

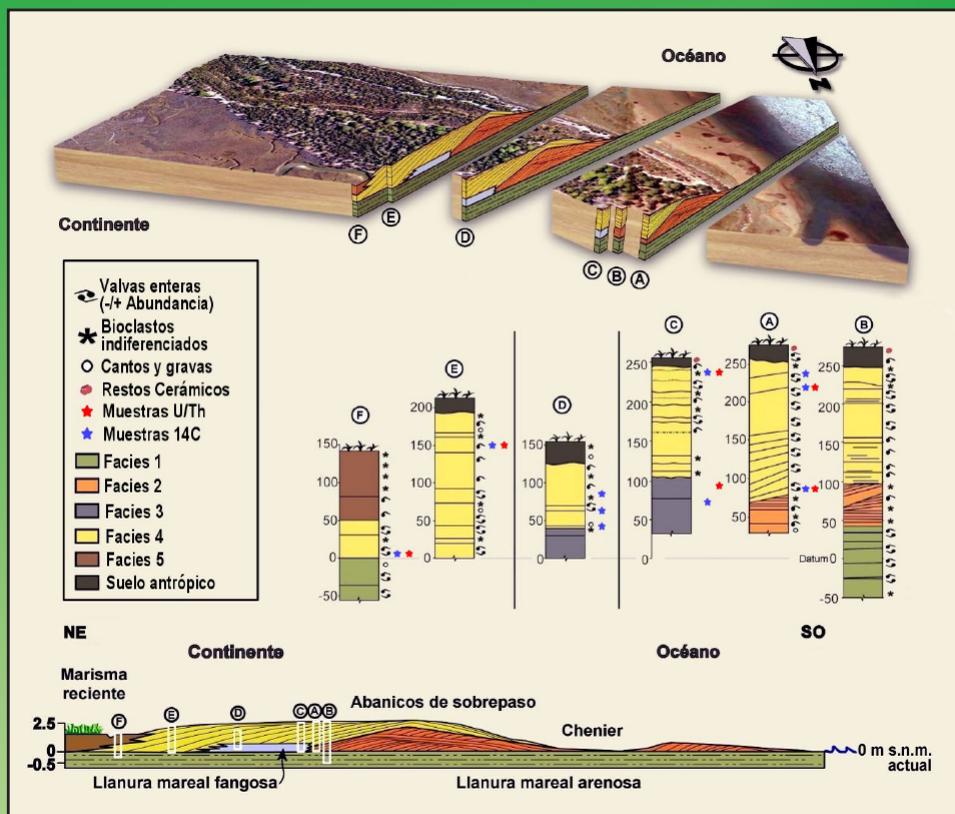
C y G

Vol. 35 (1-2)

Junio 2021

ISSN: 0214-1744

ISSNe: 2695-8589



Spanish Journal of Quaternary and Geomorphology



CUATERNARIO y GEOMORFOLOGÍA

SPANISH JOURNAL OF QUATERNARY & GEOMORPHOLOGY

Revista de la Sociedad Española de Geomorfología (SEG) y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA)

Editores Principales - Editors in-Chief:

Askoa Ibisate González de Matauco (SEG). Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco
Euskal Herriko Unibertsitatea. askoa.ibisate@ehu.es

Javier Élez Villar (AEQUA). Dpto. Geología. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad de Salamanca.
Calle Hornos Caleros, nº 50. 05003, Ávila. j.elez@usal.es

Editores Adjuntos - Associated Editors:

David Regués Muñoz (SEG). Dpto. de Procesos Geoambientales y Cambio Global. Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC).
Avda. de Montañana, 1005. 50059, Zaragoza. dregues@ipe.csic.es

Jesús Francisco Jordá Pardo (AEQUA). Dpto. Prehistoria y Arqueología. Facultad de Geografía e Historia. UNED.
Paseo Senda del Rey 7. 28040, Madrid. jjorda@geo.uned.es

Gestor de la Revista - Editorial Manager:

María Begoña Bautista Davila. Administración. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad de Salamanca.
Calle Hornos Caleros, nº 50. 05003, Ávila. begovigo@usal.es

Comité Asesor – Advisory Board:

Benito Ferrández, G. (Museo de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid)

García Ruiz, J.M. (Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza)

Gracia Prieto, J. (Universidad de Cádiz)

Jiménez Sánchez, Montserrat (Universidad de Oviedo, España)

Mather, Anne E. (Plymouth University, Reino Unido)

Rodríguez Vidal, J. (Universidad de Huelva, España)

Serrano Cañadas, E. (Universidad de Valladolid)

Silva Barroso, Pablo G. (Universidad de Salamanca, España)

Comité Editorial - Editorial Board

Alcántara-Ayala, Irasema (Universidad Nacional Autónoma de México)

Alcaraz Castaño, Manuel (Universidad de Alcalá de Henares, España)

Audemard, Franck (Universidad Central de Venezuela, Venezuela)

Baena Escudero, Rafael (Universidad de Sevilla, España)

Bardají Azcárate, Teresa (Universidad de Alcalá de Henares, España)

Carrasco González, Rosa María (Universidad de Castilla-La Mancha, España)

Cearreta Bilbao, Alejandro (Universidad del País Vasco, España)

Faust, Dominik (Technische Universität Dresden, Alemania)

Galve Arnedo, Jorge Pedro (Universidad de Granada, España)

García García, Jesús Horacio (Universidad de Santiago de Compostela)

González Amuchastegui, María José (UNED)

Iriarte Avilés, Eneko (Universidad de Burgos, España)

Iroumé, Andrés (Universidad Austral de Chile)

Keizer, Jan Jacob (Universidade Aveiro, Portugal)

Nadal Romero, Estela (Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza)

Peña Monné, José Luis (Universidad de Zaragoza)

Pérez Alberti, Augusto (Universidade de Santiago de Compostela)

Pérez López, Raúl (IGME, Madrid, España)

Pérez Torrado, Francisco J. (Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España)

Porfido, Sabina (Consiglio Nazionale delle Ricerche, Italia)

Proença Cunha, Pedro (Universidade de Coimbra, Portugal)

Reynard, Emmanuel (Université de Lausanne)

Romero Díaz, María Asunción (Universidad de Murcia, España)

Roquero García-Casal, Elvira (Universidad Politécnica de Madrid, España)

Rosas González, Antonio (M. Nac. CC. Naturales, CSIC, España)

Sampietro Vattuone, María Marta (CONICET)

Schnabel, Susana (Univ. Extremadura)

Seeger de la Muela, Manuel (Universität Trier)

Soldati, M. (Universidad de Módena, Italia)

Vieira, António (Universidade do Minho)

Cuaternario y Geomorfología (CyG) es una revista científica periódica, de carácter semestral, co-editada por la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA) y la Sociedad Española de Geomorfología (SEG). Incluye trabajos de investigación originales acerca de cualquiera de los campos puros o aplicados del Cuaternario y la Geomorfología, que hayan sido seleccionados por los editores previa revisión y asesoramiento por el Comité editorial y especialistas anónimos. AEQUA y SEG no se hacen responsables de las opiniones vertidas por los autores en los artículos publicados. La propiedad intelectual atribuye al autor la plena disposición y explotación de la obra creada, de acuerdo con las leyes vigentes. La revista se distribuye entre los cerca de 600 socios que suman AEQUA y SEG, así como entre las bibliotecas de los departamentos de Geología, Geodinámica, Geografía y Ciencias de La Tierra de diferentes universidades e instituciones científicas nacionales e internacionales. La revista se encuentra indexada en: **GeoRef; DICE; YCIT-Ciencia y Tecnología**, CSIC (Humanidades); **Latindex; Ulrichs Web; Geoscience e-journals, SCIMAGO** (Scopus) y **REDIB**.

Información On-line: <http://tierra.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/> **AEQUA:** www.aequa.es **SEG:** www.geomorfologia.es

Envío de manuscritos y repositorio de volúmenes publicados: <http://recyt.fecyt.es/index.php/CUGEO/>

Cuaternario y Geomorfología (CyG) is a **periodical scientific journal** co-edited by the Spanish Quaternary Research Association (AEQUA) and the Spanish Society of Geomorphology (SEG). Our journal publishes innovative papers covering the full range of pure and applied fields on **Quaternary and Geomorphology** preferentially focused on the **Iberian Peninsula and iberoamerican countries**. All the submitted **manuscripts will be refereed by at least two reviewers**, members of the editorial board or anonymous reviewers selected by the editors. The Journal is indexed in: **GeoRef; DICE; YCIT-Ciencia y Tecnología**, CSIC (Humanidades); **Latindex; Ulrichs Web; Geoscience e-journals, SCIMAGO** (Scopus) and **REDIB**.

Foto Portada / Cover:

Modelo 3D de la barrera de La Cascajera (Huelva), con detalle de las secciones y columnas estratigráficas mostrando la distribución de las facies sedimentarias.

3D model of La Cascajera barrier (Huelva), with detail of the stratigraphic sections and columns showing the distribution of the sedimentary facies.

ÍNDICE / INDEX**Prólogos CyG**

<i>Ibisate, A.; Elez, J.</i> Renovación del Comité Asesor y Editorial de la revista Cuaternario y Geomorfología por parte de la SEG.....	3
--	---

Artículos de Investigación / Research Papers

<i>Jordá Pardo, J.F.; Molina Salido, J.; Maximiano Castillejo, A.M.; Barcia, C.; Acevedo Pardo, C.; Alonso, M.; Álvarez-Alonso, D.; Díez Fernández-Lomana, C.; Díez-Herrero, A.; Farjas, M.; Garrote, J.; Hernández Orgaz, A.; Hernández Ruiz, M.; Kehl, M.; Romero, A.; Sánchez Moya, Y.; Schramm, T.; Sopeña Ortega, A.</i> Visibilizando lo oculto. Reconstrucción digital y análisis espacial del registro geoarqueológico del Pleistoceno superior del LIG del abrigo rocoso de Jarama VI en el cañón del Jarama (Valdesotos, Guadalajara, España).....	5
<i>Aranbarri, J.; Sancho, C.; Arenas, C.; Bartolomé, M.; Leunda, M.; Rico, M.T.; González-Sampériz, P.</i> Reconstrucción de la vegetación asociada al depósito tobáceo fluvial Holoceno del Nogal de El Batán, Las Parras del Martín, Cordillera Ibérica.....	39
<i>Álvarez-Vázquez, M.A.; De Uña-Álvarez, E.</i> An exploratory study to test sediments trapped by potholes in Bedrock Rivers as environmental indicators (NW Iberian Massif).....	59
<i>Pérez-Alberti, A.</i> El patrimonio glaciar y periglacial del Geoparque Mundial UNESCO Montañas do Courel (Galicia).....	79
<i>Montes, L.; Domingo, R.; Sampietro Vattuone, M.M.; Medialdea, A.; Peña Monné, J.L.</i> El yacimiento musteriense de Roca San Miguel (Arén, Prepirineo de Huesca).....	99
<i>Cáceres, L.M.; Ruiz, F.; Rodríguez Vidal, J.; Campos, J.M.; Fernández, L.; González-Regalado, M.L.; Arroyo, M.; Gómez, P.; Toscano, A.</i> Plata y bismuto como trazadores de la contaminación histórica en el estuario de los ríos Tinto y Odiel (S.O. de España).....	119
<i>Rosas, A.; García-Taberner, A.; Morales, J.I.; Rodríguez Berriguete, A.; Fero Meñe, M.; Esono Mba, F.; Sánchez del Moral, S.</i> Inicio del poblamiento prehistórico en la isla de Bioko (Guinea Ecuatorial). ..	129
<i>Cearreta, A.; Machain-Castillo, M.L.; Ruiz-Fernández, A.C.; Sánchez-Cabeza, J.A.; Serrato-De la Peña, J.L.; Flores-Verdugo, F.; Pérez-Bernal, L.H.</i> Características geoquímicas y micropaleontológicas de las marismas en el Estero de Urías, Golfo de California, México.....	147
<i>Gómez, P.; Toscano, A.; Rodríguez-Vidal, J.; Cáceres, L.M.; González-Regalado, M.L.; Abad, M.; Izquierdo, T.; Ruiz, F.; Monge, G.; Campos, J.M.; Bermejo, J.</i> Comparativa de dataciones radiométricas en muestras de conchas marinas tardi-holocenas: El ejemplo de las tempestitas del estuario de Huelva.....	165



CUATERNARIO y GEOMORFOLOGÍA



This Journal is also supported by International union for Quaternary Research (INQUA) and International Association of Geomorphologists (IAG)

© SEG, AEQUA



*Derechos de reproducción bajo licencia Creative Commons 3.0.
Se permite su inclusión en repositorios sin ánimo de lucro.*

ISSN: 0214-1744

ISSNe: 2695-8589

Depósito Legal: Z-113-1996

Impresión:

Talleres Editoriales Cometa, S.A.

Prólogo Editores

noticias de interés • información • opinión • debate • nuevas metodologías • proyectos • programas de doctorado • nuevas tendencias • universidades
• política científica • eventos • actividades • grupos de trabajo • actualidad
una sección abierta a todos los entusiastas de las ciencias del Cuaternario y Geomorfología.
Sección coordinada por Askoa Ibisate (askoa.ibisate@ehu.eus) y Javier Elez (j.elez@usal.es)

Renovación del Comité Asesor y Editorial de la revista Cuaternario y Geomorfología por parte de la SEG

Ibisate, A.; Elez, J.
Editores de CyG

Con la renovación del Comité Asesor y Editorial de Cuaternario y Geomorfología por parte de la Sociedad Española de Geomorfología, culminamos la actualización del Comité científico de la revista. Se ha internacionalizado el panel incorporando investigadores del extranjero, se ha incrementado la presencia de investigadores jóvenes, así como la de las mujeres, que anteriormente tenía a una única integrante, en aras a reflejar su trabajo en la revista y una mayor equiparación en su composición. El Comité pretende representar mediante sus integrantes todas las grandes áreas temáticas de publicación de la revista.

Se renuevan los Comités Asesor y Editorial de Cuaternario y Geomorfología por parte de la SEG, incorporando investigadores extranjeros e incrementado la presencia de investigadores jóvenes, así como la de las mujeres. Los cambios se harán efectivos a partir de la publicación del presente número de la revista.

La composición del Comité resultante sería la siguiente:

Comité Asesor/Advisory Board

1. Benito Ferrández, G. (Museo de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid)
2. García Ruiz, J.M. (Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza)
3. Gracia Prieto, J. (Universidad de Cádiz)
4. Serrano Cañadas, E. (Universidad de Valladolid)

Comité Editorial/Editorial Board

1. Alcántara-Ayala, Irasema (Universidad Nacional Autónoma de México)
2. García García, Jesús Horacio (Universidad de Santiago de Compostela)
3. González Amuchastegui, María José (UNED)
4. Iroumé, Andrés (Universidad Austral de Chile)
5. Keizer, Jan Jacob (Universidad de Aveiro, Portugal)
6. Nadal Romero, Estela (Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza)

7. Peña Monné, José Luis (Universidad de Zaragoza)
8. Pérez Alberti, Augusto (Universidad de Santiago de Compostela)
9. Reynard, Emmanuel (Université de Lausanne)
10. Romero Díaz, María Asunción. (Universidad de Murcia)
11. Sampietro Vattuone, María Marta (CONICET)
12. Schnabel, Susana (Univ. Extremadura)
13. Seeger de la Muela, Manuel (Universität Trier)
14. Soldati, Mauro (Universidad de Módena, Italia)
15. Vieira, António (Universidad do Minho)

Los cambios se harán efectivos a partir de la publicación del presente número de la revista 35 (1-2). Queremos aprovechar la ocasión para agradecer y reconocer muy sinceramente el trabajo realizado a lo largo de estos años por parte de los miembros salientes, que en algunos casos ha sido muy activo y ha contribuido al reconocimiento de nuestra querida revista.

Nuestro agradecimiento a:

Artemi Cerdá, Joan Corominas, Andrés Díez-Herrero, Juan José Durán Valsero, Mateo Gutiérrez Elorza, Jerónimo López Martínez, Ángel Martín Serrano, José Ojeda Zújar, Varyl Thorndycraft, Joan Manuel Vilaplana, Paul Williams.

También queremos darles la bienvenida, y agradecer su buena predisposición a colaborar en el trabajo de la revista y su mejora, tanto a los nuevos miembros entrantes en los distintos Comités como a los que permanecen. Esperemos que el futuro nos ofrezca mucho trabajo editorial, noticia de que la revista es valorada por los investigadores del campo de la Geomorfología y el Cuaternario como medio de difusión de sus trabajos.



Visibilizando lo oculto. Reconstrucción digital y análisis espacial del registro gearqueológico del Pleistoceno superior del LIG del abrigo rocoso de Jarama VI en el cañón del Jarama (Valdesotos, Guadalajara, España)

Making visible the hidden. Digital reconstruction and spatial analysis of the Upper Pleistocene geoarchaeological record of Jarama VI Rock Shelter Geosite in the Jarama Canyon (Valdesotos, Guadalajara, Spain)

Jordá Pardo, J.F. ⁽¹⁾; Molina Salido, J. ⁽¹⁾; Maximiano Castillejo, A.M. ⁽¹⁾; Barcia, C. ⁽²⁾; Acevedo Pardo, C. ⁽³⁾; Alonso, M. ⁽⁴⁾; Álvarez-Alonso, D. ⁽⁵⁾; Díez Fernández-Lomana, C. ⁽⁶⁾; Díez-Herrero, A. ⁽⁷⁾; Farjas, M. ⁽⁸⁾; Garrote, J. ⁽⁹⁾; Hernández Orgaz, A. ⁽⁸⁾; Hernández Ruiz, M. ⁽⁷⁾; Kehl, M. ⁽¹⁰⁾; Romero, A. ⁽¹¹⁾; Sánchez Moya, Y. ⁽⁹⁾; Schramm, T. ⁽³⁾; Sopena Ortega, A. ⁽⁹⁾

(1) Dpto. de Prehistoria y Arqueología. UNED. Paseo Senda del Rey 7, E-28040 Madrid. España. jjorda@geo.uned.es; amaximiano@geo.uned.es; juanamsalido@gmail.com

(2) Escuela Internacional de Doctorado. UNED. España. España. camilobarciagarcia@gmail.com

(3) Dpt. of Geodesy and Geoinformatic. Hafencity University, Hamburg. Überseeallee 16. D-20457 Hamburg. Alemania. carlos.acevedo@hcu-hamburg.de; thomas.schramm@hcu-hamburg.de

(4) Máster Universitario en Geología Ambiental. UCM. España. miriam.ins@gmail.com

(5) Dpto. de Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología. UCM. C/ Profesor Aranguren s/n, E-28040 Madrid. david.alvarez@ucm.es

(6) Área de Prehistoria. Dpto. de Historia, Geografía y Comunicación. UBU. Plaza Misael Bañuelos s/n. E-09001 Burgos. España. clomana@ubu.es

(7) Instituto Geológico y Minero de España. Calle Ríos Rosas, 23. E-28003 Madrid. España. andres.diez@igme.es; m.hernandez@igme.es

(8) Dpto. de Ingeniería Topográfica y Cartografía. UPM. Campus Sur, Carretera de Valencia, Km 7, E-28031 Madrid. España. m.farjas@gmail.com

(9) Dpto. de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología. UCM. Avda. José Antonio Nováis, 12, E-28040 Madrid. España. juliog@ucm.es; yol@ucm.es; sopena@geo.ucm.es

(10) University of Cologne, Institute of Geography, Albertus-Magnus-Platz, D-50923, Cologne, Alemania. kehl@uni-koeln.de

(11) Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología. UPV/EHU. C/ Tomás y Valiente s/n. E-01006 Vitoria-Gasteiz. España. antoniojesus.romero@ehu.eus



Resumen

El Lugar de Interés Geológico de Jarama VI es un abrigo rocoso que contiene una secuencia litoestratigráfica formada por cinco unidades sedimentarias del Pleistoceno superior, tres de las cuales presentan restos arqueológicos del Paleolítico medio con una edad mayor de 50 ka BP. En una de ellas se ha recuperado un resto óseo de *Homo neanderthalensis*. Para preservar toda la información analógica disponible sobre este LIG y contar con un registro digital del mismo, hemos llevado a cabo tres proyectos consecutivos cuyos objetivos se centraron en la obtención de una cartografía digital de detalle del yacimiento y su entorno, la digitalización del registro arqueológico analógico de las excavaciones realizadas entre 1989-1993, la creación y cumplimentación de una Infraestructura de Datos Espaciales y la realización de un análisis microespacial y estadístico del yacimiento, a la vez que hemos llevado a cabo un estudio hidráulico de las paleoinundaciones observadas en su registro sedimentario.

Palabras clave: LIG; yacimiento arqueológico; digitalización; análisis espacial; paleoinundaciones; centro de Iberia.

Abstract

The Geosite of Jarama VI is a rock shelter containing a lithostratigraphic sequence formed by five Upper Pleistocene sedimentary units, three of which present archaeological remains of the Middle Palaeolithic with an age older than 50 ka BP. A bone of *Homo neanderthalensis* has been found in one of those units. In order to preserve all the analogical information available on this LIG and have a digital record of it, we have carried out three consecutive projects whose objectives were focused (i) on obtaining a detailed digital cartography of the site and its surroundings; (ii) the digitalization of the analogical record from the archeological excavations carried out between 1989-1993; (iii) the creation and completion of a Spatial Data Infrastructure and (iv) the development of a microspatial and statistical analysis of the site; (v) finally, we have carried out a hydraulic study of the paleo-floods observed in its sedimentary register.

Key words: Geosite; archaeological site; digitization; spatial analysis; palaeofloods; Central Iberia.

1. Introducción

El cañón del Jarama es el segmento del valle de este río a su paso por el término municipal de Valdesotos que se encuentra enclavado en el borde NO de la provincia de Guadalajara (Castilla - La Mancha, España) (Fig. 1). Desde el punto de vista geográfico, la zona está situada en la vertiente meridional del extremo oriental del Sistema Central y corresponde a un sector del alto valle del Jarama limitado al N por Somosierra y la sierra de Ayllón y al S por las llanuras y relieves tabulares de la Cuenca de Madrid.

