las aguas drenadas. Esto pone de manifiesto que las conclusiones obtenidas en la fase de caracterización petrográfica, geoquímica y ambiental eran correctas.

Mediante el muestreo de las aguas realizado durante la ejecución de los sondeos se logra vislumbrar que la caliza tras el contacto sigue aportando los contaminantes a las aguas, aunque al aumentar la profundidad del sondeo sobre la caliza masiva sin fracturas mineralizadas se lograr diluir las concentraciones de As y Se gracias al aporte de agua no contaminada del acuífero (Fig. 2A). Sin embargo, al alcanzar una concentración determinada, no se consigue una mayor reducción, ya que el agua en contacto con las fracturas mineralizadas de la caliza cercana al skarn siguen generando la lixiviación de los elementos de estudio.

Conclusiones

Desde el punto de vista metodológico, el procedimiento seguido ha permitido identificar el origen, características y trazabilidad del Se presente en el agua de mina estudiada. El procedimiento propuesto, además de una adecuada caracterización de los contenidos de Se en las aguas y las rocas, permitió la definición y seguimiento de unas propuestas de reducción de la exposición de agua del acuífero a zonas enriquecidas con Se, mitigando la presencia de este elemento en

las aguas de drenaje y repercutiendo en concentraciones inferiores a 0,5 µg/L.

Contribución de los autores

Todos los autores han contribuido en la conceptualización, metodología, análisis, interpretación y discusión de resultados, del trabajo y en la redacción del presente artículo.

Agradecimientos y financiación

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por la empresa Orovalle Minerals S.L.

Los autores agradecen a la Unidad de Ensayos Medioambientales, la Unidad de Microscopía Electrónica y la Unidad de Fluorescencia y Microsonda Electrónica de los Servicios-Científico Técnicos de la Universidad de Oviedo y al laboratorio de la unidad del IGME-CSIC de Oviedo por su apoyo técnico.

D. Baragaño agradece al IGME-CSIC por darle la posibilidad de realizar una estancia postdoctoral en uno de sus centros.

Agradecemos los comentarios de los revisores José Eugenio Ortiz y Carlos Boente que han contribuido a mejorar la calidad final de este artículo.

Referencias

- Baragaño, D., Boente, C., Rodríguez-Valdés, E., Fernández-Braña, A., Jiménez, A., Gallego, J.R. y González-Fernández, B. (2020). *Environmental Science and Pollution Research* 27, 10672-10684.
- Cepedal, A., Fuertes-Fuente, M., Martín-Izard, A., González-Nistal, S. y Rodríguez-Pevida, L. (2006). *Mineralogy and Petrology* 87, 277-304.
- Cepedal, A., Fuertes-Fuente, M., Martín-Izard, A., González-Nistal, S. y Barreiro, M. (2008). *The Canadian Mineralogist* 46, 233-247.
- Etteieb, S., Magdouli, S., Zolfaghari, M. y Brar, S. (2020). *Science of the Total Environment* 698, 134339.
- González-Fernández, B., Rodríguez-Valdés, E., Boente, C., Menéndez-Casares, E., Fernández-Braña, A. y Gallego, J.R. (2018). *Science of the Total Environment* 610-611, 820-830.
- Staicu, L.C., van Hullebusch, E.D., Rittmann, B.E. y Lens, P.N. (2017). In: *Bioremediation of Selenium Contaminated Wastewater* (E. van Hullebusch, Eds.). Springer, Cham, 75-101.
- Tan, D.C., Nancharaiah, Y.V., van Hullebusch, E.D. y Lens, P.N.L. (2016). *Biotechnology Advances* 34, 886-907.

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 a la dirección web de la revista, dentro del Repositorio Español de Ciencia y Tecnología (<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>). También es posible acceder al portal a través del enlace que hay en la página web de la SGE (<https://sociedadgeologica.org/publicaciones/>). 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 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 la Web de la revista (<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>). 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 llenar 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 a través de la plataforma RECYT (<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>). 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 preceptivo 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 Web de la revista.

Preparación del manuscrito

En la plantilla de referencia es necesario cumplimentar o llenar todos y cada uno de los siguientes campos:

- a) *Titulo / 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:* 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.

Importante: Las referencias que dispongan de DOI, deberá indicarse el DOI con un enlace debajo de cada referencias: [https://doi.org/...](https://doi.org/) Para buscar el DOI de un trabajo se puede utilizar la siguiente Web de Crossref: <https://apps.crossref.org/SimpleTextQuery>.

Si el trabajo es muy extenso (máx. 4 págs.), es conveniente abreviar la dirección del DOI. Para generar una dirección del DOI abreviada, se puede hacer en la siguiente Web: shortdoi.org

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 arábiga. 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 la Web de la revista. 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 desplegables (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 interesar 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.

Más Información

Para una información más detallada consultar la normativa e instrucciones para autores en la Web de la revista: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>.