En el tramo comprendido entre las localidades de Puebla de Vallés y Retiendas, el cañón del Jarama corta y atraviesa una estrecha franja

de dolomías, calizas dolomíticas y calizas del Cretácico superior basculadas hacia el SE y afectadas por una intensa karstificación (Fig. 1). Este sistema kárstico se encuentra atravesado por el río Jarama que da lugar a un cañón kárstico en cuyos acantilados de ambas márgenes aparecen gran cantidad de cuevas y abrigos rocosos, exponentes de las diferentes etapas del desarrollo kárstico y del encajamiento fluvial. Esta karstificación está ligada al río Jarama, el cual ha marcado los diferentes niveles de base del karst a lo largo de su encajamiento. Por encima de las calizas cretácicas y de forma discordante, aparecen depósitos detríticos terciarios generados por abanicos aluviales en una etapa anterior al emplazamiento y encajamiento del río Jarama. Algunos de estos abrigos rocosos y cuevas contienen en su

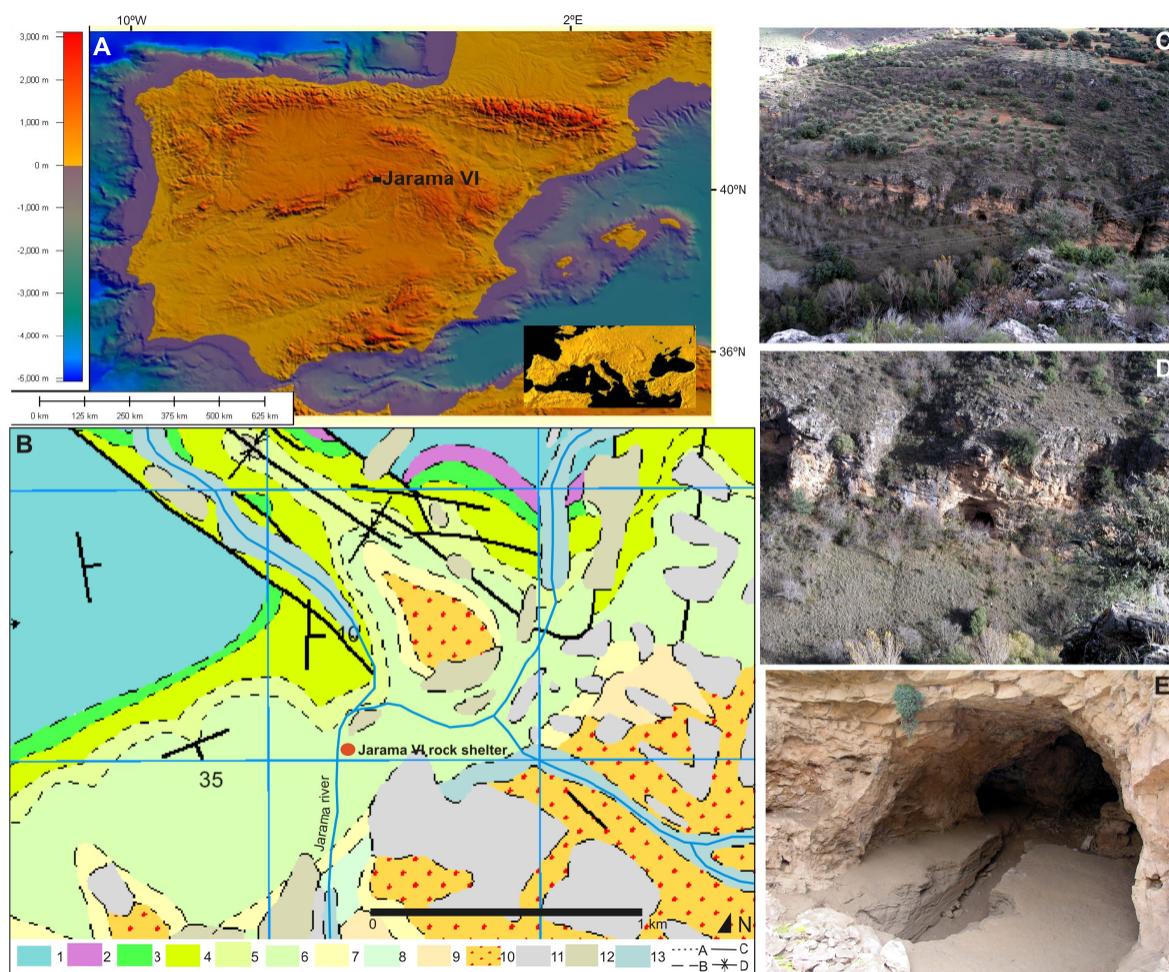


Figura 1. A y B, Mapas de localización de Jarama VI. C, Contexto geológico del abrigo rocoso de Jarama VI (IGME Geode 50, en línea). Leyenda: A, contacto concordante; B, contacto discordante; C, falla; D: sinclinal; 1, pizarras negras (Ordovícico); 2, areniscas y lutitas (Triásico); 3, arenas y lutitas (Cenomaniense); 4, Margas (Turonense); 5, dolomías, calizas y margas (Coniaciense); 6, dolomías, calizas dolomíticas y calizas (Santonian); 7, dolomías margosas y margas dolomíticas (Campaniense); 8, brecha calcárea dolomítica (Campaniense-Maastrichtiense); 9, lutitas rojas, yesos y conglomerados (Cretácico superior-Paleoceno); 10, conglomerados y lutitas (Mioceno superior-Plioceno); 11, cantos, gravas, arenas y arcillas (Pleistoceno inferior); 12, cantos, gravas, arenas y arcillas (Pleistoceno medio); 13, depósitos aluviales (Holoceno). D, E y F, fotografías del cañón del Jarama y del abrigo rocoso de Jarama VI.

Figure 1. A and B, Location maps of Jarama VI. C, Geological context of the Jarama VI rock shelter in the geologic map scale 1:50.000 (ITGE, 1990). Legend: A: Concordant contact; B: Discordant contact; C: Fault; D: Syncline; Ordovician: 1, Black shales; Triassic: 2, Sandstones and lutites; Upper Cretaceous: 3, Sands and lutites (Cenomanian), 4, Marls (Turonian), 5, Dolomites, limestones and marls (Coniacian), 6, Dolomites, dolomitic limestones and limestones (Santonian), 7, Marly dolomites and dolomitic marls (Campanian), 8, Dolomitic calcareous breccia (Campanian-Maastrichtian); Upper Cretaceous-Paleocene: 9, Red lutites, gypsum and conglomerates; Upper Miocene-Pliocene: 10, Conglomerates and lutites; Lower Pleistocene: 11, Pebbles, gravels, sands and clays; middle Pleistocene: 12, Pebbles, gravels, sands and clays; Holocene: 13, Alluvial deposits. D, E and F Photos of the Jarama canyon and the Jarama VI rock shelter.

interior depósitos con registro arqueológico, como el abrigo rocoso de Jarama VI (Jordá Pardo, 2007), con restos óseos de *Homo neanderthalensis* (Lorenzo *et al.*, 2012) y ocupaciones musterienses con una edad en torno a 50 ka (Kehl *et al.*, 2013) con abundantes industrias líticas (Navazo *et al.*, 2020) y restos faunísticos (Romero *et al.*, 2018).

Descubierto en 1988, en el año 2008 el abrigo rocoso de Jarama VI (Valdesotos, Guadalajara) y su yacimiento fueron incluidos en el contexto geológico “Yacimientos de vertebrados del Plioceno y Pleistoceno español”, como Lugar de Interés Geológico de relevancia internacional (Jordá Pardo, 2008). Actualmente, Jarama VI ha sido catalogado por el Instituto Geológico y Minero de España como LIG y ha sido incluido en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG), según establece el RD 1274/2011. Sin embargo, en la actualidad, el yacimiento de Jarama VI no se encuentra salvaguardado por ninguna de las figuras de protección que establece la Ley 16/1985, de 25 de junio, del Patrimonio Histórico Español, ni cuenta con protección física alguna.

El yacimiento arqueológico de Jarama VI se compone de cinco unidades litoestratigráficas (Jordá Pardo, 2007). La secuencia se apoya sobre las dolomías del sustrato y comienza con un nivel de alteración de estas (JVI.Alt), al que sigue un depósito formado mayoritariamente por clastos de dolomía autóctona producidos por gelifracción cuyas aristas están abrasionadas en la zona exterior, con escasa matriz arenoso-limosa (JVI.3) y abundantes restos arqueológicos. Separado del anterior por una marcada cicatriz erosiva, sigue un depósito fluvial articulado (JVI.2) en tres subunidades. La inferior (JVI.2.3) es una alternancia de arenas, limos y arcillas fluviales depositada durante, al menos, dos episodios principales de inundación producida por el río Jarama, en la que se observa un tramo central limoso con restos arqueológicos. Sigue un depósito limoso-arcilloso de llanura de inundación (JVI.2.2) con restos arqueológicos y, finalmente, sobre el techo de este aparece un horizonte de contacto (JVI.2.1) de espesor mínimo que contiene

los materiales incrustados de la unidad superior (JVI.1) en los limos y arcillas de JVI.2.2. El contacto entre el depósito fluvial y el suprayacente es erosivo y este último se compone de clastos de dolomía autóctona angulosos generados por gelifracción, rodeados por una matriz limoso-arcillosa de color rojo (JVI.1), con materiales arqueológicos y escasa extensión conservada. La secuencia culmina con una brecha y corteza estalagmítica (JVI.K) de la que quedan escasos restos.

El objetivo de este trabajo es mostrar la aplicación de las nuevas tecnologías de la información y la comunicación al análisis e interpretación del registro arqueológico del LIG conformado por el yacimiento musteriense con restos de neandertales del abrigo rocoso de Jarama VI, lo que conlleva, por un lado, la conservación, salvaguarda y almacenamiento centralizado de toda la información existente sobre el yacimiento en formatos analógicos mediante su conversión a formato digital y su posterior análisis espacial, y por otro, la obtención de nuevos datos digitales del yacimiento y su entorno.

En este trabajo presentamos los resultados de nuestras últimas investigaciones en Jarama VI encaminadas a la obtención de los modelos digitales del terreno (MDT) de la cavidad y del cañón del Jarama, a la digitalización de la información analógica existente y a la reconstrucción digital de su registro arqueológico recuperado durante las excavaciones llevadas a cabo entre 1989 y 1993 y su plasmación en una Infraestructura de Datos Espaciales (IDE) y a la realización de un análisis espacial del yacimiento (*intra-site*) y su entorno (*macro-scale spatial analysis*) (Jordá Pardo *et al.*, 2017, 2019). El análisis espacial del yacimiento está encaminado a analizar las pautas y patrones de distribución de los objetos recuperados y el de su entorno incluye el estudio hidráulico de las paleo-inundaciones del Pleistoceno superior en el cañón del Jarama registradas en la unidad JVI.2 del yacimiento (Jordá Pardo, 2007; Garrote *et al.*, 2018). Además, todos estos trabajos están encaminados a desarrollar y dotar de contenidos una página web sobre

este LIG para así lograr la difusión del conocimiento que actualmente tenemos sobre su registro arqueológico.

2. Materiales y métodos

2.1. Materiales

El punto de partida de esta investigación ha sido la recopilación de toda la documentación existente sobre Jarama VI, tanto en formato analógico como digital: proyectos de investigación, permisos de excavación, informes anuales, diarios de excavación, hojas de inventario, dibujos, esquemas y croquis, diapositivas, fotografías, publicaciones, noticias de medios de comunicación, etc. Respecto a los datos del sistema de recuperación del registro arqueológico empleado, la excavación de Jarama VI se llevó a cabo siguiendo el método de las coordenadas cartesianas (Laplace, 1973), utilizando cuadrículas de 1 m² que se excavaban mediante levantamientos centimétricos (2 a 5 cm) siguiendo la geometría de los estratos naturales, coordinando todos los objetos líticos mayores de 1 cm y óseos mayores de 2 cm, y tomando la orientación y la inclinación de aquellos con una dimensión predominante sobre las otras dos. Todos los sedimentos extraídos fueron cribados con agua en un triple tamiz con el fin de recuperar los restos arqueológicos de pequeño tamaño.

2.2. Métodos

2.2.1. Topografía

Hemos realizado la topografía digital de detalle del cañón del Jarama en el entorno de Jarama VI y del propio abrigo rocoso, el escaneado 3D del abrigo rocoso con georreferenciación de los nuevos datos obtenidos, generación de plantas y alzados y la generación de sendos modelos digitales del terreno (MDT) del cañón del Jarama y del abrigo rocoso. En los trabajos topográficos hemos contado con el siguiente equipamiento: drones DJI Phantom-4, DJI Mavick y CineStar-Hexa,

láser escáner Riegl, láser escáner Z+F Imager 5010, receptor GNSS Trimble R10, escáner de imagen Trimble V10 y estación total robótica Trimble S7. La captura y el procesamiento de los datos fueron realizados por profesores y estudiantes de la Hafencity Universität de Hamburgo, de la Universidad Politécnica de Madrid y de la UNED; gran parte de los resultados de la campaña de 2017 se plasmaron en un TFM (Hernandez Orgaz, 2018).

En la campaña de 2017, a partir de las mediciones realizadas en dos vértices geodésicos con receptores GNSS (Trimble R10) y con una estación total -ET (Trimble S7), pudimos establecer las coordenadas precisas de 5 puntos de referencia en la zona de estudio del valle: uno en el lateral de la carretera GU-195 en la confluencia entre el Arroyo de Palancares y el Río Jarama; dos en las partes altas del cañón (uno por orilla); y dos en la entrada del abrigo que alberga el yacimiento de Jarama VI. Estos vértices los hemos utilizado como marco de referencia del proyecto, para llevar a cabo la georreferenciación de todas las tareas.

El modelo tridimensional del yacimiento lo obtuvimos a partir de un escaneado a muy alta resolución realizado con un escáner Z+F Imager 5010. Este tipo de escáner permitió obtener una nube de millones de puntos, logrando captar con alto grado de detalle y calidad todo el relieve de las paredes, del suelo y el área excavada. Debido a la compleja morfología que suelen presentar las cuevas, para registrar toda la entidad, tuvimos que realizar 16 tomas desde diferentes posiciones a lo largo de la cavidad, que unimos durante el posprocesado de datos (unir, filtrar, simplificar puntos, etc.) generando un único modelo digital. Para ello utilizamos dianas, que sirvieron tanto para unir modelos, como para dotar al producto digital obtenido de coordenadas geográficas en el sistema de referencia ETRS89.

La digitalización de todo el cañón la realizamos con el escáner RIEGL de largo alcance. El escaneado global se realizó en dos fases repetidas en cada lado del cañón: en la primera se situó el escáner RIEGL en la parte superior y se hizo

un barrido en altura desde varios lugares diferentes con intervisibilidad entre ellos (a través de dianas), y en la segunda fase se efectuó otro desde el fondo de valle también desde diversos puntos. La captura de datos la realizamos a resolución media-alta, y para finalizar, hicimos un último barrido a muy alta resolución centrado en las paredes desde el punto con más visibilidad del fondo del valle. También utilizamos el equipo de escaneado de imagen Trimble V10.

Con la finalidad de obtener ortofotografías aéreas y el MDT del valle, llevamos a cabo una serie de vuelos con unidades UAV o drones. Los modelos utilizados fueron tres: DJI Phantom-4, DJI Mavick y CineStar-Hexa (este último de autoconstrucción); cada uno se utilizó para sobrevolar una zona diferente, durante las horas centrales del día para evitar sombras alargadas y grandes contrastes (sub- y sobreexposiciones, etc.). El vuelo de cada UAV tuvo que adaptarse a las condiciones circunstanciales del lugar, dándose casos como problemas con la luz o la imposibilidad de volar a causa del viento. En gabinete preconfiguramos el patrón de vuelo y los criterios asociados (ruta, extensión, altura de vuelo, tiempo entre capturas, orientación de la cámara, distancia focal, etc.), con los programas Pix4D (drones tipo DJI) y PC-CDU (CineStar-Hexa). Ubicamos dianas de suficiente tamaño (en proporción a la escala de resolución del píxel) para que sirvieran de puntos comunes para solapar las tomas fotográficas entre ellas, y darles también una georreferenciación mediante ET. Las fotografías las tomamos perpendicularmente al suelo y de ellas extrajimos nubes de varios millones de puntos mediante softwares fotogramétricos (Agisoft Photoscan, Pix4D, etc.). En la campaña de 2018 complementamos los datos con la toma de ortofotografías de las secciones estratigráficas de la excavación para su posterior estudio de detalle.

2.2.2. Reconstrucción del registro arqueológico y desarrollo de una IDE

La metodología que seguimos para llevar a cabo la reconstrucción del registro arqueológico

y el desarrollo de la Infraestructura de Datos Espaciales (IDE) fue la siguiente (Fig. 2): (i) digitalización de todo el material del que disponemos (planos, diarios, fotografías, etc.) para poder utilizarlo y preservarlo, y toma de nuevos datos por medio de estación total, escaneo de superficies, uso de drones, etc., cuyos resultados se analizan ampliamente en puntos siguientes, y que permitieron desarrollar, entre otras, una plataforma GIS para gestionar una geodatabase; (ii) desarrollo de una base de datos relacional, en nuestro caso hemos utilizado Access, en la que hemos introducido todas las piezas inventariadas; (iii) rediseño en formato CAD del conjunto de planos que se dibujaron en su momento en papel milimetrado y levamiento de otros nuevos de acuerdo con los nuevos datos obtenidos; y (iv), desarrollo de una página web con los resultados del proyecto.

2.2.2.1. Base de datos

La base de datos se compone de varias tablas relacionadas entre sí. La primera tabla, "Inventario general", recoge la totalidad del registro arqueológico recuperado. Esta tabla consta de 28 campos en los que hemos querido presentar tanto las características más importantes del material como las incidencias de cada campaña y levantamientos. En cuanto al material lítico hemos complementado la tabla principal con otra relacionada de 36 campos donde se presenta una descripción más exhaustiva de las piezas más importantes, tipología, medidas, huellas de uso, etc. (Navazo *et al.*, 2020). Por lo que respecta al material óseo, tras realizar el estudio taxonómico y tafonómico (Romero *et al.*, 2018), procedimos a la inclusión de estos datos, tanto en el inventario general como en la tabla específica de este material relacionada con la anterior. Para facilitar la consulta hemos desarrollado también un formulario para cada registro donde pueden consultarse todos los datos. Tanto en la tabla "Material óseo" como en la tabla "Material lítico", el nexo común con la tabla principal "Inventario general" es el número identificador ID, que es exclusivo de cada registro.

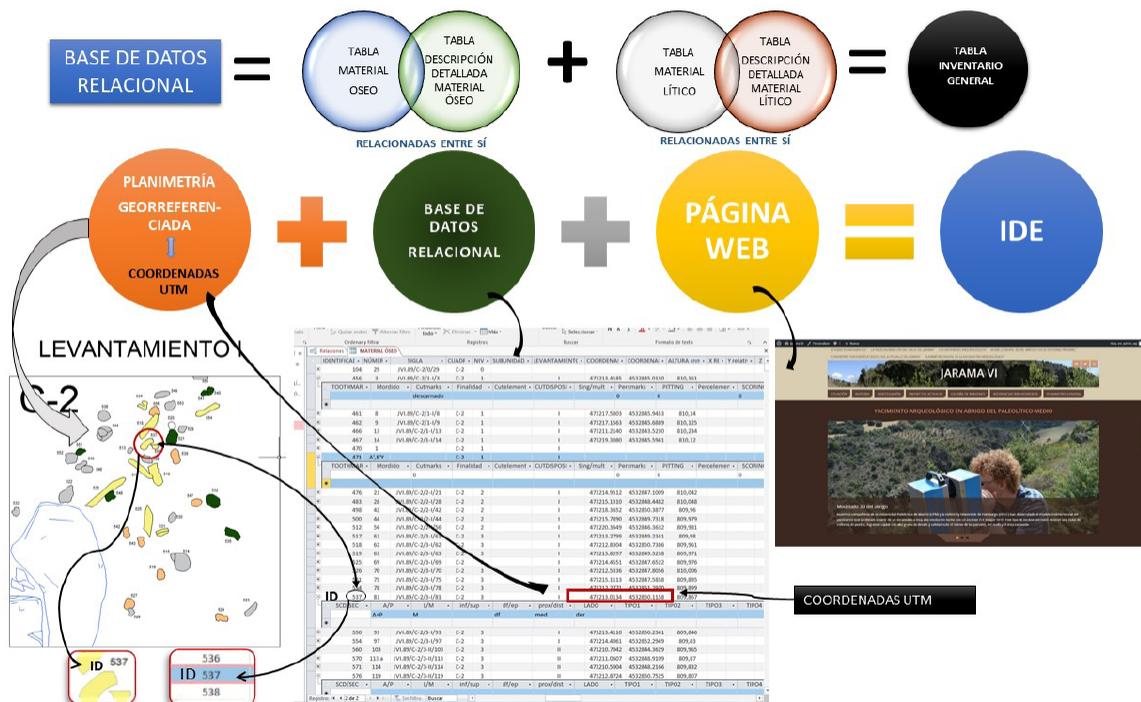


Figura 2. Mapa conceptual de la Infraestructura de Datos Espaciales (IDE) de Jarama VI.
 Figure 2. Concept map of the Spatial Data Infrastructure (SDI) of Jarama VI.

2.2.2.2. Planimetría

En cuanto a la planimetría, el primer paso fue diseñar el plano de la planta del yacimiento en formato CAD, a partir del plano general obtenido en 1989, y georreferenciarlo con coordenadas UTM. Una vez terminado, reposicionamos en su localización original las piezas del registro arqueológico de las que contábamos con información espacial. Para ello seguimos dos métodos diferentes en función de los tipos de datos de los que partíamos. Por una parte (campaña de 1989), poseíamos los planos milimetrados de cada cuadrícula excavada (1x1 m), en los que aparecían dibujados cada uno de los elementos del registro encontrados en su punto de hallazgo. Además, contábamos con su profundidad. Para situar el punto en el plano en este caso, hemos insertado la imagen de la cuadrícula en el plano de AutoCAD por medio de la aplicación Raster Design 2018, aplicación que permite administrar y

editar imágenes escaneadas convirtiéndolas de ráster a vectoriales. De este modo hemos podido colocar el punto en su posición X-Y, y darle después la profundidad Z, que también conocíamos. Para las campañas de 1990 y 1991, contábamos con las medidas de referencia X, Y y Z tomadas con nivel óptico siguiendo la cuadrícula de referencia, por lo que simplemente hemos colocado los puntos en el plano localizando. Hemos identificado cada punto con su número ID en la base de datos y le hemos dado el color elegido convencionalmente de su material. Al estar el plano georreferenciado, cada punto posee sus propias coordenadas UTM, información que hemos incluido en la base de datos. Lógicamente, no hemos podido reposicionar todo el material inventariado, sino solo aquel del que poseíamos información espacial. El hecho de contar con las tres medidas nos ha permitido trabajar en 3D, por lo que es visible la posición de cada elemento en las tres dimensiones del espacio (Fig. 3).

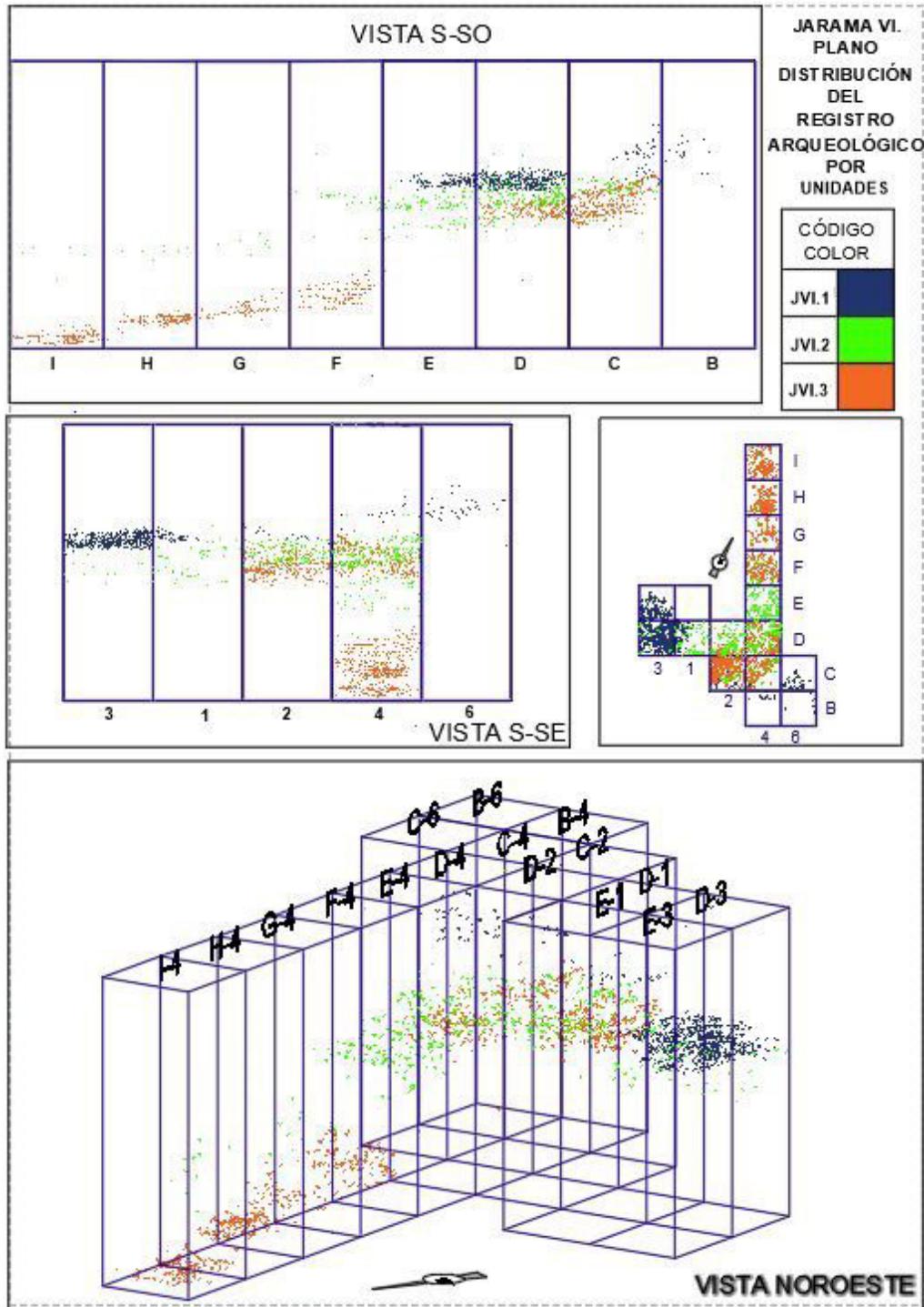


Figura 3. Distintas vistas de la nube de puntos formada por el registro tras ser reposicionado. Podemos distinguir las tres unidades arqueológicas: JVI1, JVI 2 y JVI3.

Figure 3. Different views of the point cloud formed by the record after being repositioned. We can distinguish the three archaeological units: JVI1, JVI 2 and JVI3.

Una vez colocados todos los puntos en sus respectivas posiciones espaciales, los incorporamos al MDT 3D del abrigo y, para ello, trabajamos con tres aplicaciones: con el modelo 3D que ya habíamos desarrollado en AutoCAD 2018, con Geomagic Wrap y con Geomagic Design X 64. Importamos a nuestro archivo de AutoCAD 3D el archivo con la nube de puntos en formato dxf. Para mejorar la visibilidad “recortamos” o eliminamos todos los puntos que conformaban el techo de la cavidad, dejando así visible solo las cuadrículas excavadas. Como tanto los puntos del registro, como los de la planta, tenían coordenadas UTM, fue posible integrarlos en su correcto lugar en el espacio. Después, exportamos todo el con-

junto a Geomagic Wrap donde convertimos los puntos que formaban la planta del abrigo en una superficie (Fig. 4.a). Posteriormente, exportamos este archivo a Geomatic Design X 64, que nos proporcionaba más posibilidades a la hora de aplicar texturas y de gestionar la nube de puntos del registro. Así, aplicando texturas precisamos los diferentes materiales, las unidades y los distintos levantamientos realizados en cada unidad (Fig. 4.b).

Por otra parte, levantamos una planimetría descriptiva de la estratigrafía del yacimiento, revisando la que poseíamos de acuerdo con los nuevos datos obtenidos en campo. Además, incorporamos al perfil estratigráfico la

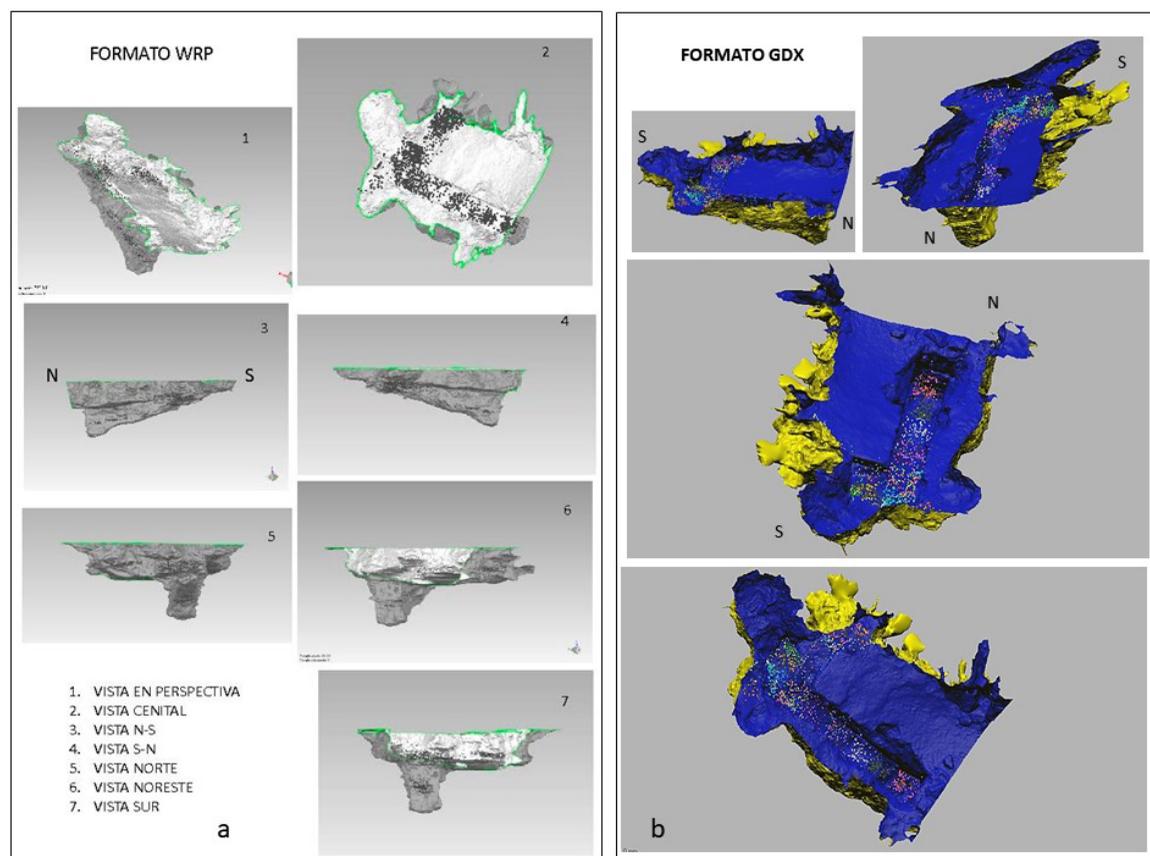


Figura 4. a: Diferentes vistas del yacimiento en formato wrp con la nube de puntos incorporada (desarrollado con Geomagic Wrap). b: Capturas de pantalla de diferentes vistas del conjunto de planta y registro en formato gdx; los ítems de cada levantamiento aparecen en diferente color (desarrollado con Geomagic Design X 64).

Figure 4. a: Different views of the site in wrp format with the incorporated point cloud (developed with Geomagic Wrap). b: Screenshots of different views of the plant and record set in gdx format; the items of each survey appear in a different color (developed with Geomagic Design X 64).

nube de puntos, que pueden visibilizarse en su propia unidad estratigráfica. En este sentido, nos hemos propuesto generar una visión en extensión de la estructura sedimentaria del yacimiento. Esto nos ayudará a reconocer y visualizar la dispersión de los objetos en los distintos niveles, así como la posible influencia en su dispersión ocasionada por las inundaciones acontecidas en el valle del Jarama. También nos proponemos facilitar una perspectiva tridimensional de la estratigrafía documentada (volumetría).

2.2.2.3. *Página web*

Finalmente, para dar en el futuro soporte en línea a la IDE hemos desarrollado una página web con los datos y resultados del proyecto que incluirá todas las publicaciones existentes sobre Jarama VI y toda la información disponible, como mapas de distribución de restos, modelos 3D, etc. Esta página está alojada en el Entorno Virtual de Investigación del Laboratorio de Innovación en Humanidades Digitales (EVI-LINHD) de la UNED.

2.2.3. Análisis macro espacial

El análisis macro espacial (*macro-scale spatial analysis*) del cañón del Jarama se ha desarrollado en una doble vertiente. Por un lado, se ha trabajado para lograr unas cartografías de detalle del cañón de Jarama y del abrigo rocoso y, por otro, se ha realizado el estudio hidráulico y la modelización de las paleoinundaciones registradas en la secuencia sedimentaria de Jarama VI.

2.2.3.1. *Cartografías de detalle*

Hemos realizado tareas de análisis, modelización y representación de resultados numéricos y gráficos, junto a la producción y estandarización de la documentación cartográfica, sustentadas en el procesamiento de los conjuntos masivos y variados de datos topográficos para el segmento de valle próximo al sitio arqueológico, y de la geometría de la cavidad. En el proyecto confluyen diferentes fuentes de datos, desde los procedentes del

IGN, como son los MDT 1:50.000, 1:25.000 y los datos LiDAR (1 punto cada 0,5m), hasta la producción propia de geodatos capturados mediante sensor fotogramétrico y laser escáner en las campañas de 2017 y 2018.

Todos estos contenidos fueron orientados hacia una serie de *outputs* primarios, en donde los datos topográficos se estructuraron en dos bloques dirigidos a la escalabilidad del problema arqueológico planteado: (i) a escala macro, donde se usó topografía automática y recursos geomáticos basados en vuelos de RPAs con sensor fotogramétrico, y escáner de largo alcance; y (ii) a escala de sitio, donde se realizó un escaneo completo de la cavidad para la restitución a detalle (error < 1 cm) de toda la volumetría del sitio arqueológico. El resultado ha sido una cartografía multiescala, detallada y temática, una topografía local del fondo de valle de alta resolución (curvas de nivel a 1 m y 0,5 m) y una microtopografía de todo el volumen del abrigo rocoso.

Con relación al paisaje, la integración de geodatos procedentes del IGN (MDS y LiDAR) y los generados en la campaña 2017 (vuelos RPAs fotogramétrico y escaneados), nos ha permitido construir los MDE y MDT necesarios para la topografía de alta resolución próxima al yacimiento. Mediante esos datos depurados y en plataforma SIG (QGIS) elaboramos curvas de nivel y secciones longitudinales y transversales del fondo de valle. Además, hemos integrado la cavidad arqueológica en su entorno próximo, consiguiendo restituir la volumetría del yacimiento dentro de su unidad superior (valle). Esto nos permitirá su uso en otras series de análisis, como son el estudio de cuestiones referidas al régimen de insolaación, incidencia de meteoros (confortabilidad de hábitat), dinámicas de inundación en el interior de la cavidad, etc., entre otros tipos de estudios locacionales y de visibilidad.

2.2.3.2. *Estudio hidráulico y modelización de las paleo-inundaciones*

La presencia de sedimentos de origen fluvial en el interior del yacimiento arqueológico

analizado y su relación con los restos arqueológicos encontrados nos han servido como herramienta de calibración de los modelos hidráulicos desarrollados con el objetivo de estimar los posibles caudales punta asociados a las avenidas fluviales responsables de la sedimentación de dichos depósitos. Al no disponer actualmente de información detallada sobre las características de los sedimentos encontrados dentro del yacimiento (actualmente en proceso de realización), hemos planteado calados de un orden similar a los definidos para el yacimiento del Abrigo del Molino (Segovia) (Díez Herrero *et al.*, 2014; Álvarez Alonso *et al.*, 2016), el cual comparte características con Jarama VI, y para el cual se han estimado las siguientes condiciones hidráulicas: velocidades entre 0.3-0.85 m s⁻¹; calados entre 0.25-0.40 metros.

La edad de los depósitos de origen fluvial encontrados en el yacimiento arqueológico de Jarama VI (en torno a los 50 ka BP) abre un abanico de incertidumbres respecto a algunos de los aspectos más importantes para la reconstrucción paleo-hidráulica de las avenidas responsables de los mismos. Sin duda, la variable que aporta un mayor grado de incertidumbre es la configuración topográfica del terreno en el momento en el que se produjeron las inundaciones. Esta variable es además crítica en el proceso de modelización de los caudales responsables del depósito de los sedimentos fluviales encontrados en el interior de los yacimientos y entre los que se localizan los restos arqueológicos que han servido para su datación. Otras incertidumbres importantes se asocian a la vegetación predominante (condicionando el valor del coeficiente de Manning), y a la estacionalidad climática (semejanza o no en las condiciones de precipitación y generación de caudales líquidos, respecto a la actualidad).

Por todo ello, hemos utilizado la configuración geomorfológica del valle fluvial en el que se localizan los yacimientos como herramienta para la definición de diferentes escenarios topográficos. Así, en Jarama VI observamos la presencia de una fuerte incisión vertical en la

parte baja del valle, con continuidad longitudinal a lo largo del segmento de río analizado y en contacto con la posición actual del cauce, que nos permite considerar dos escenarios topográficos: uno el actual y otro con una configuración paleogeográfica a ± 7 metros sobre el cauce actual. Cada uno de los escenarios paleogeográficos considerados ha requerido la modificación del modelo digital de elevaciones (MDE) para el ajuste de la altura y posición del cauce relacionado con dicho escenario, así como la modelización de la forma y elevación del abrigo rocoso donde se sitúa el yacimiento. Por otro lado, y también asociado a la modelización hidráulica, procedimos a la definición de la rugosidad superficial del terreno a partir de la valoración del parámetro de rugosidad de Manning; tanto para la situación actual, como para las condiciones estimadas en el momento de ocurrencia de las avenidas (inferidas a partir de los restos de pólenes encontrados, M^a. José Iriarte com. pers.).

Una vez con todos los datos necesarios en nuestro poder, hemos utilizado el *software* de modelización hidráulica bidimensional Iber (Blade *et al.*, 2014), para la estimación de los valores de caudal punta (m³ s⁻¹) necesarios para que sea viable su relación con la altura de los sedimentos encontrados dentro del yacimiento y sus características. Además, en base a las incertidumbres antes señaladas, se analizó la sensibilidad del modelo a cambios en la vegetación (y por tanto del coeficiente de rugosidad de Manning). Esto ha permitido la definición de rangos de valores de caudal punta, aproximación más coherente que la obtención de un valor único de caudal. Gran parte de los resultados de esta modelización se plasmaron en un TFM (Alonso Torija, 2017-2018).

2.2.4. Análisis micro espacial

A partir de la integración de los datos en la IDE de Jarama VI se ha procedido a realizar un análisis micro espacial (*intra-site*). Dicha serie analítica sigue los postulados básicos de

la Geoestadística, pero se es consciente de las limitaciones inherentes tanto a la parte, como al modo en que el yacimiento se excavó. En esas circunstancias, la variabilidad espacial cuantificada muestra tendencias estocásticas en el espacio, desde las cuales se puede proponer hipótesis acerca de los modos de gestión del espacio por parte de los agentes que lo habitaron, como también la detección de una serie de procesos naturales acontecidos en cada uno de los niveles arqueológicos de Jarama VI.

El análisis micro espacial o *intra-site* en Jarama VI plantea dos cuestiones: por un lado, qué queremos averiguar sobre la sociedad neandertal, y por otro, cómo indagar en el espacio social (concepto horizontal-sincrónico) a través de los datos de un sondeo (vertical-diacrónico). Respecto a la primera cuestión, asumimos que sería posible distinguir actividades distribuidas diferencialmente en el interior de asentamientos humanos “no modernos” (antes de *Homo sapiens*), tal como se ha venido demostrando en los últimos años (e.g. Carbonell, 2012; Chacón *et al.*, 2012; Gabucio *et al.*, 2018; Hayden, 2012; Henry, 2012; Jaubert *et al.*, 2016; Oron y Goren-Inbar, 2014; Sánchez-Romero *et al.*, 2020; Riel-Salvatore *et al.*, 2013); por tanto, hemos querido comprobar si se conserva todavía algún rastro de ello, o si por el contrario ésta es ya indistinguible de los procesos de formación del yacimiento. El segundo punto conlleva un problema de tipo muestral, obligándonos a lidiar con dosis significativas de incertidumbre y limitando los intervalos de confianza en las inferencias y la confirmación de la hipótesis.

En la actualidad, si bien el análisis *intra-site* cuenta con cierto consenso metodológico (p. e. Djindjian, 1999; Vaquero, 2013) es también un procedimiento potencialmente flexible, lo que le permite adaptarse a los datos y problemáticas existentes. En nuestro caso, lo hemos estructurado en tres pasos: (i) Dividimos los datos arqueofaunísticos y la industria lítica en 4 niveles de ocupación (JVI.3, JVI.2.3, JVI.2.2, JVI.1) y los agrupamos según categorías y variables que indiquen actividades so-

ciales o fenómenos tafonómicos que sean de interés para el estudio. Concretamente, las variables tafonómicas analizadas son: orientación de objetos (formato 180°), presencia de rodamientos, abrasiones, pisoteo, marcas de carroñeros y roedores. La interpretación social de la industria lítica es: “cat. 0” para las bases naturales transportadas pero no usadas en la talla (p. e. posibles reservas de materia prima), “cat. 1” los núcleos y percutores que intervinieron en la talla (sensu “medios de producción”), “cat. 2” para *debris* y pequeños fragmentos (“residuos de producción”), y “cat. 3” el conjunto de soportes y retocados diversos (i.e. productos útiles de la talla, en sentido convencional); además, esta clasificación es volumétricamente consistente, pues “cat. 0 y 1” > 47 cm³, “cat. 2” < 2 cm³ y “cat. 3” ≈ 2-47 cm³ (error máximo en la relación categoría-volumen por subunidad arqueológica ≈ 6%). Los restos óseos se han interpretado como residuos directos del consumo cinegético (p. e. quemaduras, marcas de corte, huesos “desechados”), o bien como elementos que pudieron intervenir en otros procesos técnicos (p. e. percusión). (ii) Analizamos la variabilidad espacial para detectar patrones de origen natural o antrópico en los ejes noroeste-sureste (exterior-interior de la cavidad) y noreste-suroeste (interior); la extensión limitada de este artículo nos obliga a una breve síntesis de los resultados, concretamente mostraremos las subunidades JVI.2.3 y, especialmente, la JVI.2.2. Y (iii), confirmar o refutar provisionalmente la existencia de gestión social del espacio y aclarar en qué medida la “ventana” abierta por el sondeo permite observar adecuadamente (o no) la variabilidad espacial.

El software empleado ha sido de tipo estadístico y SIG (PAST v.4.04, GEODA v.1.14, QGIS v.3.10 y SAGA v2.3.2), mediante el cual hemos generado y visualizado capas vectoriales de polígonos y puntos (cuadrícula y centroides, coordenados, coropletas, etc.) y rásters (componentes direccionales, densidades interpoladas y composiciones multivariantes) (Conolly y Lake, 2009; Craig *et al.*, 2006), así como gráficos y test estadísticos de diversa

índole (clásica, circular y espacial) para detectar patrones significativos, tanto en el ámbito postdeposicional y formativo del yacimiento como en la gestión del espacio social (estructuración relacional por atracción/repulsión, *size-sorting*, etc.).

3. Resultados y discusión

3.1. Topografía

Respecto a los trabajos de topografía, a partir de los datos obtenidos durante la fase de trabajo de campo y durante los trabajos posteriores de gabinete hemos obtenido los Modelos Digitales del Terreno (MDT) del cañón del Jarama y del abrigo rocoso de Jarama VI y su yacimiento arqueológico. Además, hemos integrado todos los datos obtenidos del cañón del Jarama en una aplicación en línea de la empresa Scanner Patrimonio e Industria S.L. denominada Point Cloud 3D, que integra el MDT junto con una serie de herramientas para su visualización desde diferentes puntos de vista y para la obtención de secciones en los puntos donde se requiera.

Dada la naturaleza del proyecto, la concurrencia de diferentes estrategias y medios de captura de datos y geodatos ha generado una variabilidad notable tanto en las fuentes de documentación, como en los niveles de información generados a lo largo de la vida del proyecto. Dentro de esta dinámica -y centrado en lo que atañe a los geodatos- en el proyecto confluyen diferentes opciones, desde datos procedentes del IGN, como son los MDT 1:50.000, 1:25.000 y los datos LIDAR (1 punto cada 0.5m), hasta la producción propia de geodatos capturados mediante sensores fotogramétricos y escáner laser en las campañas de 2017 y 2018.

En este sentido, se hizo necesario organizar todos esos contenidos para obtener un conjunto de *outputs* primarios útiles tanto a la actividad científica, como en la difusión de conocimiento. Para ello, se procesaron los datos pertenecientes a la campaña de 2017 en

donde la captura de información topográfica se estructuró en dos bloques: (i) a escala territorial, donde se usó topografía automática y recursos geomáticos basados en vuelos de UAV con sensores fotogramétricos, junto al uso de un escáner de largo alcance; y (ii) a escala de sitio, donde se escaneó por completo el abrigo para la restitución a detalle de toda la volumétrica de la cavidad.