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: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>. You can also access through the link on the SGE website (<https://sociedadgeologica.org/publicaciones/>). 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 and reception date. 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*: 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*. Ph.D. Thesis, Univ. de Granada, 210 p.

Díaz Martínez, E. (1988). In: *II Congreso Geológico de España*. Abstracts 1, 67-70.

Note: References with a DOI should indicate the DOI with a link under each reference: <https://doi.org/...> To search for the DOI of a work you can use the following Crossref Web: <https://apps.crossref.org/SimpleTextQuery>.

If the paper is very long (max. 4 pages), it is convenient to abbreviate the DOI address. To generate an abbreviated DOI address, you can do it on the following website: shortdoi.org

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 the website of the journal. 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 (through the RECYT platform: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>).

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 the website of the journal.

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.

More information

For more detailed information, please consult the rules and instructions for authors on the journal's website: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>

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	Nº 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	Símposio 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 €
GEO-TEMAS 18 (Pendrive)	X Congreso Geológico de España, Vitoria-Gasteiz	2021	10 €	15 €

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	2019	20 €	25 €
GEO-GUÍAS 12	XXX Aniversario de la Comisión de Tectónica de la SGE			
	Guías de Excursiones X Congreso Geológico de España, Vitoria-Gasteiz	2021	15 €	20 €

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 €
D. Baretino; M. Vallejo y E. Gallego (Eds.) SGE-IGME-ProGEO			50 €

Geología de España (incluye 2 mapas y CD)	2004	25 €	30 €
J.A. Vera (Ed.) SGE-IGME			

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 secretaría 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: IBAN ES04 01822305680201531046. 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.

SUMARIO / SUMMARY

Evaluación y Zonificación de la susceptibilidad por desprendimientos en la Ruta de Las Xanas (Asturias) / *Evaluation and zoning of rockfall hazard in the Las Xanas Route (Asturias)* 59-62
Claudia Alonso Cordero, María José Domínguez-Cuesta y José Cuervas-Mons

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA / STRUCTURAL GEOLOGY AND TECTONICS

Control estructural de los filones de cuarzo en el Dominio Central del Sistema Central Hispano-Portugués: propuesta de un evento tectono-hidrotermal de edad Oligoceno-Mioceno Medio / *Structural control of quartz veins in the Central Domain of the Spanish-Portuguese Central System: proposal of an Oligocene-Middle Miocene tectono-hydrothermal event* 63-66
Daniel Bermejo-López, Lorena Ortega y Gerardo de Vicente

A review of U-Pb detrital zircon systematics from Cambrian-Lower Devonian rocks of the Moroccan Meseta / *La Meseta Marroquí del Cámbrico al Devónico Inferior: síntesis de edades U/Pb en circones detritíticos* 67-70
Cristina Accotto, David Martínez Poyatos, Antonio Azor, and Antonio Jabaloy-Sánchez

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA / PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY

Capacidad amortiguadora de la contaminación minera en los sedimentos holocenos del estuario del Guadiana (SW España) / *Mining contamination buffering capacity of the Holocene sediments in the Guadiana estuary (SW Spain)* 71-74
Ángel Moreno-Moreno, Joaquín Delgado Rodríguez, Cinta Barba-Brioso y José Miguel Nieto-Liñán

Composición de las lavas asociadas a los colapsos de flanco del sector occidental del Valle de La Orotava (Tenerife) / *Composition of the lava associated with the flank collapses of the western sector of the La Orotava (Tenerife)* 75-78
Eumenio Ancochea, María José Huertas, Álvaro Márquez, Raquel Herrera y Juan Jesús Coello-Bravo

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA / STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY

Relleno sedimentario de unas paleocuevas mesozoicas. Formación Utrillas (Terra Alta, Tarragona) / *Sedimentary Infilling of Mesozoic Paleocaves. Utrillas Formation (Terra Alta, Tarragona)* 79-82
Caterina Maria Martorell Melià y Ferran Colombo Piñol

GEOLOGÍA AMBIENTAL / ENVIRONMENTAL GEOLOGY

Aplicación de la geoquímica ambiental a la gestión de aguas enriquecidas en selenio en explotaciones auríferas subterráneas / *An environmental geochemistry approach for Se-enriched water management in underground gold mines* 83-86
Diego Baragaño, Edgar Berrezueta, Esther Fernández y José Luis R. Gallego

SUMARIO / SUMMARY**PALEONTOLOGIA / PALEONTOLOGY**

- Colonización de los foraminíferos bentónicos de la playa artificial de Ostende (Castro Urdiales, Cantabria) / *Benthic foraminiferal colonization of the Ostende artificial beach (Castro Urdiales, Cantabria)* 3-6
Ana Pascual y Blanca Martínez-García

- Las primeras ilustraciones de fósiles españoles: nuevas observaciones acerca de las glosopetas de Armstrong (1752) y de Torrubia (1754) / *PThe first illustrations of Spanish fossils: new remarks about the glossopetrae of Armstrong (1752) and Torrubia (1754)* 7-10
Enrique Bernárdez e Isabel Rábano