El tratamiento y el análisis de los datos topográficos y geométricos de las dos unidades principales del proyecto (valle y sitio), nos permitió obtener un conjunto amplio y variado de resultados numéricos y gráficos, junto a la producción y estandarización de una documentación útil para la investigación arqueológica y para la difusión de conocimiento. El orden de obtención de resultados fue el siguiente:

- Conversión de los datos capturados desde sensores LIDAR y medios fotogramétricos: preprocesamiento, armonización y operatividad entre diferentes fuentes de datos geomáticos.
- Modelización del fondo de valle (basado en el MDT) e integración del 3D de la cavidad.
- Generación de información topográfica depurada.
- Construcción de perfiles topográficos del valle para la simulación numérica de inundaciones en el valle e interior del abrigo.
- Desarrollo de un entorno de visualización analítica y otros outputs.

Los procesos se centraron en la armonización y operatividad de los datos originales, con aplicación de técnicas computacionales para la limpieza, gestión y generación de nuevos datos.

Tras disponer de los MDT, procedimos a generar series de productos topográficos bidimensionales y volumétricos pertenecientes a dos escalas diferenciadas dentro del proyecto:

- Paisaje, en donde se desarrolló una serie de *outputs* definidos como (a) curvas de nivel (5 m, 1 m y 0.5 m), (b) geometrías precisas del valle (encajamiento del río Jarama y zona de confluencia con el arroyo Palancares) y (c) secciones y algunas planimetrías dentro de la unidad estructural del valle próximo al sitio arqueológico.
- Microespacio, centrado en la obtención de la planimetría (curva de nivel a 20 y 10 cm, secciones) del abrigo, junto al desarrollo del volumen de la cavidad y la creación de isosuperficies para la zona de la excavación orientada al estudio de los diferentes suelos de ocupación del yacimiento.

Con estos soportes topográficos no solo se tiene una documentación métrica y de detalle sobre las dos escalas (valle y yacimiento), sino que además es el soporte básico y necesario que facultará el desarrollo de trabajos venideros. La metodología en torno a estas acciones se ha fundamentado en diferentes tipos de programas integrados en el espectro de las TIG. De este modo pretendemos generar un entorno de estabilidad y conectividad entre contextos de datos vectoriales (CAD), plataforma SIG y los principales gestores/generadores de contenidos gráfico sobre el *bigdata store* y la IDE que ya existe para Jarama VI.

3.2. Reconstrucción del registro arqueológico y desarrollo de una IDE

3.2.1. Base de datos

La base de datos desarrollada consta de 4.666 registros, de los cuales 2.939 son de material lítico, 7 de carbón, 1 de ocre, 1.715 son restos óseos y 2 de asta (Tabla 1). Hay que señalar que número de registros no equivale a número de piezas. Algunos registros son indicativos de varias piezas, incluso bolsas, que se siglaron en su momento juntas por tratarse de especímenes de muy pequeño tamaño recuperados en la criba.

Tabla 1. Distribución del registro arqueológico por unidades y cuadrículas.

Table 1. Distribution of the archaeological record by units and grids.

Cuadrícula	Unidad	Número de Registros			
		Total	Líticos	Óseos	Varios
B-4	0	7	7	0	
	JVI1	30	10	20	
B-6	JVI1	13	3	10	
C-2	0	29	28	1	
	JVI1	25	18	7	
	JVI2	41	36	5	
	JVI3	236	174	62	
C-4	0	7	7	0	
	JVI1	6	3	3	
	JVI2	64	60	4	
	JVI3	114	88	26	
C-6	JVI1	64	32	32	
D-3	0	10	10	0	
	JVI1	476	349	127	
	JVI2	54	11	43	
D-1	JVI0	15	14	1	
	JVI1	144	117	27	
	JVI2	86	228	56	2 carbones
D-2	0	9	9	0	
	JVI2	125	70	50	1 carbón / 1 ocre
	JVI3	33	13	20	
D-4	0	1	1	0	
	JVI2	102	70	29	3 carbones
	JVI3	170	136	34	
E-3	0	46	46	0	
	JVI1	266	197	69	
E-1	0	25	25	0	
E-4	JVI2	167	129	37	1 carbón
F-4	0	11	11	0	
	JVI2	91	75	16	
	JVI3	190	152	38	
G-4	0	1	1	0	
	JVI2	22	15	7	
	JVI3	163	153	10	
H-4	JVI2	33	25	8	
	JVI3	179	127	52	
I-4	JVI2	21	11	10	
	JVI3	155	117	38	

Para el análisis del material lítico hemos seguido el trabajo de Navazo *et al.* (2020), en el que se estudian las materias primas y las categorías tecnológicas siguiendo el Sistema Lógico Analítico (SLA) (Tabla 2), aunque su descripción se ha completado de acuerdo con la tipología tradicional. No obstante, no todo el registro ha sido identificable según el SLA, dado que el número total de registros catalogados (2.895) es menor que el total de los recuperados (2.939). Su distribución por unidades estratigráficas es: JVI.3 960 items, JVI.2 233 items, JVI.1 729 items y nivel superficial 124 items. En cuanto a las materias primas líticas sobre las que está elaborada la industria lítica, la mayoritaria es el cuarzo (59,34%), seguida a larga distancia por la cuarcita (22,08%) y el sílex (7,55%), y de forma testimonial por la pizarra (4,97%), el cristal de roca (2,42%) y la fibrolita (1,16%); el resto (2,48%) corresponde a caliza, esquisto y arenisca. Según el SLA, las BP suponen un 63,14% de la colección, mientras que las Bn alcanzan el 21,73%, las BN1G el 6,94% y las BN2G el 8,19%.

Para el análisis de los restos óseos hemos seguido el trabajo de Romero *et al.* (2019), en el que se estudian tanto desde una óptica zooarqueológica (Tabla 3) como tafonómica. Los restos predominantes pertenecen a los cérvidos, seguidos de los équidos y en tercer

lugar los cápridos. Los bóvidos son medianamente abundantes y el *Rhinoceros* es casi testimonial. Los lagomorfos, roedores y aves presentan porcentajes muy similares, siendo los primeros algo más abundantes. En cuanto a los carnívoros, destaca la presencia de oso pardo y de pantera. Por otra parte, no se ha podido determinar el género al que pertenecen todos los cánidos, solamente los restos de zorro, bastante escasos. La mayoría de los registros pertenecen a fragmentos de diáfisis y de hueso largo, y solo en algunos casos se ha podido determinar si es de húmero, fémur, tibia o radio, y si es proximal o distal, a los que siguen en número los fragmentos de costilla.

3.2.2. Planimetría

Durante las diferentes campañas de excavación desarrolladas en el yacimiento de Jarama VI se llevaron a cabo estudios litoestratigráficos y sedimentológicos que conllevaron la obtención de la secuencia estratigráfica y el levantamiento de una completa planimetría para representarla. Ya hemos hecho referencia a los planos de planta con el registro restituído y georreferenciado, por lo que no nos vamos a extender más aquí, prestándole más atención a la planimetría estratigráfica.

Tabla 2. Material lítico: materias primas y tecnología.

Table 2. Lithic material: raw material and technology.

Material	Nº de registros	% NR	Categoría	Nº de registros	% NR
Cuarzo	1744	59,5	BP	1828	63
Cuarcita	649	22			
Sílex	222	7,5			
Pizarra	146	5	BN	629	22
Cristal De Roca	71	2,5			
Fibrolita	34	1			
Caliza	23	0,8	BN1G	201	7
Esquisto	18	0,6			
Arenisca	12	0,4			
Indeterminados	13	0,5	BN2G	237	8
Varios	7	0,2			
Total	2939	100	TOTAL	2895	100

Tabla 3. Número de registros faunísticos agrupados por familias.

Table 3. Number of faunal records grouped by families.

Grupos faunísticos	ORDEN	FAMILIA	SUBFAMILIA / ESPECIE	NÚMERO DE REGISTROS (NR)	% NR
Grandes herbívoros	Artiodactyla	Bovidae		43	2,5
	Perissodactyla	Equidae		131	7,64
		Rhinocerotidae		2	0,12
	Indeterminado			57	3,32
Medianos y pequeños herbívoros	Artiodactyla	Cervidae		198	11,54
		Bovidae	Capridae	111	6,47
	Indeterminado			71	4,14
Carnívoros	Carnivora	Ursidae	<i>Ursus arctos</i>	2	0,12
		Canidae	<i>Vulpes sp. (1), Canis sp. (2)</i>	3	0,17
		Felidae	<i>Panthera sp.</i>	1	0,06
		Indeterminados		4	0,23
Conejos	Lagomorpha	Leporidae	<i>Oryctolagus cuniculus</i>	7	0,41
		Indeterminados		24	1,40
Roedores	Rodentia			25	1,46
Murciélagos	Quiróptera			1	0,06
Aves				24	1,40
Reptiles	Squamata		<i>Lacertilia sp.</i>	2	0,12
Anfibios	Anura			1	0,06
Peces				1	0,06
Tortugas	Chelonia	Testudinidae		1	0,06
Microfauna				7	0,41
Indeterminado				999	58,25
Total				1715	

3.2.2.1. Secciones estratigráficas

Por lo que a las secciones estratigráficas se refiere, sobre las secciones que habíamos reelaborado en CAD a partir de los esquemas de campo, realizamos otras dos en las que aparece insertado el registro material: una es la sección estratigráfica longitudinal N-NO S-SE lado oeste (Fig. 5.a) y otra es la del lado este (Fig. 5.b). En ellas hemos diferenciado claramente las tres unidades estratigráficas con contenido arqueológico (JVI.1, JVI.2 y JVI.3) y

la alteración del sustrato. La unidad JVI.K no aparece en estas secciones dado que no aflora a lo largo de su trazado.

3.2.2.2. Planimetría estratigráfica en extensión

Hemos desarrollado esta serie de planos con el fin de obtener una visión en extensión de la geometría y estructura de los cuerpos sedimentarios del yacimiento a partir de las planimetrías y comentarios de los diarios de cam-

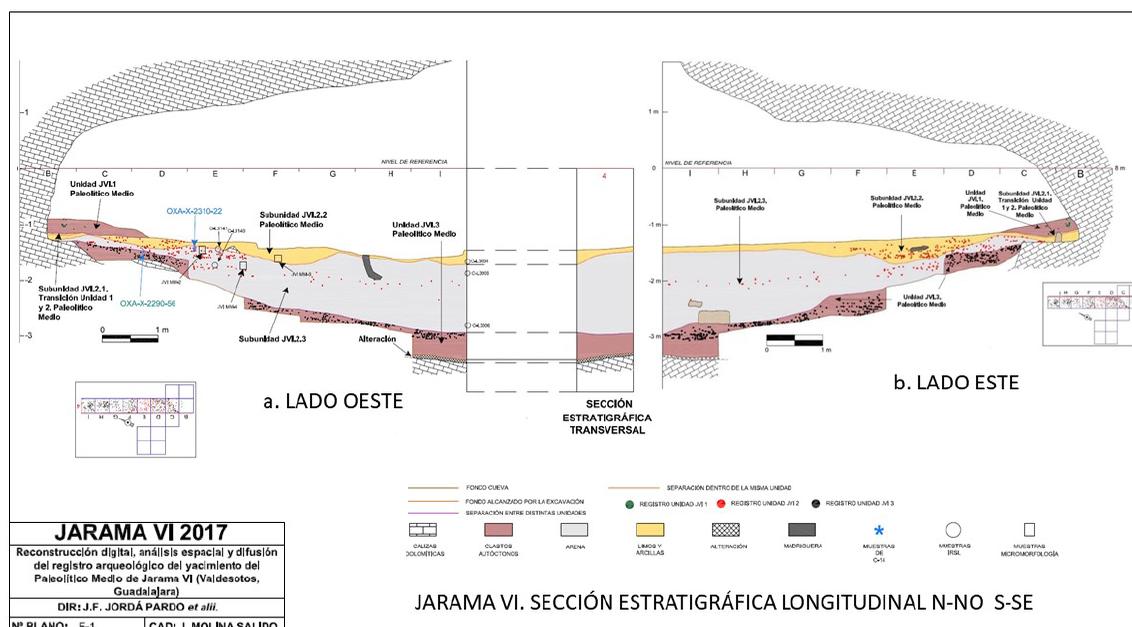


Figura 5. Sección estratigráfica longitudinal N-NO S-SE: a la izquierda lado oeste y sección transversal contigua, a la derecha lado este.

Figure 5. Longitudinal stratigraphic section N-NW S-SE: on the left west side and contiguous cross section, on the right east side.

po referidos a cada una de las cuadrículas. Hemos organizado el trabajo por unidades estratigráficas, de manera que se han dibujado los levantamientos llevados a cabo sobre una misma unidad. Mención aparte merece la cuadrícula C-2, cuyas tres unidades fueron excavadas durante la primera campaña de 1989 (Fig. 6) y hemos reflejado en un único plano.

Unidad JVI.1. Los levantamientos de esta Unidad se realizaron durante las campañas de 1989 y 1990 y en total fueron tres (I, II y III) (Fig. 7), aunque es preciso señalar que no en todas las cuadrículas fueron necesarios acometerlos todos. La Unidad JVI.1, que en su día se extendió por todo el yacimiento, en la actualidad está limitada a la zona sur del abrigo, en contacto con la pared del fondo. Las actividades pastoriles llevadas a cabo en el abrigo de forma secular produjeron la eliminación de esta parte del registro arqueosedimentario. De las cuadrículas excavadas durante la

campaña de 1989 podemos destacar la abundancia del registro arqueológico encontrado y la aparición de gran cantidad de cantos angulosos de dolomías autóctonas. Por otra parte, las cuadrículas excavadas en 1990 se componen básicamente de arcillas fluviales salpicadas de algunos cantos angulosos de dolomías y fragmentos de espeleotema, con un escaso registro de materiales arqueológicos. En los levantamientos II y III existe una continuidad en las características de las cuadrículas excavadas en el 89 y en el 90, siendo el III el de menor extensión (Fig. 7.)

Unidad JVI.2. En 1990 se excavaron las cuadrículas D-3, D-1, D-2 y D-4. Hemos colocado los sucesivos levantamientos en el plano partiendo desde arriba (levantamiento I) hacia abajo (levantamiento X). A pesar de su contigüidad, no están todos a la misma cota: un levantamiento no equivale a una capa estratigráfica, ni necesariamente tiene la misma profundidad de una cuadrícula a otra, dado

JARAMA VI 2019
 PLANTA DE LOS LEVANTAMIENTOS DE LA CUADRÍCULA C-2. CAMPAÑA DE 1989
 DIRECCIÓN PROYECTO: JESÚS F. JORDÁ PARDO
 DISEÑO CAD: JUANA MOLINA SALIDO

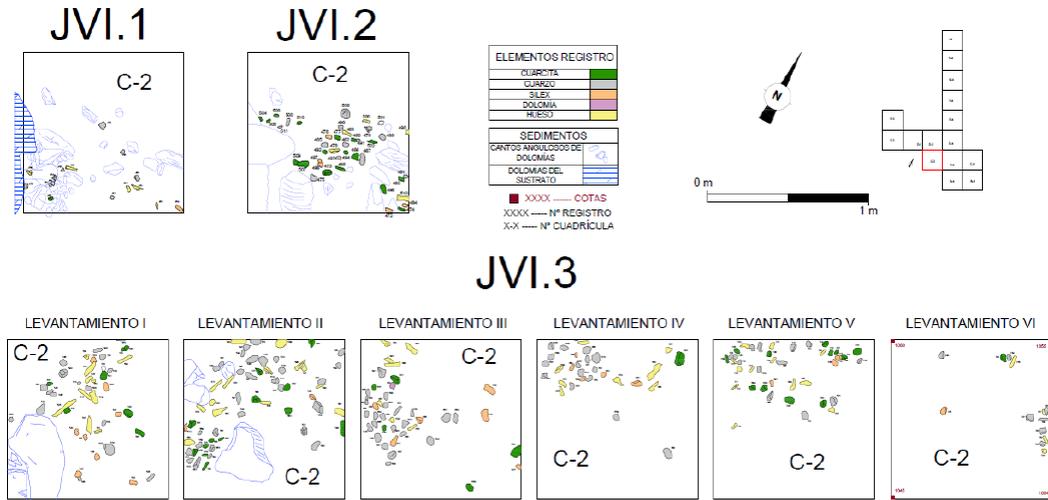


Figura 6. Planos del registro de los levantamientos de las tres unidades excavadas en la cuadrícula C- 2 (campaña de 1989).

Figure 6. Maps of the record of the spits of the three excavated units in grid C-2 (1989 campaign).

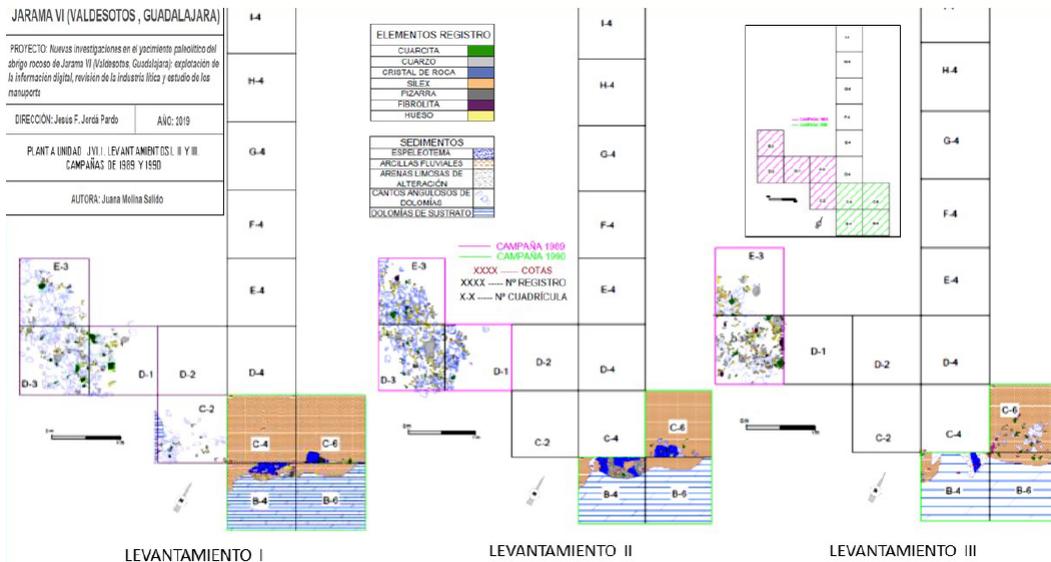


Figura 7. Planos del registro de los tres levantamientos que se llevaron a cabo en la Unidad JVI.1 durante las campañas de 1989 y 1990. Las cuadrículas marcadas en magenta fueron excavadas en 1989 y las marcadas en verde en 1990.

Figure 7. Maps of the record of the three spits that were carried out in Unit JVI.1 during the 1989 and 1990 campaigns. The squares marked in magenta were excavated in 1989 and those marked in green in 1990.

que se ejecutaban en función de la mayor o menor presencia de objetos. Es por esto, que hemos colocado las diferentes cotas de las que disponemos en el plano. En cualquier caso, sí que se percibe una coherencia estratigráfica (Fig. 8). Existe un predominio de las arenas fluviales, más o menos compactas, con arcillas, sobre todo, durante los seis primeros levantamientos. Conforme profundizamos, las arenas fluviales con arcillas van siendo progresivamente sustituidas por arcillas junto con arenas fluviales más o menos compactas y amarillentas. Prácticamente toda la unidad aparece salpicada de bioturbaciones. Esta unidad es bastante pobre en material arqueológico, solamente D-2 y D-4 han proporcionado material.

En 1991, se excavó una cata longitudinal desde la cuadrícula C-4 hasta la I-4. En este caso, hemos realizado el plano ordenando los levantamientos de derecha (levantamiento I) a izquierda (levantamiento XI). Las observaciones más interesantes son:

- Existe coherencia estratigráfica con las cuadrículas excavadas en la campaña anterior. En estas predominan las arenas fluviales con arcillas, más o menos compactas, y las arcillas. Aparecen bioturbaciones.
- El registro arqueológico no es demasiado abundante, en consonancia con lo que ocurre en toda esta unidad.
- En el levantamiento III de las cuadrículas E-4 y F-4 se documentó un pequeño hogar (Fig. 9), en el que aparecieron carbones y cantos con signos de rubefacción. En torno a estas cuadrículas y en este levantamiento es donde el registro es más abundante. Continúan las bioturbaciones.
- Conforme nos desplazamos hacia el exterior, aparece una zona de *ripples* de corriente en la cuadrícula E-4 y a partir de ahí existe un predominio de arenas finas muy limosas con micras y arenas limosas finas (Fig. 11). En las arenas con micras aparecen bolsadas de arcillas.

Unidad JVI.3. Esta Unidad se excavó en 1991, con la excepción de la cuadrícula D-4. Es una unidad con abundante material arqueológico que se apoya sobre la alteración de la roca del sustrato de la cavidad. La planimetría se encuentra en fase de desarrollo.

3.2.3. Página web

Básicamente, la página desarrollada se estructura en torno a dos grupos o tipos de páginas. El primer grupo, compuesto por páginas más generales, pretende dar una visión de conjunto del yacimiento: su situación, su historia, la historia de las investigaciones, la bibliografía, los proyectos de futuro, etc. Sus enlaces están situados en la cabecera de la página principal o de inicio. El segundo grupo se compone ya de páginas más específicas donde se ofrece información exhaustiva sobre cada uno de los análisis y estudios técnicos que hemos desarrollado: estratigrafía, análisis de materiales, análisis espacial, desarrollo topográfico 3D del yacimiento y del valle, etc. Estas se encuentran en el menú superior de la página de inicio, en el cuerpo central, y en el lateral derecho de todas las páginas. La dirección de la página es <http://evi.linhd.uned.es/projects/jaramavi/>. Entre los widgets añadidos, se encuentran los comentarios, donde sucesivamente iremos añadiendo entradas, la consulta de los metadatos, etc. En cualquier caso, y como ya hemos comentado, las entradas irán variando en relación con los nuevos datos que vayamos obteniendo.