- Nuevo trilobites asáfido con conservación de apéndices en la Biota de Fezouata (Ordovícico Inferior de Marruecos) / *An addititional asaphid trilobite with preserved appendages from the Fezouata Biota (Lower Ordovician of Morocco)* 11-14
Juan Carlos Gutiérrez-Marco, Isabel Rábano, Artur A. Sá, Juan A. Poblador y Diego C. García-Bellido

- Nuevos fósiles del Pragiense (Devónico Inferior) del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel (Lugo, NO de España) y sus implicaciones geológicas / *New Pragian (Lower Devonian) fossils from the Courel Mountains Global UNESCO Geopark (Lugo, NW Spain) and its geological implications* 15-18
Xosé Carlos Barros Lorenzo, Juan Carlos Gutiérrez-Marco, Pedro Cózar, Olev Vinn, Daniel Ballesteros, Ramón Vila y Martín Alemparte

- Patrimonio paleontológico paleozoico del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel. Catalogación y puesta en valor / *CPaleozoic paleontological heritage of the Montañas do Courel UNESCO Global Geopark. Cataloguing and enhancement* 19-22
Manuel García-Ávila, Daniel Ballesteros, y José B. Diez

GEOFÍSICA / GEOPHYSICS

- Quantitative texture analysis of slates: An insight into slate's elastic properties and their contribution to the understanding of seismic wave reflections in anisotropic materials / *Análisis cuantitativo de texturas de pizarras: Una visión de las propiedades elásticas de las pizarras y su contribución a la interpretación de las reflexiones sísmicas en materiales anisótropos* 23-26
Saúl Álvarez Arias, Juan Gómez Barreiro, Imma Palomeras and Juan Morales Sánchez-Migallón

- Improving the efficiency of wide-angle seismic data inversion through a nonlinear algorithm: case study of the MARCONI-3 profile / *GMejorando la eficiencia de la inversión de datos sísmica de gran ángulo por medio de un algoritmo no lineal: aplicación al perfil MARCONI-3* 27-30
Andrés Olivar-Castaño, Irene DeFelipe, Marco Pilz, Mario Ruiz and Ramón Carbonell

- Signatura de campos potenciales (gravedad y magnetismo) del yacimiento de Otero de Herreros (Segovia). Comparación con datos y modelos existentes / *Potential field signature (gravity and magnetism) of the Otero de Herreros deposit (Segovia). Comparison with existing data and models* 31-34
Roberto Jiménez Borrego, Puy Ayarza Arribas, Yolanda Sánchez Sánchez y Óscar Fadón Loro

- Gravimetric and magnetic characterization of structural controls on sn-w ore deposits. A case study in the san finx deposit (A Coruña) / *Caracterización gravimétrica y magnética de controles estructurales en depósitos de Sn-W. Ejemplo del yacimiento de San Finx (A Coruña)* 35-38
Alberto Santamaría Barragán, Puy Ayarza Arribas, Juan Alcalde, Eduard Saura, David Martí Linares, Imma Palomeras and Javier Elez

HIDROGEOLOGÍA / HYDROGEOLOGY

- Caracterización físico-química e isotópica del agua subterránea relacionada con acequias de careo. Cuenca del río Bérrchules (Sierra Nevada, Sur de España) / *Physical-chemical and isotopic characterisation of groundwater related to acequias de careo. Bérrchules river basin (Sierra Nevada, south of Spain)* 39-42
Ana M. Molina Rojas, Antonio González Ramón, Barberá, J.A., Manuel Peregrina del Río, A. Beatriz Villagómez Antequera, Miguel Ángel Díaz Puga y Sergio Martos Rosillo

- Aguas subterráneas fósiles ligadas a acuíferos costeros / *Fossil groundwater linked to coastal aquifers* 43-46
Fernando Sola, Luis Molina y Ángela Vallejos

- Heterogeneidad del acuífero de la Vega de Granada en el entorno urbano de Granada (España) / *Heterogeneity of the Vega de Granada aquifer in the Granada urban area (Spain)* 47-50
Virginia María Robles-Arenas, José Benavente Herrera, y Carmen Almécija Ruiz

- Nueva delimitación de las masas de agua subterránea de la Demarcación Hidrográfica del Miño-Sil / *New delimitation of groundwater bodies in the Miño-Sil River Basin District* 51-54
Mónica Meléndez Asensio, Jesús del Pozo Tejado, Carlos Ruiz del Portal Florida y María Itziar Vadillo

CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA / QUATERNARY AND GEOMORPHOLOGY

- Cambios en las asociaciones recientes de foraminíferos bentónicos en el estuario del Nalón (Asturias) / *Changes in recent benthic foraminiferal assemblages of the Nalón estuary (Asturias)* 55-58
Jon Gardoki, Alejandro Cearreta, María Jesús Irabien, José Gómez-Arozamena, Víctor Villasante-Marcos y Ane García-Artola