3.3. Análisis macro espacial

3.3.1. Cartografías y secciones de detalle

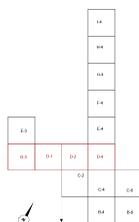
A partir de los datos recolectados en las campañas 2017 y 2018 y tras disponer de los MDT, procedimos a generar series de productos topográficos bidimensionales (Figs. 10 y 11) y también modelos volumétricos. Entre ellos destacan los mapas con curvas de nivel a diferente resolución (5 m, 1 m y 0,5 m) y otros dos *outputs* centrados en (i) geometrías precisas del fondo de valle (encajamiento del río

JARAMA VI 2019
PLANTA LEVANTAMIENTOS UNIDAD JVI.2 CAMPAÑA 1990
DIRECTOR PROYECTO: JESÚS F. JORDÁ PARDO
DISEÑO CAD: JUANA MOLINA SALIDO

ELEMENTOS REGISTRO	
CUARCITA	
CUARZO	
CRISTAL DE ROCA	
SÍLEX	
DOLOMÍA	
PIZARRA	
ESQUISTO	
FIBROLITA	
GRANITO	
ÓCRE	
HUESO	
CARBÓN	

SEDIMENTOS	
BIOTURBACIONES	
INTRUSIÓN UNIDAD JVI.1	
ESPELEOTEMA	
ARCILLAS FLUVIALES	
ARENAS FLUVIALES COMPACTAS CON ARCILLAS	
ARENAS FLUVIALES MENOS COMPACTAS CON ARCILLAS	
ARENAS FLUVIALES COMPACTAS Y AMARILLENTAS	
ARENAS FLUVIALES SUELTAS	
ARENAS FLUVIALES MÁS SUELTAS Y CLARAS	
GRAVAS FLUVIALES DE ESQUISTO Y PIZARRAS	
CANTOS ANGULOSOS DE DOLOMIAS	

■ XXXX ----- COTAS
 XXXX ----- N° REGISTRO
 X-X ----- N° CUADRÍCULA



P0

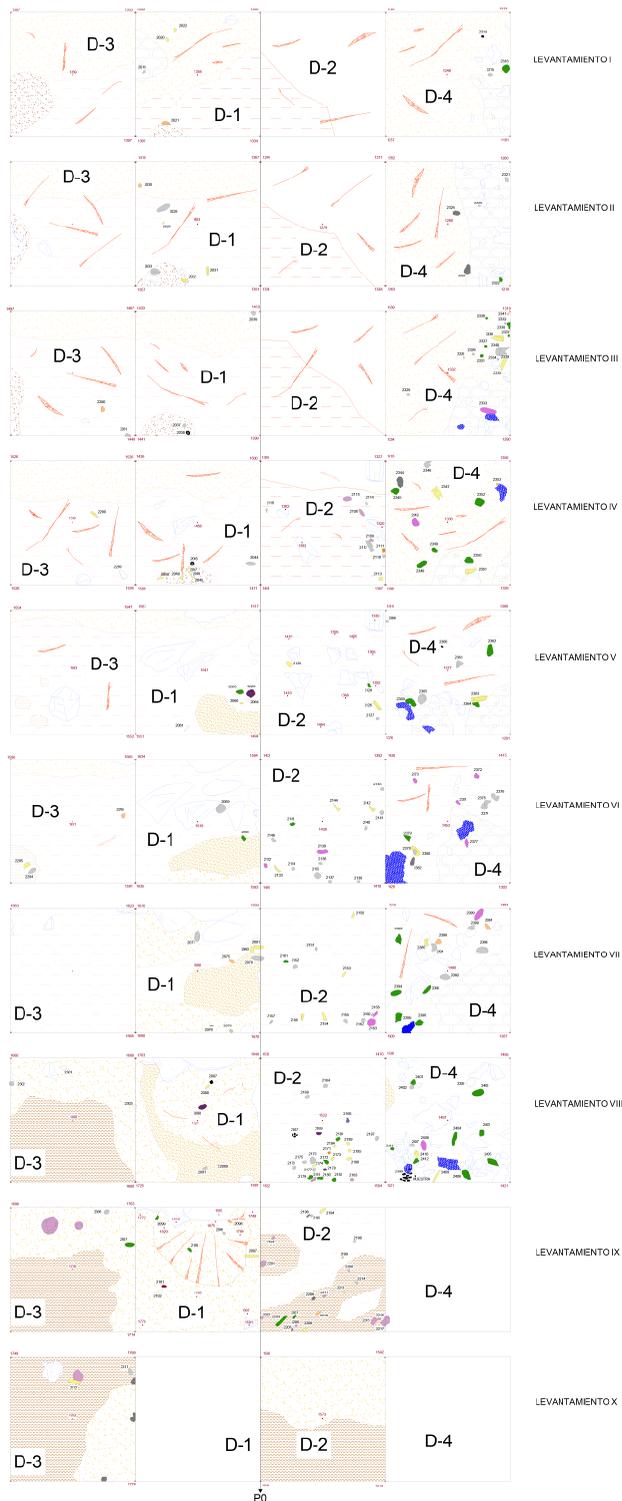


Figura 8. Planos del registro de los levantamientos de la Unidad JVI.2 durante la campaña de 1990.

Figure 8. Maps of the record of the spits of Unit JVI.2 during the 1990 campaign.

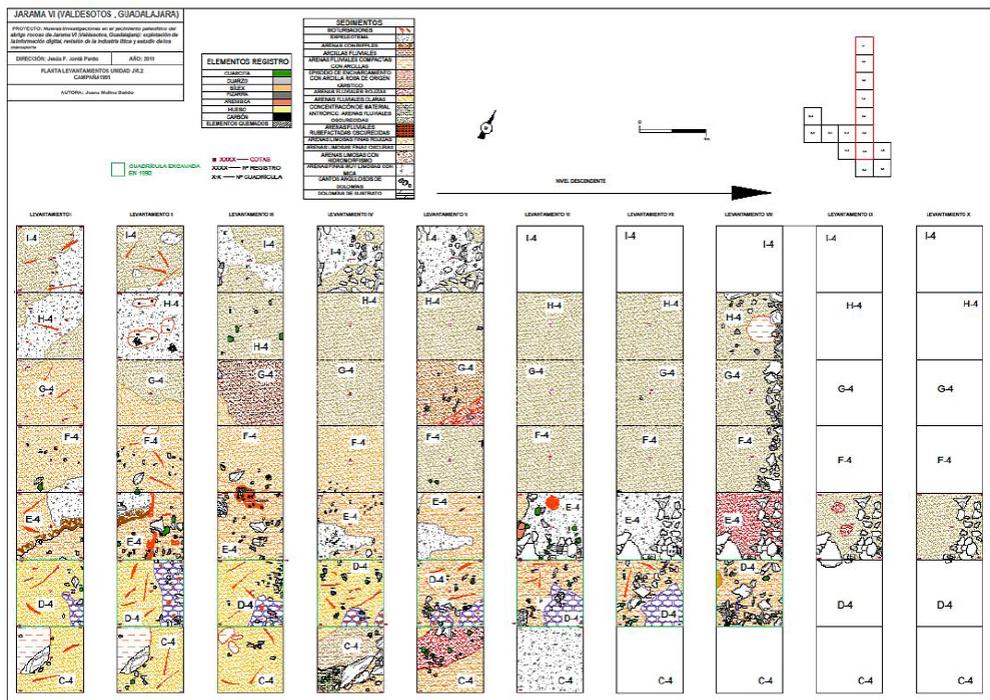


Figura 9. Levantamientos de la Unidad JVI.2. Podemos observar el hogar en E-4/F-4. Vemos la zona de ripples, las bioturbaciones en naranja intenso y la continuidad de las arenas arcillosas.

Figure 9. Spits of the JVI.2 Unit. We can observe the hearth on E-4 / F-4. We see the ripples area, the bioturbations in intense orange and the continuity of the clay sands.

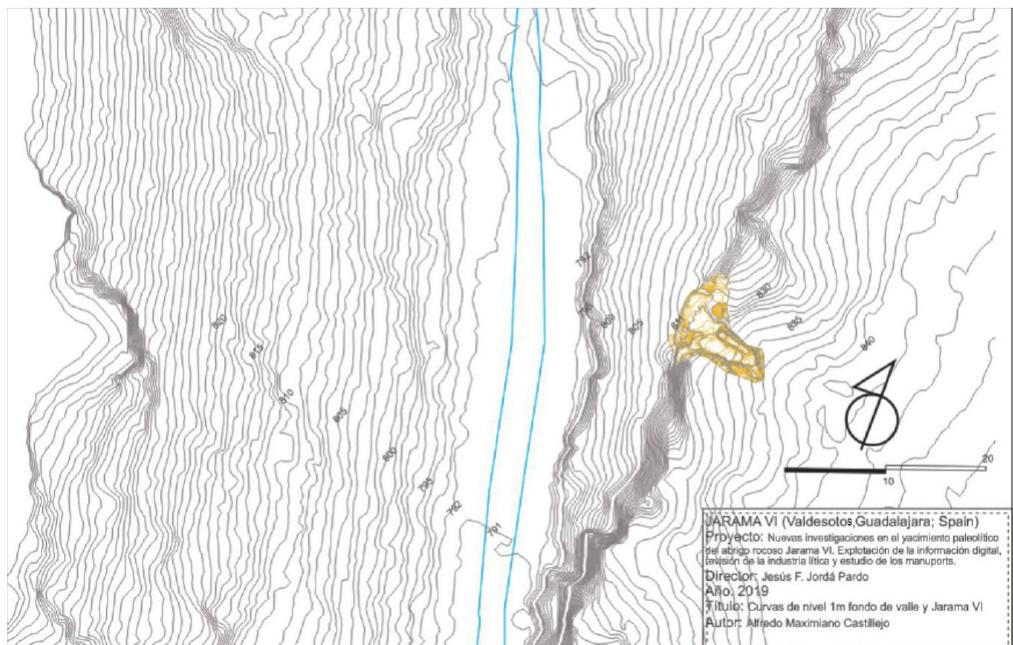


Figura 10. Mapa de curvas de nivel del valle del Jarama y del abrigo rocoso de Jarama VI.

Figure 10. Contour lines map of the Jarama valley and the Jarama VI rock shelter.

JARAMA VI (Valdesotos, Guadalajara, Spain)
 Proyecto: Nuevas investigaciones en el yacimiento paleolítico del abrigo rocoso Jarama VI.
 Explotación de la información digital, revisión de la industria lítica y estudio de los manuports.
 Director: Jesús F. Jordá Pardo
 Año: 2019
 Título: Reticulado excavación Jarama VI
 Autor: Alfredo Maxdmiano Castillejo

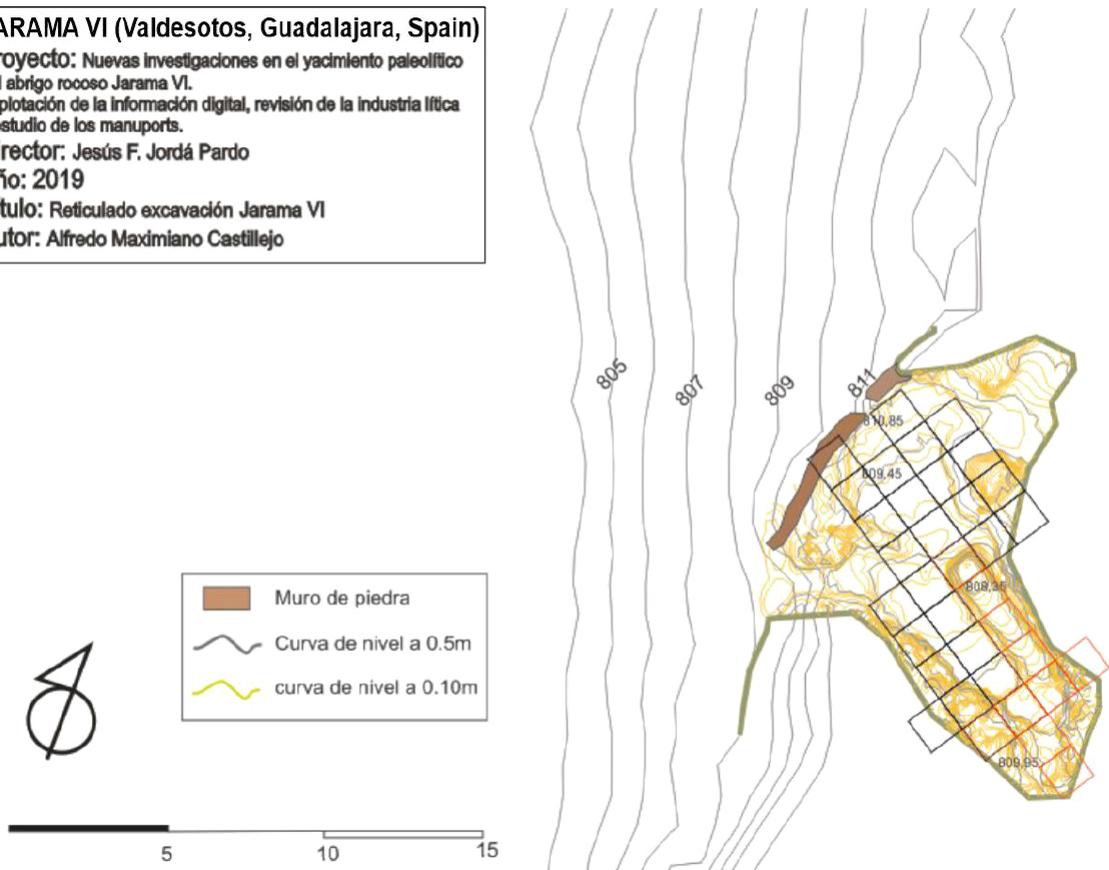


Figura 11. Detalle de la figura anterior con el mapa de curvas de nivel de la ladera y del abrigo rocoso, este último con su microtopografía (curvas de nivel a 0,5 y 0,1 m).

Figure 11. Detail of the previous figure with the contour lines map of the slope and the rock shelter, the latter with its microtopography (contour lines at 0.5 and 0.1 m).

Jarama y zona de confluencia con el arroyo Palancares) y (ii) series de planimetrías y perfiles dentro de la unidad estructural del valle y también algunas centradas en las inmediaciones al sitio arqueológico. Toda la información generada se encuentra disponible en ficheros estándar e intercambiable soportados desde plataforma SIG (.shp), CAD (.dxf) y entornos de diseño gráfico (3ds; .obj).

Con los datos topográficos depurados hemos generado series de perfiles longitudinales y transversales del valle del Jarama, mediante los cuales hemos obtenido una serie de *proxies* sobre diferentes episodios de inundación en la unidad geomorfológica del valle en tiem-

pos de la ocupación del sitio Jarama VI por grupos neandertales. Para construir estos perfiles tuvimos que depurar los datos iniciales dado que el sensor recopiló información con tan elevado nivel de detalle que la detección de las masas arbóreas era una constante significativa y dificultaba la percepción de la topografía del terreno. El número total de perfiles generados asciende a 20, de los cuales 2 son longitudinales y 18 son transversales al eje del río Jarama. En la Fig. 12 se visualizan los cortes y un primer modelo 3D de la zona de estudio.

Los 18 perfiles empleados en caracterizar el fondeo de valle contaban con una densidad de puntos tan considerable en términos de

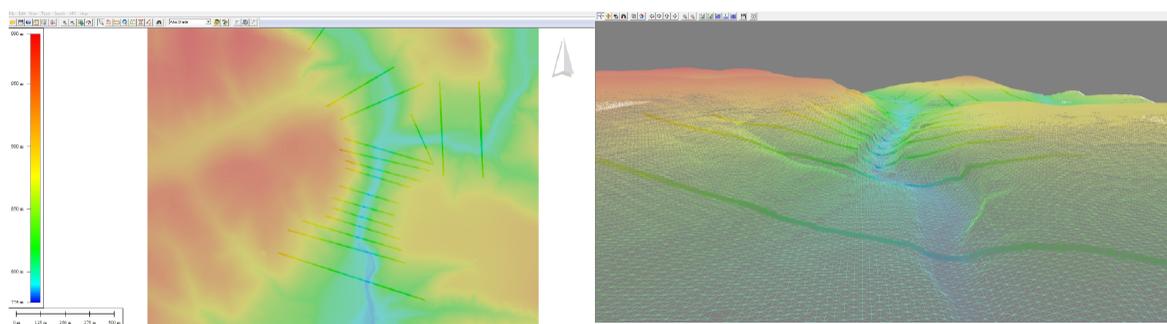


Figura 12. Izquierda, planta del MDT con todos los perfiles. Derecha, modelo 3D primario donde se ven algunos de los 18 perfiles como franjas transversales al valle con coloración más intensa (realizado mediante Global Mapper).

Figure 12. Left, plan of the DTM with all the profiles. Right, primary 3D model where some of the 18 profiles are seen as stripes across the valley with more intense coloration (made using Global Mapper).

vegetación arbórea, que su depuración supuso en cada uno la eliminación de entre un 30 y un 55 % de las nubes de puntos iniciales (Fig. 13). Estas secciones permiten una percepción nítida a escala sub-centimétrica acerca de la topografía del valle, siendo un punto de apoyo a la investigación arqueológica actual, además de un soporte normalizado y muy válido para reconstruir la dinámica de cambios geomorfológicos acontecidos en el valle durante estos últimos 50.000 años.

3.3.2. Estudio hidráulico y modelización de las paleo-inundaciones

En cuanto al estudio de las paleo-inundaciones, el análisis estratigráfico y sedimentológico detallado de la secuencia fluvial de la unidad JVI.2 nos ha permitido identificar al menos dos episodios principales de inundación producidos por el río Jarama, caracterizados por sendas secuencias granodecrecientes que culminan con depósitos limoso-arcillosos de llanura de inundación. Estos episodios obligaron a los habitantes neandertales del abrigo a abandonarlo para volver a él una vez retiradas las aguas, instalando su campamento sobre los citados depósitos finos.

El estudio hidráulico de estas paleo-inundaciones, mediante el *software* de modelización hidráulica bidimensional Iber (Bladé *et al.*, 2014), en una primera aproximación nos ha ofrecido

un valor de caudal punta de la avenida para la configuración topográfica actual situado en un rango entre 5.000 y 5.500 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$; mientras en el caso del escenario paleogeográfico con el fondo del lecho a +7 m sobre el actual, estos valores de caudal punta rondan los 4.100 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$. Para este yacimiento se valoró la sensibilidad del modelo hidráulico respecto al coeficiente de Manning, mediante el incremento y reducción de sus valores en un 25%. Considerando estas variaciones en la rugosidad del terreno, el valor de caudal punta óptimo para la deposición de los sedimentos encontrados fluctúa entre 3.700 – 4.600 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ (Fig. 14).

Los valores de caudal punta obtenidos en el presente análisis deberían considerarse como valores máximos esperables. Esto es así por los factores condicionantes a los mismos, preferentemente la topografía del valle. En este sentido, y aun habiendo considerado el posible encajamiento del cauce, no se ha tenido en cuenta el posible ensanchamiento del valle debido a procesos gravitacionales y de erosión superficial de las laderas. Una configuración del valle más estrecha en el momento de ocupación del yacimiento arqueológico supone sin duda una importante reducción en los valores de caudal punta estimados.

Por otro lado, a partir del análisis geomorfológico de la zona se aprecia la posible existencia de un paleo-deslizamiento aguas

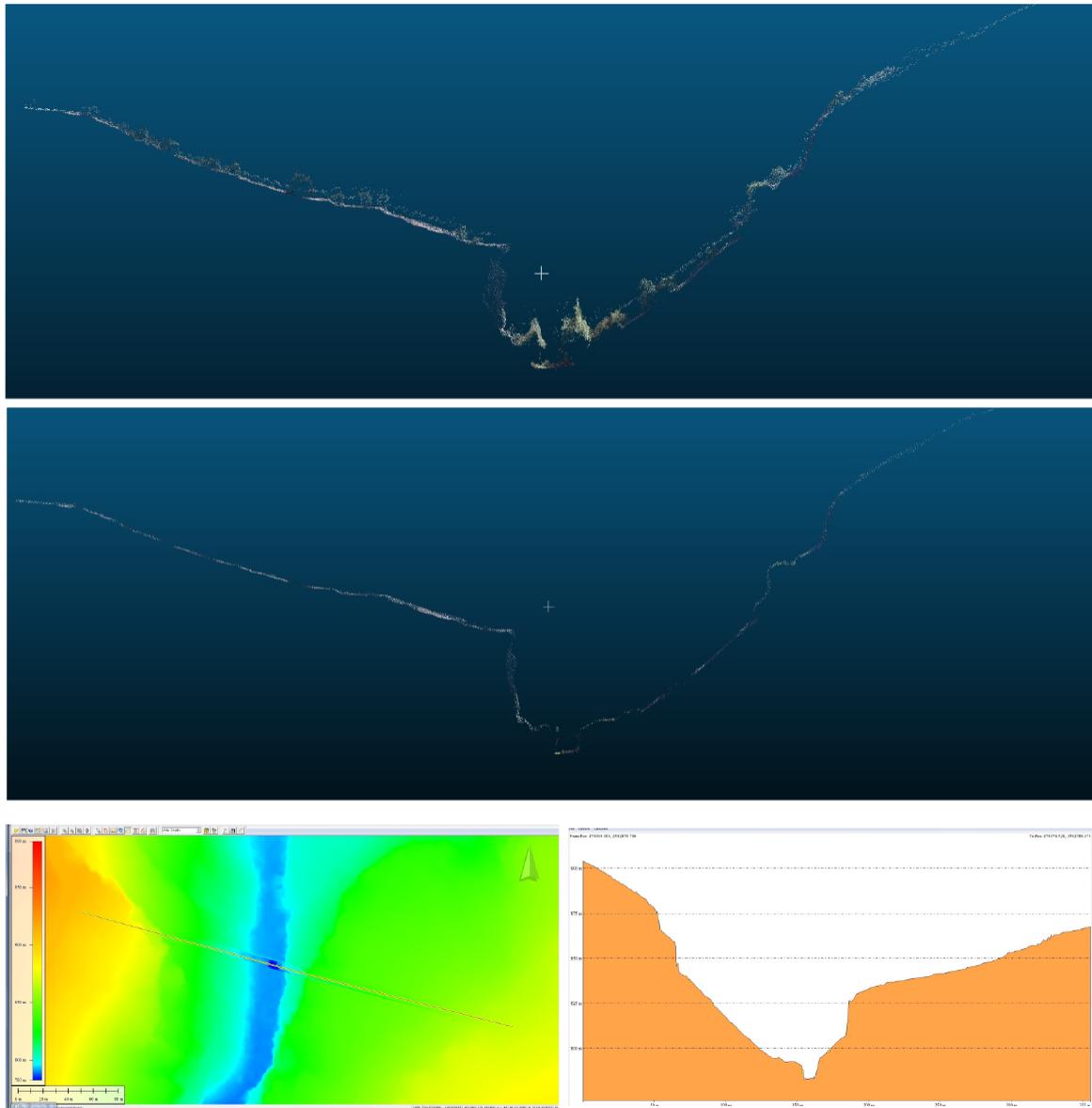


Figura 13. Composición que ilustra la sistemática de obtención de perfiles desde los datos brutos. La imagen superior muestra uno de los perfiles con su masa arbórea y suelo detectado por el sensor. La intermedia es el mismo perfil tras eliminar los puntos de vegetación (realizado mediante el software libre Cloud Compare). La imagen inferior muestra el perfil transversal del río próximo a Jarama VI, a la izquierda vista en planta soportado desde el MDT del IGN y a la derecha el perfil con orientación W-E (realizado mediante Global Mapper).

Figure 13. Composition illustrating the system for obtaining profiles from the raw data. The upper image shows one of the profiles with its tree mass and soil detected by the sensor. The intermediate is the same profile after eliminating the vegetation points (made using the free Cloud Compare software). The lower image shows the cross-sectional profile of the river near Jarama VI, on the left a plan view supported from the IGN DTM and on the right the profile with a W-E orientation (made using Global Mapper).

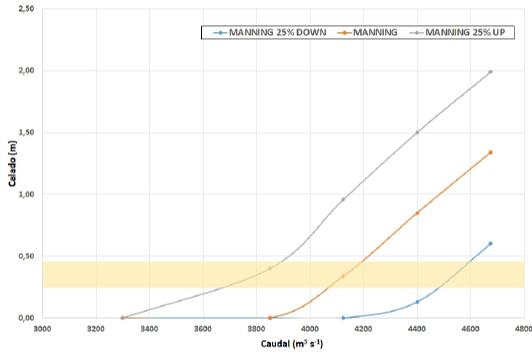


Figura 14. Resultados del modelo hidráulico para el yacimiento Jarama VI. La banda horizontal amarilla denota las condiciones de calado óptimas.

Figure 14. Jarama VI hydraulic model results. Yellow horizontal bar shows compatible flow depth values for fluvial sediment deposition inside the archaeological site.

abajo de la localización del yacimiento. Este elemento es importante debido a que dicho posible paleo-deslizamiento se sitúa a la salida de la zona en que el valle se encuentra más encajado en materiales carbonatados, y podría haber provocado un represamiento de las aguas. Este represamiento facilitaría que el nivel de las aguas alcanzase la cota topográfica a la que se localiza el yacimiento con un volumen de agua circulando por el cauce menor que los estimados actualmente. También como resultado de ese análisis geomorfológico, se han identificado varios niveles de terraza (tanto aguas arriba, como principalmente aguas abajo del yacimiento) (Fig. 15) que fluctúan entre los ± 5 metros sobre el nivel del cauce actual, hasta los ± 22 metros sobre dicho cauce.

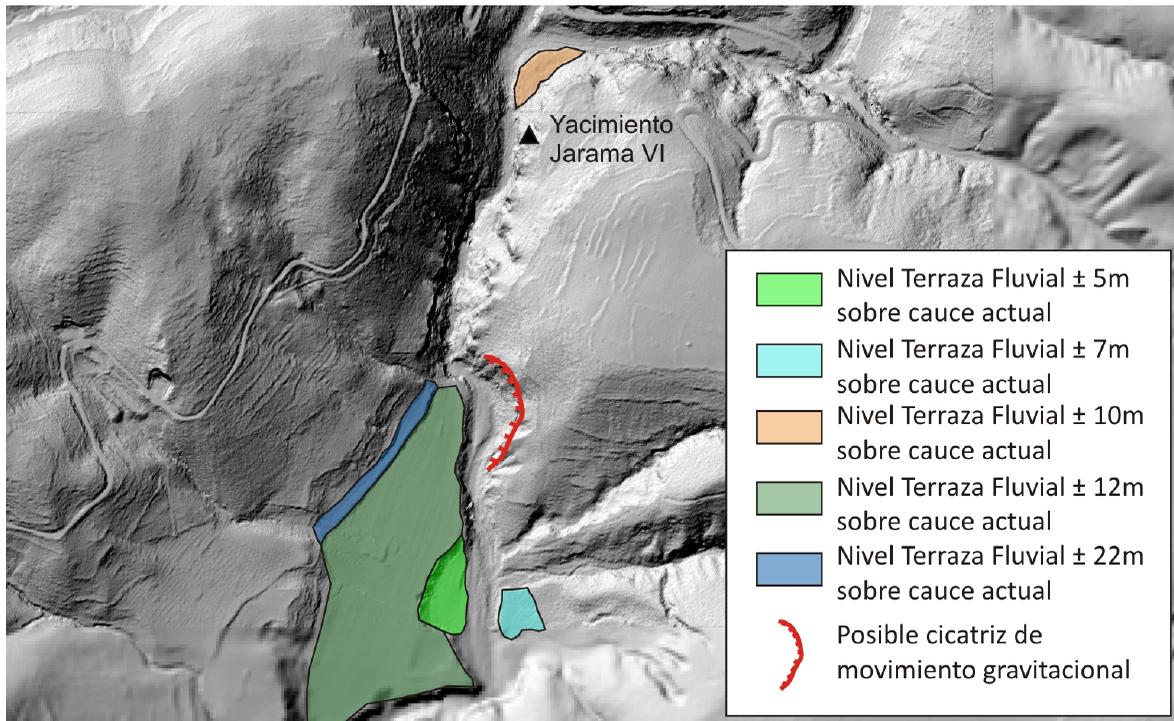


Figura 15. Distribución geográfica de diferentes elementos geomorfológicos que han podido condicionar la dinámica fluvial de este tramo del río Jarama. Los niveles de terraza se asociarían a antiguas posiciones topográficas del cauce del río Jarama. La posible cicatriz de movimiento gravitacional pudo originar un cierre parcial del valle.

Figure 15. Geographic distribution of different geomorphological elements that have been able to condition the fluvial dynamics of this stretch of the Jarama River. The terrace levels would be associated with ancient topographic positions of the Jarama riverbed. The possible gravitational movement scar could have caused a partial closure of the valley.

La presencia de estos niveles de terraza (sin datar) podría provocar en caso de estar en conexión temporal con la ocupación del yacimiento, el que la diferencia topográfica entre el paleo-cauce del río Jarama y la posición del yacimiento fuese significativamente menor y que, el caudal punta necesario para que las aguas invadiesen el abrigo en el que se sitúa el yacimiento, fuese, en consecuencia, también significativamente menor.

3.4. Análisis micro espacial

Una vez realizado todo lo anterior procedimos a llevar a cabo el análisis micro espacial a partir de la distribución de los objetos arqueológicos, tanto líticos como óseos, en las diferentes unidades que componen la estratigrafía del yacimiento. Este análisis presenta unas limitaciones propias de la dinámica de intervención arqueológica, la cual se estructuró en una pequeña excavación en área que ocupó parcialmente 12 m², con dos catas perpendiculares (longitudinal y transversal), incidiendo así sobre un volumen estimado de 11 m³, lo que representa un 15-20% aprox. del potencial estratigráfico del yacimiento. En estas circunstancias, se entiende que no todos los niveles identificados poseen el mismo volumen excavado. Por tanto, el tipo de interpretación sobre el uso del espacio es parcial, pero con el contraste empírico de determinadas tendencias acerca de qué tipo de acciones, agentes y condicionantes se dieron en torno a las distribuciones espaciales observadas.

La orientación de los objetos varía en función de la localización (Tabla 4, Fig. 16). En JVI.3 existen dos distribuciones diferenciadas: aleatoriedad-uniformidad circular en los cuadros interiores mientras que en los exteriores hay alineamiento NO-SE (entrada a la cavidad), lo que revelaría la heterogeneidad de un fenómeno regionalizado de transporte y reorientación de objetos respecto a su contexto original. La subunidad JVI.2.3 es similar a JVI.3 en el exterior (tendencia NO-SE), aunque en el interior predomina O-E con

cierta aleatoriedad; si bien las dos distribuciones de la subunidad JVI.2.3 son estadísticamente similares, las diferenciamos debido al cambio abrupto de trayectoria, el número de casos y el apuntamiento k (Tabla 4). En cambio, JVI.2.2 únicamente se extiende por el interior del abrigo y la orientación de los objetos es eminentemente aleatoria. Aunque la escasez de datos dificulta la relación tamaño-orientación, se observa que los grandes “retienen” mejor la tendencia a encontrarse con una distribución aleatoria en el espacio frente a las entidades de pequeño tamaño (p.e. resistieron mejor la incidencia del fenómeno reorientador). Como interpretación proponemos que en JVI.3 las paleoinundaciones habrían provocado la entrada de agua y sedimento desde la boca del abrigo hasta el cuadro F-4, quizás con intensidad decreciente puesto que la diversidad de orientaciones es mayor en F-4 que en G-4/H-4/I-4, donde hay una dirección más marcada; este fenómeno desplazó y reorientó los objetos allí ubicados, mientras que la afectación interior sería escasa o nula. Dicha hipótesis también se apoya en la concentración externa de huesos con indicadores de arrastre (abrasiones, pulidos, rodamientos, etc.); si bien estos indicios también existen en D-4 (interior) creemos que la explicación sería distinta (e.g. ocupación y tránsito) debido a su no-correlación con orientaciones preferenciales, su proximidad con huesos pisoteados (que tiene efectos relativamente parecidos sobre el material óseo) y cierto grado de exposición tafonómica. Así, el interior quedaría “resguardado” de este tipo de transformaciones postdeposicionales, incluyendo JVI.2.2 y JVI.2.3; no obstante, en los cuadros exteriores de JVI.2.3 no podemos afirmarlo con seguridad. En lo que se refiere a JVI.1, aunque observamos cierta variabilidad de orientaciones, hemos preferido no profundizar a causa de la parcialidad de los datos (menos de 5 m² excavados en el interior, pero incompletos y dispersos).

Tanto la distribución estratigráfica (Fig. 5) como la distribución espacial de los objetos (Fig. 16) nos habla de una fuerte influencia de la acción de la inundación fluvial que tuvo

Tabla 4. Estadística circular. Parámetros descriptivos: “N” = número de casos; “MEDIA” = media circular; “INT. CONF” = intervalo de confianza de la media al 95%; “k” = concentración. Test (resultados en p-valor): “R” = distribución uniforme (unimodal); “CHI2” = distribución uniforme (no paramétrico); “U” = dos distribuciones con media similar (test de Watson-Williams, paramétrico); “W” = dos distribuciones similares (test de Mardia-Watson-Wheeler, no paramétrico). Resultados en cursiva y entre paréntesis indican que la naturaleza de la muestra imposibilita el cálculo o pone en riesgo la fiabilidad de los parámetros y test (muestra pequeña, distribución bimodal, distribución no-normal, etc.). Debido a que sus resultados han sido siempre negativos, no se incluyen los test “U2” y “U” (Watson de normalidad circular y Rao de uniformidad, respectivamente).

Table 4. Circular statistics. Descriptive parameters: “N” = number of cases; “MEDIA” = circular mean; INT. CONF “= confidence interval of the mean at 95%; “K” = concentration. Test (results in p-value): “R” = uniform distribution (unimodal); “CHI2” = uniform distribution (non-parametric); “U” = two distributions with similar mean (Watson-Williams test, parametric); “W” = two similar distributions (Mardia-Watson-Wheeler test, nonparametric). Results in italics and in parentheses indicate that the nature of the sample makes calculation impossible or puts the reliability of the parameters and tests at risk (small sample, bimodal distribution, non-normal distribution, etc.). Because their results have always been negative, the “U2” and “U” tests (Watson for circular normality and Rao for uniformity, respectively) are not included.

Unidad	Conjunto	N	Media	Int. Conf.	K	R	Chi ²	Similitud
JVI.3	global	418	144.9	134.1-155.6	0.405	< 0.005	< 0.005	
	exterior	249	148.1	138.9-157.3	0.609	(< 0.005)	< 0.005	(U = 0.046)
	interior	169	126.5	81.4-171.4	0.162	0.335	< 0.005	W = 0.030
	<i>exterior p.</i>	<i>(8)</i>	<i>(112.5)</i>	<i>(78.7-146.3)</i>	<i>(1.059)</i>	<i>(0.103)</i>	<i>(0.046)</i>	<i>(U = 0.147)</i>
	exterior g.	49	143.4	98.4-184.3	0.456	0.098	< 0.005	(W = 0.580)
	interior p.	18	170.8	125.8-215.8	0.357	0.058	0.008	(U = 0.641)
	interior g.	72	9.2	-35.8-54.2	0.088	0.871	< 0.005	W = 0.043
JVI.2.3	global	106	112.5	67.5-157.5	0.269	0.152	< 0.005	
	exterior	21	160.1	133.4-186.8	0.802	(0.053)	0.036	(U < 0.005)
	interior	85	98.7	75.6-121.7	0.402	0.036	0.460	W = 0.354
	<i>exterior p.</i>	<i>(2)</i>	-	-	-	-	-	-
	<i>exterior g.</i>	<i>(4)</i>	-	-	-	-	-	-
	<i>interior p.</i>	<i>(3)</i>	-	-	-	-	-	-
	interior g.	50	101.6	56.6-146.6	0.308	0.315	< 0.005	-
JVI.2.2	global	101	55.3	10.3-100.3	0.170	0.486	< 0.005	
JVI.1	global	118	180.0	162.6-197.4	0.344	0.033	< 0.005	

lugar en el abrigo rocoso habitado por neandertales. Estratigráficamente detectamos dos episodios de inundación. El primero afectó a la unidad JVI.3, que fue arrasada parcialmente en la zona exterior de la cavidad, como se detecta por el fuerte escalón erosivo que muestra esta unidad visible en el contacto entre los cuadros D-4 y E-4, por la orientación preferente (tendencia NO-SE) de los objetos orientables y por las abrasiones en los huesos en la zona exterior. Este episodio de avenida fluvial se manifiesta además por un depósito de arenas que culmina con los limos y arcillas de inundación de la subunidad JVI.2.3, sobre

los que una vez retiradas las aguas se produce una nueva ocupación humana. Esta, vuelve a verse interrumpida y afectada por el segundo episodio de avenida que culmina con un depósito de limos y arcillas de inundación, sobre el que vuelve a darse una ocupación humana con desarrollo de un hogar (JVI.2.2).

Respecto a las densidades de ítems líticos y óseos hemos centrado el análisis en JVI.2.2 y JVI.2.3, ya que son las subunidades con mayor potencial interpretativo, pues son las que cuentan con mayor extensión excavada y las que menos afectadas se verían ante los efec-

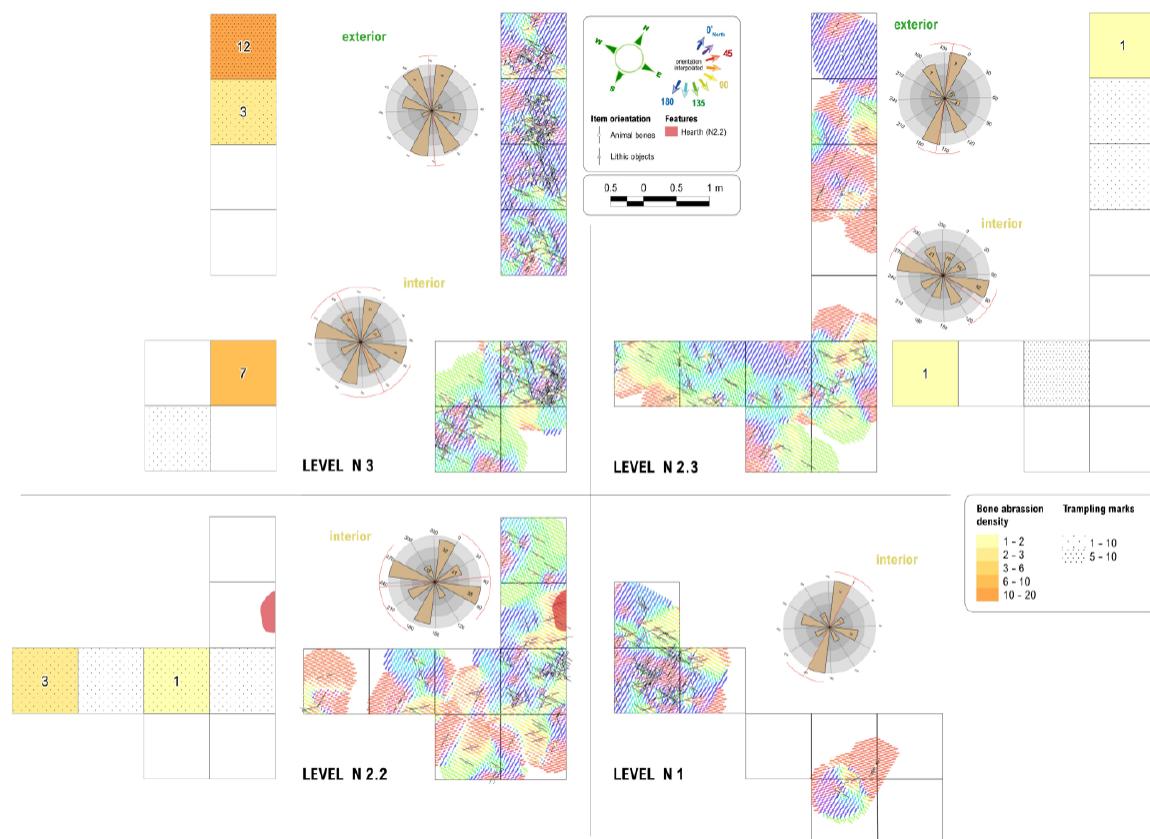


Figura 16. Modelización de la variabilidad circular interpolada por unidades arqueosedimentarias con leyenda adaptada a una orientación “reflejada” (rango 0-180°). Véase que los cuadros exteriores de JVI.3 y JVI.2.3 muestran una direccionalidad más marcada y regionalizada (NO-SE, azul-verde) que los cuadros interiores, cuyos cambios son más aleatorios, lo cual es coherente con los datos analizados (Tabla 4). Para facilitar la comparación, se incluyen coropleth de indicadores tafonómicos relevantes: abrasión por arrastre y rodamiento (coloreado) y marcas de pisoteo (punteado). La escasa extensión de JVI.1 hace inviable un análisis significativo.

Figure 16. Modeling of interpolated circular variability by archaeosedimentary units with legend adapted to a “reflected” orientation (range 0-180°). See that the outer squares of JVI.3 and JVI.2.3 show a more marked and regionalized directionality (NW-SE, blue-green) than the inner squares, whose changes are more random, which is consistent with the data analyzed (Table 4). For ease of comparison, choropleths of relevant taphonomic indicators are included: drag and roll abrasion (colored) and trampling marks (dotted). The limited length of JVI.1 makes a meaningful analysis unfeasible.

tos postdeposicionales (cf. JVI.3, *supra*). Los primeros resultados han permitido intuir la presencia de algunos patrones en la distribución de los restos (Figs. 17). En JVI.2.3 destacan dos grandes concentraciones de objetos líticos, ambas relativamente diversas en contenido tanto en los cuadros interiores como exteriores, si bien las reservas de materia prima (bases naturales) y los productos (preformas, soportes y útiles retocados) dominan en el interior de la cavidad. En la misma línea podemos observar igualmente dos concentra-

ciones de restos faunísticos: la más densa se encontraría en el exterior y el principal agente acumulador habrían sido los grupos neandertales (presencia significativa de marcas de corte); por el contrario, la acumulación interior es la única con restos óseos quemados y, a pesar de tener aún a los neandertales como protagonistas, podría haber sido removida en algún momento post-abandono por carroñeros y roedores, produciendo distorsión significativa en la distribución original. En cuanto a JVI.2.2, el conjunto lítico se halla muy localizado y

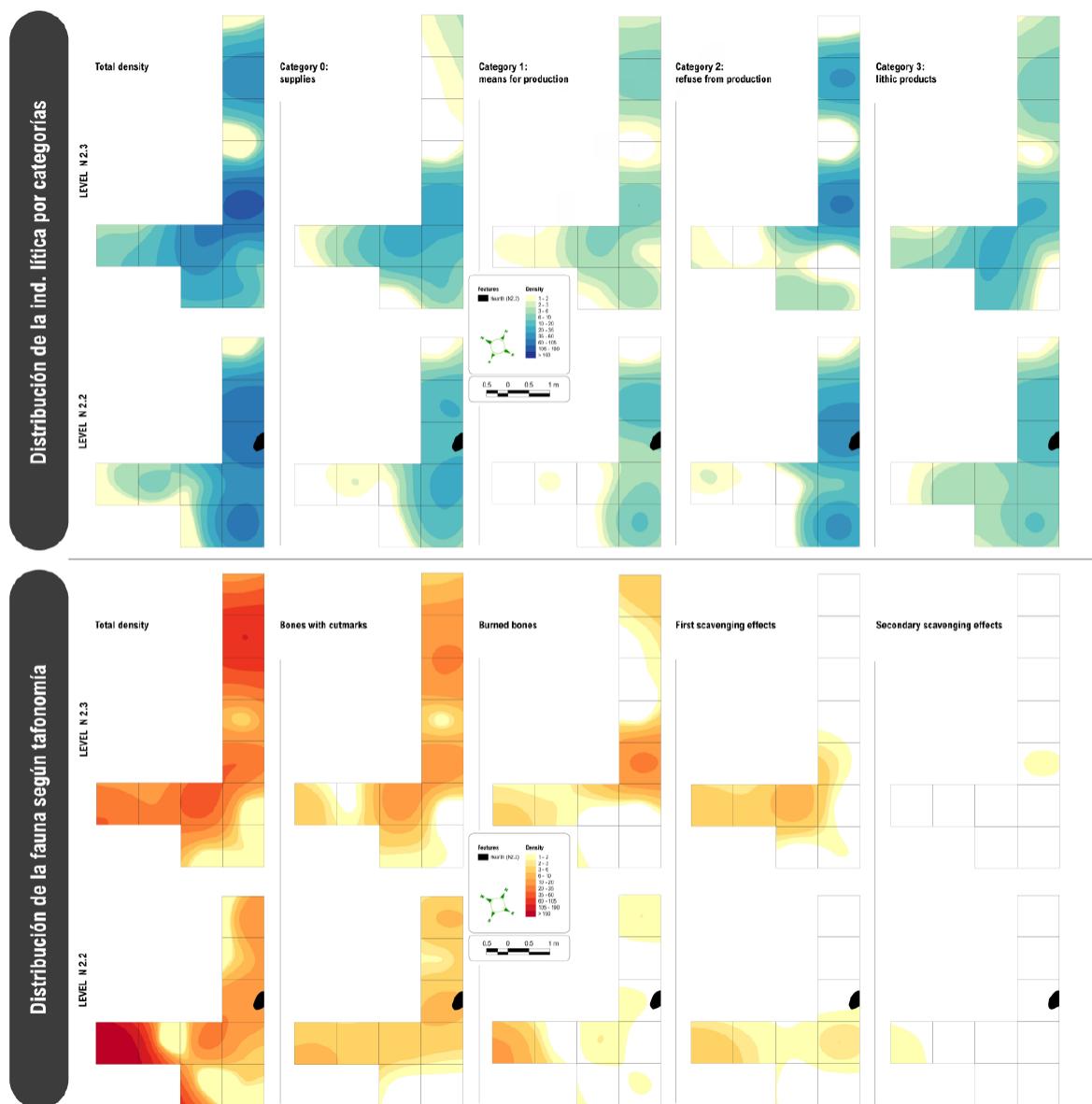


Figura 17. Distribución de la producción lítica (azules) y la tafonomía arqueofaunística (naranjas) de las subunidades 2.3 y 2.2. Isolíneas modelizadas por 'splines'; el valor interpolado es el número de restos en el centroide de cada cuadro.

Figure 17. Distribution of lithic production (blue) and archeofaunal taphonomy (orange) of subunits 2.3 and 2.2. Isolines modeled by 'splines'; the interpolated value is the number of remains at the centroid of each frame.

próximo al hogar del cuadro E-4, presentado las piezas una distribución diferencial en función de su tamaño (Fig. 18), lo que nos emplazaría como modelo más verosímil el del "hogar clásico" descrito por Binford (1978) (p. e. objetos pequeños en la zona funcional adyacente al fuego y otros más grandes en zonas de "des-

carte" a medida que crece la distancia respecto a éste). La fauna de JVI.2.2 la encontramos bastante dispersa, en lo que podrían ser zonas de descarte repartidas aleatoriamente (unas más cercanas al hogar y otras más lejanas), pero siempre con densidades generalmente bajas, a excepción de la acumulación junto a la

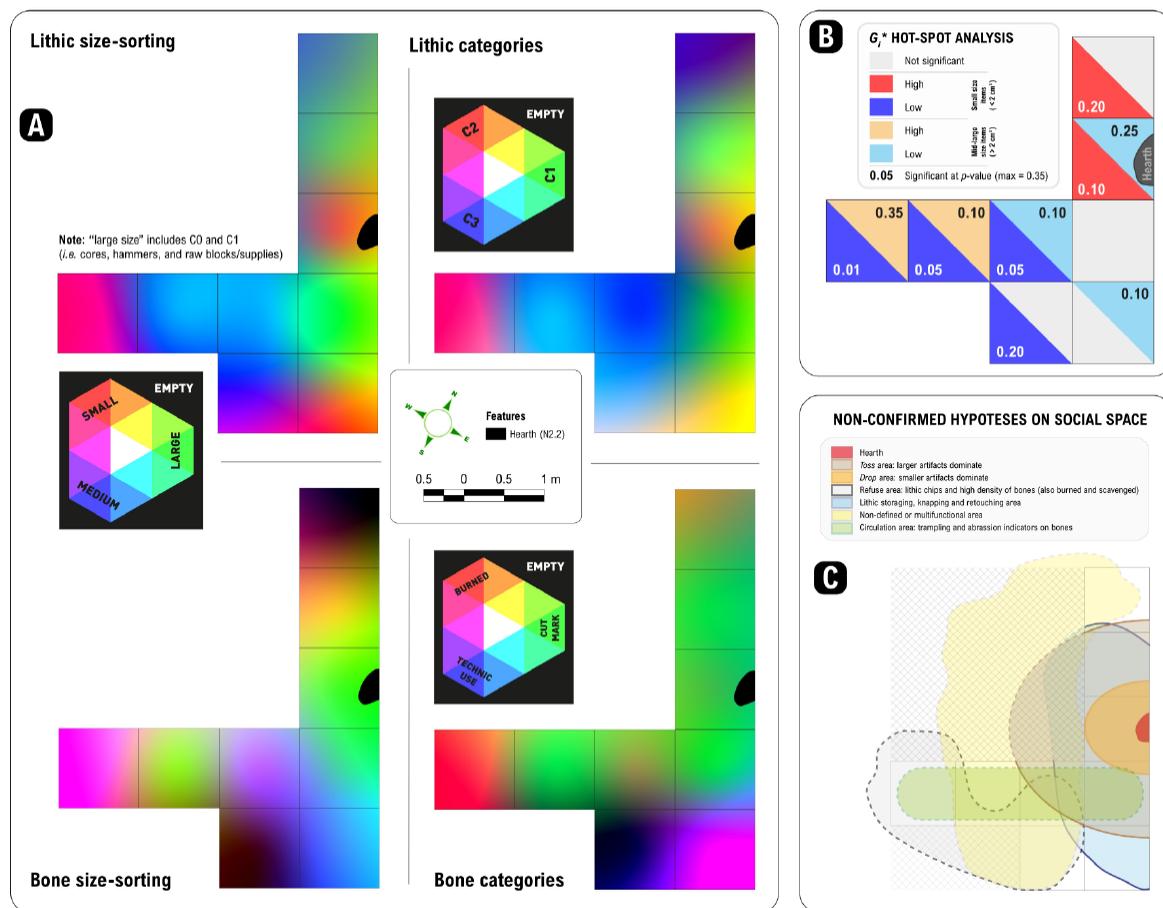


Figura 18. A: Visualización multivariante de densidades relativas por cuadro a través de los canales RGB de un mismo raster para JVI.2.2. B: Distribución por tamaños a través de análisis de punto caliente (G_i^*) con distintos niveles de significancia estadística, $< 2 \text{ cm}^3$ en colores vivos y $> 2 \text{ cm}^3$ en colores claros. C: Hipótesis no confirmadas de gestión neandertal del espacio social (cf. texto), el entramado rayado indica áreas no excavadas.

Figure 18. A: Multivariate visualization of relative densities per frame through the RGB channels of the same raster for JVI.2.2. B: Size distribution through hot spot analysis (G_i^*) with different levels of statistical significance, $< 2 \text{ cm}^3$ in bright colors and $> 2 \text{ cm}^3$ in light colors. C: Unconfirmed hypothesis of Neanderthal management of social space (cf. text), the striped lattice indicates unexcavated areas.

pared rocosa SO. Al igual que en JVI.2.3, parte de la distribución ósea de JVI.2.2 en el interior de la cavidad podría haber sido removida por animales de forma posterior al abandono. De hecho, la incidencia postdeposicional de carnívoros, carroñeros y roedores en la parte interna de Jarama VI sería coherente con unos huesos largamente expuestos antes/durante la formación del estrato (Romero *et al.*, 2018), sumándose la posibilidad de que ciertos animales frecuentaran el lugar en ausencia de los grupos neandertales.

Poniendo en perspectiva los resultados, no podemos rechazar la posibilidad de que existiera una organización del espacio en Jarama VI, pero tampoco podemos confirmarla cuantitativamente (buena parte de los resultados quedan fuera del clásico umbral 0,05); sí creemos, no obstante, que existen elementos suficientes para pensar que los indicios explorados pueden convergen con la línea señalada por otros autores, esto es, que los neandertales sí administraban racionalmente el espacio que habitaban, existiendo una relación entre esa

gestión y la función socioeconómica del asentamiento. En nuestro caso el tipo de registro disponible no permite aspirar a inferencias detalladas (*sensu* “*high-resolution archaeology*”), por lo cual la organización espacial es “difusa” y con un notable grado de probabilidad sometido a múltiples procesos tafonómicos, pero podemos poner en relación lo observado con los estudios previos de fauna e industria lítica. Así pues, las subunidades JVI.2.3 y JVI.2.2 estarían vinculadas a asentamientos estacionales, lo que implicaría no solo una ocupación menos intensa sino también más específica en lo funcional (orientada hacia la explotación vegetal, animal y lítica), incluyendo además elementos de anticipación y planificación sobre el territorio (Navazo *et al.*, 2020; Romero *et al.*, 2018). De esto podría esperarse, teóricamente, superposición de actividades (zonas multifuncionales), acumulación (áreas de almacenaje y/o de gestión de residuos), producción de útiles (áreas de talla y reavivado lítico), y mantenimiento poco complejo del lugar (modelo *drop/toss* en hogares, áreas de descarte escasamente planificadas dado el carácter puntual de la ocupación, etc.); todos estos elementos pueden ser detectados, a “baja resolución” (p. e. de manera muy difusa), en la subunidad JVI.2.2 (Fig. 17). En el caso de JVI.2.2, estas ideas podrían verse reforzadas o refutadas comprobando si se cumplen al sondear las áreas no excavadas.

4. Conclusiones

Consideramos que la conservación de los LIG cuaternarios en los que se ha intervenido mediante excavaciones arqueológicas y/o paleontológicas antes de la era digital exige, no solo la protección y conservación del sitio físico por parte de las autoridades competentes, sino también la preservación de la documentación analógica recuperada por los investigadores en el transcurso de las excavaciones efectuadas en el pasado. Además, una vez recopilada toda esa información, más la existente en formato digital sobre el sitio, debe incorporarse a una IDE a partir de la cual se pueda manejar adecuadamente. Para ello se precisa la obtención

previa de un MDT para el LIG en cuestión y su entorno, así como toda aquella información relativa a la formación y transformación de su registro arqueosedimentario.

En este sentido en Jarama VI hemos tratado de salvaguardar todo el conocimiento adquirido sobre este LIG, con la obtención de un MDT del yacimiento y su entorno y el desarrollo de una IDE a partir de la cual hemos podido reconstruir su registro arqueológico en 3D, que nos ha permitido establecer claramente la estratigrafía del yacimiento y las variaciones de facies que experimentan las diferentes unidades estratigráficas. Por otro lado, hemos podido llevar a cabo un análisis micro espacial a partir de la distribución de los restos que ha permitido establecer el grado de integridad de las diferentes ocupaciones humanas atribuidas a neandertales. Así, observamos como hacia el interior de la cavidad, los restos arqueológicos se encuentran en su posición original, incluso alrededor de un hogar, mientras que hacia el exterior del abrigo rocoso se observa la influencia de los procesos fluviales que afectaron al yacimiento en dos momentos de la secuencia. Además, hemos obtenido nueva información sobre su registro arqueosedimentario, en este caso, referido a la magnitud del caudal de las paleoavenidas a las que estuvo sometido el asentamiento durante sus ocupaciones. En este sentido, hemos podido identificar al menos dos episodios de inundación: el primero, que erosionó la unidad JVI.3 en su extremo más cercano a la entrada, reorientó los materiales según la dirección NO-SE y depositó unos lechos arenosos culminados por materiales finos de llanura de inundación sobre los que se produjo una nueva ocupación humana (JVI.2.3); el segundo, que si bien no produjo una erosión tan intensa como la anterior, reordenó los materiales en la zona exterior (JVI.2.3) y depositó una nueva secuencia arenosa culminada con depósitos de llanura donde volvió a producirse una ocupación neandertal tras la retirada de las aguas (JVI.2.2). Finalmente, ya sin afección fluvial se produce la ocupación de la unidad JVI.1. Actualmente estamos en proceso de poder ofrecer a la comunidad científ-

fica y a los interesados, toda esta información sobre el LIG del abrigo rocoso de Jarama VI a través de una página web que se encuentra en proceso de culminación.

En Jarama VI la integración digital de datos de antiguas y nuevas intervenciones nos está permitiendo no solo conocer la evolución paleoambiental del valle, sino también observar su relación con la adaptación técnica y cinética -diversa a lo largo del tiempo- que los neandertales desarrollaron en una de sus últimas ocupaciones del centro peninsular. Todo ello abre las puertas a nuevos estudios y formas de divulgación.

Agradecimientos:

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos “Reconstrucción digital, análisis espacial y difusión del registro arqueológico del yacimiento del Paleolítico medio de Jarama VI (Valdesotos, Guadalajara) mediante las nuevas tecnologías de la información y de la comunicación”, “Estudio hidráulico y sedimentológico de las paleoinundaciones del Pleistoceno superior en el cañón del Jarama y análisis espacial del registro geoarqueológico del yacimiento del Paleolítico medio de Jarama VI (Valdesotos, Guadalajara)” y “Nuevas investigaciones en el yacimiento paleolítico del abrigo rocoso de Jarama VI (Valdesotos, Guadalajara): explotación de la información digital, revisión de la industria lítica y estudio de los *manuports*” financiados por la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha durante los años 2017, 2018 y 2019 y por el Departamento de Prehistoria y Arqueología y la Facultad de Geografía e Historia de la UNED. Se ha contado además con la participación de los estudiantes y equipos de topografía de la Hafencity Universität de Hamburgo.

Bibliografía

Alonso Torija, M. (2017-2018). *Paleo-avenidas en el registro sedimentario del yacimiento arqueológico de Jarama VI (Guadalajara). Reconstrucción hidráulica bidimensional (2d)*

de inundaciones en el Pleistoceno superior. Trabajo Fin de Máster, Máster Universitario en Geología Ambiental, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 66 pp.

- Álvarez-Alonso, D.; de Andrés-Herrero, M.; Díez-Herrero, A.; Medialdea, A.; Rojo-Hernández, J. (2016). Neanderthal settlement in central Iberia: Geo-archaeological research in the Abrigo del Molino site, MIS 3 (Segovia, Iberian Peninsula). *Quaternary International*, 474(A), 85-97. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.05.027>
- Binford, L. R. (1978). Dimensional Analysis of Behavior and Site Structure: Learning from an Eskimo Hunting Stand. *American Antiquity*, 43 (3), 330–361. <https://doi.org/10.2307/279390>
- Bladé, E.; Cea, L.; Corestein, G.; Escolano, E.; Puertas, J.; Vázquez-Cendón, E.; Dolz, J.; Coll, A. (2014). Iber: herramienta de simulación numérica del flujo en ríos. *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería*, 30 (1), 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.rimni.2012.07.004>
- Carbonell, E. (ed.). (2012). *High resolution archaeology and Neanderthal behavior: time and space in Level J of Abric Romaní (Capellades, Spain)*. Dordrecht, Springer Science.
- Chacón, M. G.; Vaquero, M. y Carbonell, E. (2012). Editorial – The Neanderthal Home: spatial and social behaviours. *Quaternary International*, 247, 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.12.013>
- Conolly, J. y Lake, M. (2009). *Sistemas de información geográfica aplicados a la arqueología*. Barcelona, Edicions Bellaterra.
- Craig, N.; Aldenderfer, M. y Moyes, H. (2006). Multivariate visualization and analysis of photo-mapped artifact scatters. *Journal of Archaeological Sciences*, 33, 1617-1627. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2006.02.018>
- Díez-Herrero, A.; Álvarez-Alonso, D.; Andrés Herrero, M. de; Benito, G.; Rojo, J.; Medialdea, A.; Vegas, J. (2014). Pleistocene flood deposits at the archaeological site of Abrigo del Molino (Segovia, central Spain). *Proceedings of Hydrological extreme events in historic and prehistoric times (HEX 2014)*, Bonn, 58.
- Djindjian, F. (1999). L'analyse spatiale de l'habitat: un état de l'art. *Archeologia e Calcolatori*, 10, 17-32.
- Gabucio, M. J.; Fernández-Laso, M. C. y Rosell, J. (2018). Turning a rock shelter into a home. Neanderthal use of space in Abric Romaní levels M and O. *Historical Biology*, 30(6), 743-

766. <https://doi.org/10.1080/08912963.2017.1340470>
- Garrote, J.; Díez-Herrero, A.; Álvarez-Alonso, D.; Andrés-Herrero, M. de; Jordá Pardo, J.F.; Hernández, M.; Bodoque, J.M.; Alonso, M.; Gil, J. (2018). Reconstrucción hidráulica de paleoavenidas en el entorno del Sistema Central para yacimientos arqueológicos musterienses (Pleistoceno superior). En: *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del Cambio Global sobre los procesos geomorfológicos* (García, C., Gómez-Pujol, L., Moran-Tejeda, E., Batalla, R.J., Eds.). Universitat de les Illes Balears y SEG, Palma, 345-346.
- Hayden, B. (2012). Neanderthal social structure? *Oxford Journal of Archaeology*, 31 (1), 1-26. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0092.2011.00376.x>
- Henry, D. (2012). The palimpsest problem, hearth pattern analysis, and Middle Paleolithic site structure. *Quaternary International* 247, 246-266. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.10.013>
- Hernández Orgaz, A. (2018). *Tecnología escáner láser de largo alcance. Levantamiento del yacimiento Valle del Jarama VI*. Trabajo Fin de Grado. Grado en Ingeniería Geomática y Topografía, Escuela Superior de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, 89 pp.
- IGME Geode 50 (en línea). *Mapa Geológico Continuo de España a escala 1/50.000, Continuous Geological map of Spain scale 1/50.000*. <<<http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geode.aspx>>> [fecha de consulta: 03/05/2019].
- Jaubert, J.; Verheyden, S.; Genty, D.; et al. (2016). Early Neanderthal constructions deep in Bruniquel Cave in southwestern France. *Nature*, 534, 111-114. <https://doi.org/10.1038/nature18291>
- Jordá Pardo, J.F. (2007). The wild river and the last Neanderthals: A palaeoflood in the geoarchaeological record of the Jarama Canyon (Central Range, Guadalajara province, Spain). *Geodinamica Acta*, 20/4, 209-217. <https://doi.org/10.3166/ga.20.209-217>
- Jordá Pardo, J.F. (2008). Yacimientos de vertebrados del Plioceno y Pleistoceno español. En: *Contextos Geológicos Españoles. Una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional* (A. García Cortés, J. Águeda Villar, J. Palacio Suárez-Valgrande, C. Salvador González, Eds.), capítulo 17. IGME, Madrid, 171-183.
- Jordá Pardo, J.F., Acevedo Pardo, C., Barcia, C., Díez Herrero, A., Farjas Abadía, M., García Pérez, A., Maximiano Castillejo, A.M., Molina Salido, J., Navazo Ruiz, M. y Schramm, T. (2018): Digitization, reconstruction and spatial analysis of the archaeological record of the Middle Paleolithic site of Jarama VI (Valdesotos, Guadalajara, Spain). *Book of abstracts. XVIII Congrès Union Internationale des Sciences Préhistoriques et Protohistoriques. Paris 4-9 juin 2018*, París. 135-136.
- Jordá Pardo, J.F., Acevedo Pardo, C., Alonso, M., Álvarez Alonso, D., Barcia, C., Díez Herrero, A., Farjas, M., Garrote, J., Hernández Orgaz, A., Hernández Ruiz, M., Kehl, M., Maximiano Castillejo, A.M., Molina Salido, J.; Navazo, M.; Romero, A., Sánchez Moya, Y., Schramm, T. y Sopeña Ortega, A. (2019): Reconstrucción digital y análisis espacial del registro geoarqueológico del Paleolítico medio del abrigo rocoso de Jarama VI y estudio hidráulico y sedimentológico de las paleoinundaciones del Pleistoceno superior del cañón del Jarama (Valdesotos, Guadalajara, España). *XV Reunión Nacional de Cuaternario. Bilbao 1-5 Julio 2019. Libro de Resúmenes*, Asociación Española para el Estudio del Cuaternario y Universidad del País Vasco UPV-EHU: 418-421.
- Kehl, M.; Burow, C.; Hilgers, A.; Navazo, M.; Pastoors, A., Weniger, G.-C.; Wood, R.; Jordá Pardo, J.F. (2013). Late Neanderthals at Jarama VI (central Iberia)? *Quaternary Research*, 80 (2), 218-234. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2013.06.010>
- Laplace, G. (1973). Sobre la aplicación de las coordenadas cartesianas en la excavación estratigráfica. *Speleon*, 2, 139-159.
- Lorenzo, C.; Navazo, M.; Díez, J.C.; Sesé, C.; Arcerillo, D.; Jordá Pardo, J.F. (2012). New human fossil to the last Neanderthals in central Spain (Jarama VI, Valdesotos, Guadalajara, Spain). *Journal of Human Evolution*, 62, 720-725. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2012.03.006>
- Navazo, M., Jordá Pardo, J.F., Burow, C., Kehl, M., Pastoors, A., Weniger, G.-C. y Wood, R. (2020). Last Neanderthal occupations at Central Iberia: the lithic industry of Jarama VI rock shelter (Valdesotos, Guadalajara, Spain). *Archaeological and Anthropological Sciences*, 12, art. 45. <https://doi.org/10.1007/s12520-019-00974-6>
- Oron, M. y Goren-Inbar, N. (2014). Mousterian intra-site spatial patterning at Quneitra, Golan Heights. *Quaternary International*, 331, 186-202. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.04.013>

- Sánchez-Romero, L.; Benito-Calvo, A.; Marín-Arroyo, A. B.; Agudo-Pérez, L.; Karampaglidis, T. y Ríos-Garaizar, J. (2020). New insights for understanding spatial patterning and formation processes of the Neanderthal occupation in the Amalda I cave (Gipuzkoa, Spain). *Scientific Reports*, 10: art. 8733. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-65364-8>
- Riel-Salvatore, J.; Ludeke, I. C.; Negrino, F. y Holt, B. M. (2013). A spatial analysis of the Late Mousterian levels of Riparo Bombrini (Balzi Rossi, Italy). *Canadian Journal of Archaeology*, 37, 70-92.
- Romero, A. J.; Díez, J. C.; Arceredillo, D.; García-Solano, J. y Jordá Pardo, J. F. (2019). Neanderthal communities in the heart of the Iberian Peninsula: taphonomic and zooarchaeological study of the Mousterian site of Jarama VI (Guadalajara, Spain). *Archaeological and Anthropological Sciences* 11, 1713-1725. <https://doi.org/10.1007/s12520-018-0625-7>
- Vaquero, M. (2013). Análisis micro-espacial: áreas domésticas, variabilidad funcional y patrones temporales. En M. García Díez y L. Zapata (eds.), *Métodos y técnicas de análisis y estudio en arqueología prehistórica: de lo técnico a la reconstrucción de los grupos humanos*. Euskal Herriko Unibertsitatea, Bilbo, 245-271.

Recibido el 11 de noviembre de 2020

Aceptado el 9 de marzo de 2021



**Reconstrucción de la vegetación asociada al depósito tobáceo fluvial
Holoceno del Nogal de El Batán, Las Parras del Martín, Cordillera Ibérica**

*Vegetation reconstruction related to Nogal de El Batán Holocene
fluvial tufa buildup, Las Parras del Martín, Iberian Range*

Aranbarri, J. ⁽¹⁾; Sancho, C. ^(2, *); Arenas, C. ⁽²⁾; Bartolomé, M. ⁽³⁾;
Leunda, M. ⁽⁴⁾; Rico, M.T. ⁽⁵⁾; González-Sampériz, P. ⁽⁵⁾

(1) Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, UPV/EHU. C/ Tomás y Valiente, s/n, 01006, Vitoria-Gasteiz, España. josu.aranbarri@ehu.eus

(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009, Zaragoza, España.

(3) Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC.

C/José Gutiérrez Abascal 2, 28006, Madrid, España.

(4) Institute of Plant Sciences and Oeschger Centre for Climate Change Research, University of Bern, Altenbergrain, 21 3013, Bern, Switzerland.

(5) Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global, Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC. Avda/ Montañana, 1005, 50059, Zaragoza, España.

Resumen

El desarrollo de edificios tobáceos de origen fluvial se asocia a menudo con fases cálidas y húmedas cuaternarias y son comúnmente empleados como indicadores climáticos. En el presente trabajo se estudia el depósito tobáceo fluvial Holoceno del Nogal de El Batán, situado en el valle del río Las Parras (Cordillera Ibérica, NE España), bajo una perspectiva cronológica, estratigráfica y palinológica. La acumulación tobácea de 8,2 m de espesor, intercala gravas, facies de *rudstones* de fitoclastos, *boundstones* de tallos, limos y arenas de composición carbonatada, además de margas, *lime mud* y niveles turbosos. La acumulación tobácea se emplaza en el Holoceno temprano final (ca. 8400 cal BP) y se correlaciona con los cambios ambientales ocurridos en la región, identificando tres fases principales. Los análisis polínicos señalan un paisaje dominado por coníferas en la base de la secuencia, esencialmente con *Pinus nigra/sylvestris* tipo y *Juniperus*, mientras que localmente se desarrolla un bosque ripario donde destacan *Corylus*, *Alnus*, *Salix*, *Populus*, *Celtis*, *Fraxinus*, *Tamarix* y Rosaceae. En el Holoceno medio (ca. 8000-5000 cal BP) se produce la máxima expansión de las quercíneas, junto con taxones termófilos como *Pistacia*, *Rhamnus*, *Arbutus* y *Olea*. El incremento de taxones herbáceos

* Fallecido en febrero de 2019.



y ruderales, y en especial la aparición de esporas coprófilas, marca la expansión agro-pastoril a lo largo del valle fluvial durante el Holoceno tardío (ca. 4300 cal BP).

Palabras clave: Tobas fluviales; MIS 1; Palinología; Paleoambiente; Cordillera Ibérica

Abstract

Development of Quaternary fluvial tufa buildings are often associated with warm and humid phases and are commonly used as climate indicators. El Nogal de El Batán Holocene fluvial tufa buildup, located in Las Parras River valley (Iberian Range, NE Spain), is investigated, following radiocarbon dating, stratigraphic description and palynological analysis. The studied deposit, 8.2 m-thick, is formed of gravels, phytoclast rudstones, calcite-coated stem boundstones and fine carbonate deposits (sands, silts and marls) with peaty horizons and carbonaceous debris. It has been dated within the upper early Holocene (ca. 8400 cal BP) and correlated with the environmental changes reconstructed for the region, identifying at least, three main phases. Pollen results highlight the existence of a conifer landscape, mainly dominated by *Pinus nigra/sylvestris* type and *Juniperus*, and locally dense riparian woodland with *Corylus*, *Alnus*, *Salix*, *Populus*, *Celtis*, *Fraxinus*, *Tamarix* and Rosaceae. Deciduous and evergreen oaks were the main spread regional forests accompanied by many warm-loving taxa like *Pistacia*, *Rhamnus*, *Arbutus* and *Olea* during the middle Holocene (ca. 8000-5000 cal BP). The transition towards the late Holocene (ca. 4300 cal BP) is evidenced by the rise of herbs and ruderal taxa, and especially the presence of coprophilous fungi, which are linked to the spread of agricultural and grazing practices along the river valley.

Key words: Fluvial tufas; MIS 1; Palynology; Palaeoenvironment; Iberian Range

1. Introducción

La Cordillera Ibérica presenta, de manera generalizada, depósitos tobáceos asociados a la red de drenaje actual y pasada (Peña-Monné *et al.*, 2014). Estos carbonatos continentales representan la respuesta sedimentaria externa a la dinámica de los sistemas kársticos y, como consecuencia, constituyen excelentes archivos paleoambientales (Taylor *et al.*, 1994; González-Amuchastegui y Serrano, 2013; Sancho *et al.*, 2015). En la provincia de Teruel destacan las acumulaciones tobáceas a lo largo de los valles de los ríos Matarraña, Guadalaviar, Mijares y Martín, que han sido objeto de diferentes investigaciones a lo largo de las últimas décadas (Martínez-Tudela *et al.*, 1986; Sancho *et al.*, 1997; Peña-Monné *et al.*, 2000, 2014; Valero-Garcés *et al.*, 2008; Rico *et al.*, 2013). También existen edificios tobáceos remarcables en el nacimiento del río Pitarque y en los Amanaderos de Riodeva, entre otros lugares (Vázquez-Navarro *et al.*, 2014). En el valle del río Ebrón, en el en-

clave valenciano de Teruel, las tobas forman potentes series en el Holoceno y Pleistoceno (Lozano *et al.*, 2012). En este tipo de depósitos carbonatados, adquiere especial protagonismo el contenido paleobotánico, objeto de numerosos estudios, tanto biogeográficos como estratigráficos y sedimentológicos, a escala europea (Bridgland *et al.*, 1999; Dabkowski, 2014). La información paleobotánica está constituida por diversos restos de carbón y maderas semifosilizadas, impresiones vegetales y palinomorfos. Los carbones preservados se asocian a incendios, tanto naturales como antropogénicos (Dabkowski, 2014), mientras que las impresiones vegetales definen la asociación de la flora local, llegando a permitir gran precisión en términos taxonómicos (Peñalver *et al.*, 2002; Ali *et al.*, 2003; Roiron *et al.*, 2013).

A diferencia de los estudios de macroflora, la palinología aplicada a contextos de carbonatos fluviales ha sido poco explotada como herramienta paleoambiental, debido a las ba-

jas concentraciones polínicas obtenidas y los múltiples sesgos tafonómicos (Bertini *et al.*, 2014). No obstante, este tipo de registro es de los pocos archivos sedimentarios bien preservados en ámbito continental (Taylor *et al.*, 1998; Vermoere *et al.*, 1999; Ricci *et al.*, 2015; Aranbarri *et al.*, 2016; Tagliasacchi y Kayseri-Özer, 2020) y complementan los estudios palinológicos procedentes de registros lacustres (Aranbarri *et al.*, 2016). De este modo, mediante el estudio detallado del contenido esporo-polinico de los depósitos tobáceos, también es posible reconstruir la dinámica de la vegetación en periodos temporales poco conocidos, trazando con exactitud la distribución pretérita de las comunidades vegetales. Además, aportan información acerca del ambiente sedimentario (Bertini *et al.*, 2014; Ricci *et al.*, 2015).

En el presente trabajo, se pretende conocer la historia de la vegetación a partir de indicadores palinológicos en una zona donde los estudios paleoambientales son fragmentarios y, en general, con un control cronológico deficitario. Por ello, se ha seleccionado el depósito tobáceo del Nogal de El Batán, en el valle del río Las Parras, aguas abajo de la localidad de Las Parras de Martín, del que se conoce bien su marco estratigráfico y cronológico (Sancho *et al.*, 1997; Valero-Garcés *et al.*, 2008; Rico *et al.*, 2013) y que presenta un gran potencial para estudios paleobotánicos. La correlación con secuencias palinológicas (Stevenson, 2000; Aranbarri *et al.*, 2014, 2016) y antracológicas regionales (Aranbarri *et al.* 2016; Alcolea, 2017) permite contextualizar el desarrollo vegetal durante el Holoceno al sur de la Cordillera Ibérica, estableciendo así su marco evolutivo.

2. Área de estudio

Las Parras de Martín es una localidad del término municipal de Utrillas, en la provincia de Teruel, a unos 1080 metros de altitud, que se sitúa cerca del río de Las Parras (Fig. 1A). El río de las Parras discurre de Sur a Norte hasta unirse al río Martín. La región está formada por materiales mesozoicos carbonatados del Jurásico inferior (dolomías y calizas), Cretá-

co inferior (calizas, margas, arenas y arcillas) y Cretácico superior (calizas y dolomías) (Fig. 2), presentando estructuras tectónicas complejas de orientación NO-SE y NE-SO. Geomorfológicamente, la erosión diferencial cuaternaria asociada al establecimiento de la red de drenaje (Fig. 1B), ha dado lugar a diversos relieves de gran envergadura. Destacan los depósitos tobáceos de edad pleistocena (Peña-Monné *et al.*, 2000; Valero-Garcés *et al.*, 2008; Rico *et al.*, 2013; Sancho *et al.*, 2015), además de las múltiples geoformas asociadas a procesos periglaciares (Peña-Monné *et al.*, 2017). A lo largo del valle del río Las Parras se encuentran otros afloramientos tobáceos de edad holocena (Fig. 2).

El clima a nivel regional se caracteriza por ser del tipo Mediterráneo continental, con unas oscilaciones térmicas acusadas tanto a escala diaria como estacional. La temperatura media anual es de 11°C, con una amplitud térmica promedio que llega a los 15-20°C. La precipitación anual es de unos 400 mm, aumentando ligeramente cerca de las estribaciones montañosas.

En cuanto a la flora, la heterogeneidad litológica explica en gran medida la diversidad de paisajes vegetales, albergando sabinares y encinares en las parameras calcáreas, pinares en cotas más elevadas y flora plano-caducifolia en los cursos fluviales y vaguadas umbrías.

El afloramiento del Nogal de El Batán se emplaza en el piso meso-Mediterráneo, caracterizado por un bosque esclerófilo dominado por encinares (*Quercus ilex*) y quejigales (*Q. faginea*), con abundante matorral xerofítico (*Thymus vulgaris*, *Salvia rosmarinus*, *Lavandula latifolia*, *Rhamnus alaternus*, *Genista scorpius*, *Ephedra fragilis*). En las parameras calcícolas con suelos pobremente evolucionados, son los sabinares los que adquieren protagonismo (*Juniperus phoenicea*, *J. thurifera*). En las zonas por encima de 1500 m, serán los pinares de tipo albar y negro (*Pinus sylvestris* y *P. nigra*, respectivamente) las comunidades predominantes, acompañados por matorral compuesto por *Buxus sempervirens*, *Junipe-*

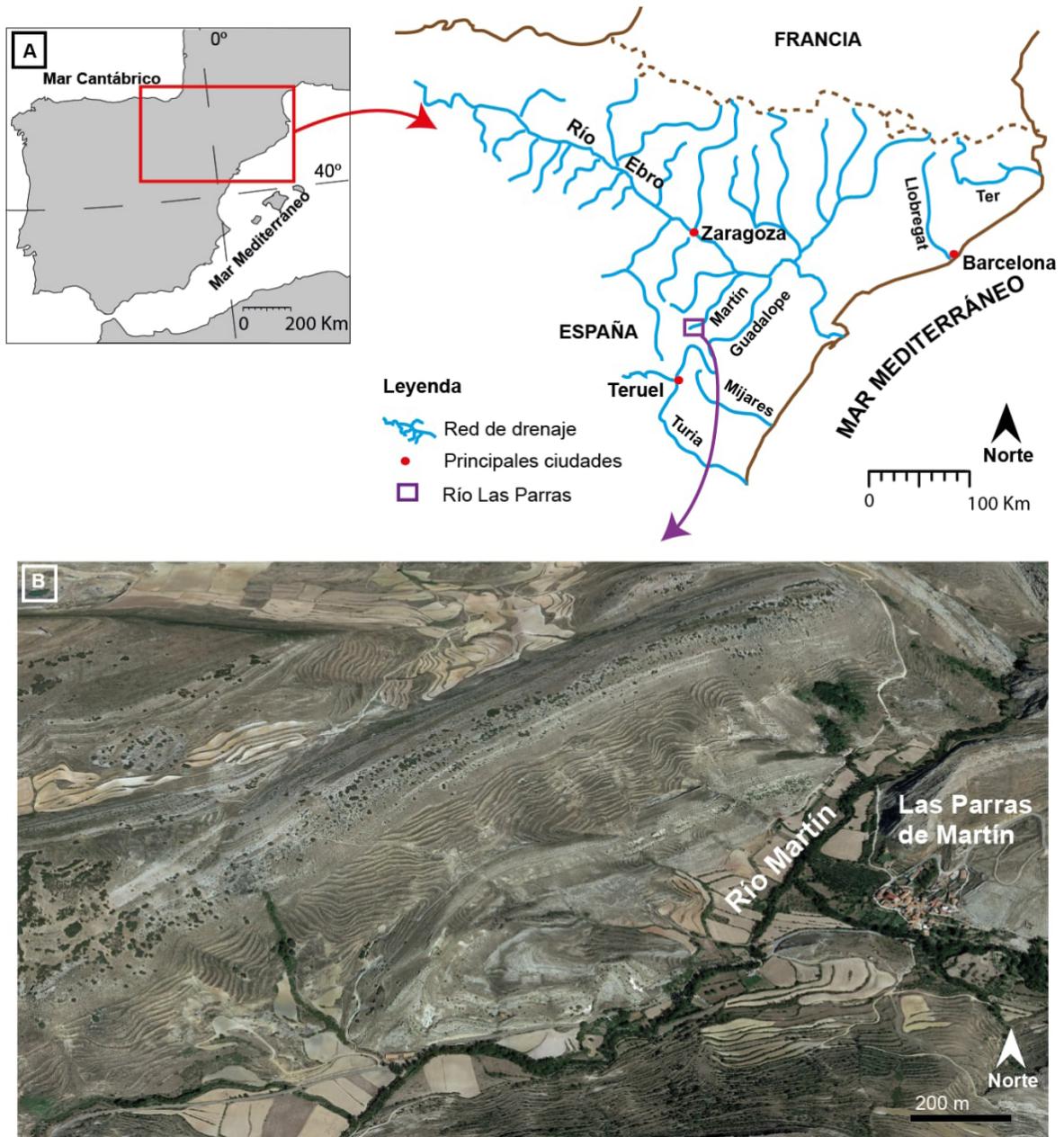


Figura 1. (A) Localización del área de estudio. El rectángulo morado corresponde al curso del río de Las Parras, afluente del río Martín. (B) Imagen de satélite del tramo del río donde se emplaza el depósito tobáceo del Nugal de El Batán (© Google Earth).

Figure 1. (A) Location of the study area. Purple rectangular figure corresponds to the course of the river Las Parras, a tributary of the river Martín. (B) Satellite image of the river transect where Nugal de El Batán tufa buildup is placed (© Google Earth).

rus sabina, *Arctostaphylos uva-ursi*, *Erinacea anthyllis*, *Berberis vulgaris* y *Amelanchier ovalis*. Asimismo, en las vaguadas y zonas de umbría, diversas especies caducifolias aparecen

acantonadas, como el abedul (*Betula pendula*), melojos (*Quercus pyrenaica*), avellanos (*Corylus avellana*) y arces (*Acer monspessulanum*), entre otros.

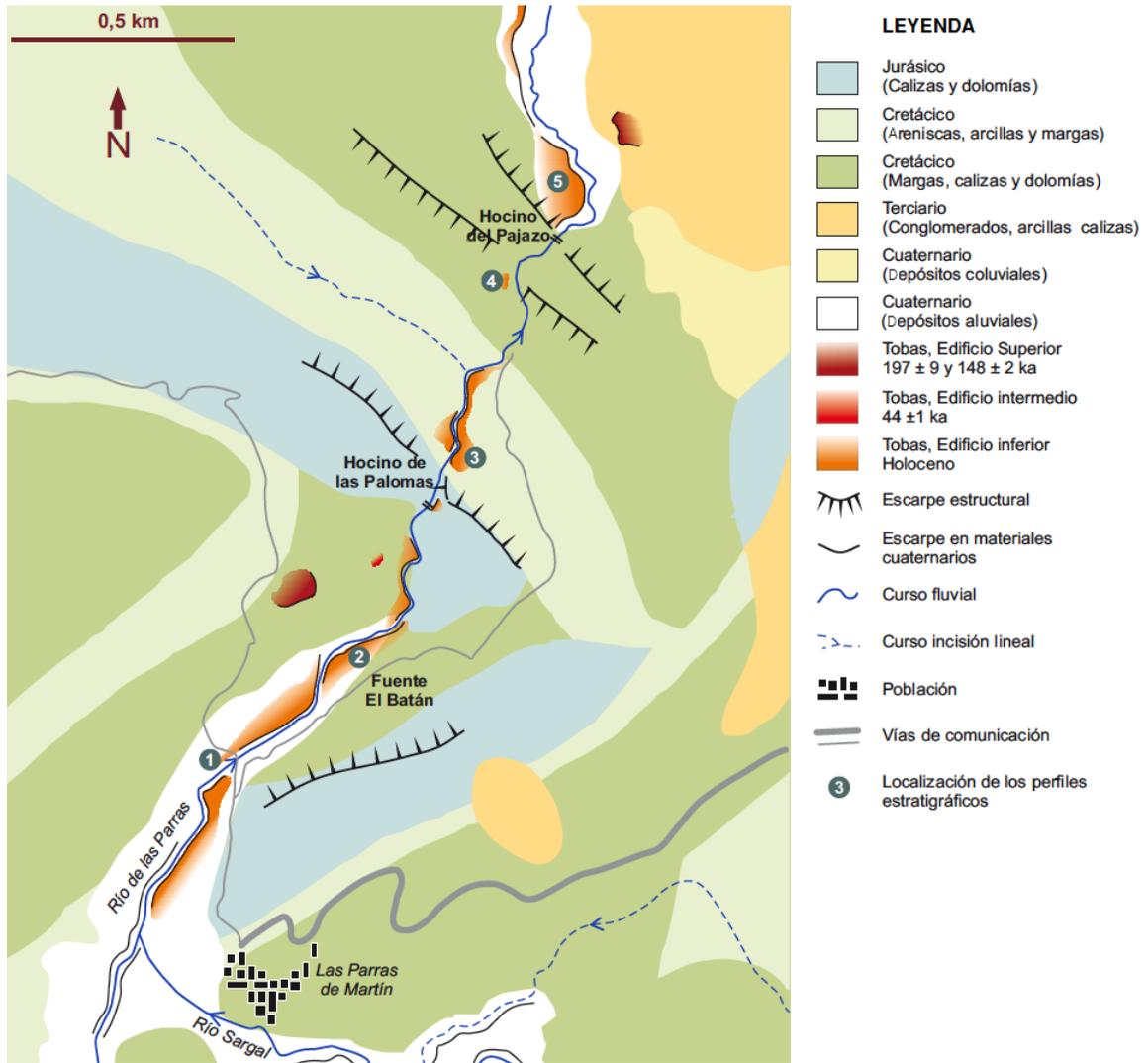


Figura 2. Esquema geológico y geomorfológico con la ubicación de los principales depósitos cuaternarios existentes en el valle del río Las Parras. Los depósitos holocenos 1 a 5 han sido analizados en Rico *et al.* (2013), mientras que las acumulaciones tobáceas de edad pleistocena se describen en Valero-Garcés *et al.* (2008). El depósito tobáceo del Nogal de El Batán se sitúa en el punto 2.

Figure 2. Regional geologic and geomorphologic sketch showing main Quaternary tufa buildups along Las Parras River valley. 1 to 5 Holocene deposits were detailed in Rico *et al.* (2013), while Pleistocene tufas were published in Valero-Garcés *et al.* (2008). Nogal de El Batán tufa buildup is placed at point 2.

3. Metodología

Las sucesivas campañas de campo han permitido localizar y seleccionar afloramientos en los que ha sido posible levantar perfiles estratigráficos en detalle (Figs. 2 y 3). Se han muestreado distintos niveles fértiles en términos palinológicos, además de obtener numerosos restos de materia orgánica y fragmentos de

carbón, con los que se han realizado las dataciones por radiocarbono presentadas en la Tabla 1. La descripción de las facies y obtención de las muestras, sigue el criterio estratigráfico establecido por Arenas-Abad *et al.* (2010). No ha sido posible llevar a cabo un estudio antracológico debido al mal estado de conservación de la madera.

Para la extracción de polen, las muestras han sido procesadas en el laboratorio siguiendo el protocolo definido por Moore *et al.* (1991) y por Bertini *et al.* (2014), en el que se realizan diversos ataques de HF (40%), HCl (37%), KOH (10%) y flotación de la muestra mediante licor de Thoulet (CdI₂, densidad= 2,0). Se han agregado dos pastillas de esporas marcadoras de *Lycopodium clavatum* (nº de lote 1031), por muestra, con el fin de calcular la concentración de palinomorfos (Stockmar, 1971). La lectura de las muestras palinológicas se ha realizado mediante microscopio óptico y la identificación de los granos de polen sigue a Reille (1992). Se ha consultado la colección palinológica de referencia ubicada en el Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC y el fotografiado de los palinomorfos se ha realizado en el Laboratorio de Paleobotánica “Lydia Zapata” de la Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea. El diagrama polínico se ha construido empleando

el software libre Psimpoll v. 4,25 (Bennet, 2007).

La cronología del afloramiento denominado Nogal de El Batán parte del trabajo realizado por Rico *et al.* (2013). No obstante, se han datado otros dos fragmentos de carbón (muestras PAR-7 y PAR-12) en el laboratorio de DirectAMS, constatando la edad holocena del depósito (Tabla 1). En el presente trabajo, se han vuelto a calibrar todas las fechas radiocarbónicas utilizando como software base Calib v. 8,10 (Stuiver y Reimer, 1993) y aplicando las últimas curvas de calibración (Reimer *et al.*, 2020). Cabe destacar que el componente palinológico es consistente con las edades arrojadas por el laboratorio, confirmando la cronología postglaciar de los depósitos. Con el fin de sintetizar las dataciones realizadas en el valle, se indican también las dataciones de U/Th realizadas por Valero-Garcés *et al.* (2008), aguas arriba del depósito del Nogal de El Batán (Tabla 2).

Tabla 1. Edades obtenidas a partir de la datación por radiocarbono del depósito tobáceo del Nogal de El Batán. Las dataciones se han realizado sobre carbón y turba en los laboratorios de Poznan Radiocarbon Laboratory y DirectAMS.

Table 1. Radiocarbon dates obtained for Nogal del Batán tufa buildup. Radiocarbon analysis was performed on charcoal and tufa samples and measured in Poznan Radiocarbon Laboratory and DirectAMS laboratories.

Lab ID	Muestra	Depósito	Material	Datación (¹⁴ C AMS yr BP)	Error (yr BP)	Media de ¹⁴ C (cal yr BP)
Poz-45347	BAT-5	Batán	Carbón	4070	40	4565
D-AMS 026050	PAR-12	Batán	Turba	3912	27	4350
D-AMS 026051	PAR-7	Batán	Turba	4537	44	5165
Poz-45348	BAT-2	Batán	Carbón	5390	40	6210
Poz-45349	BAT-1	Batán	Carbón	7570	70	8380

Tabla 2. Edades obtenidas a partir de series U/Th para el afloramiento aguas arriba del depósito tobáceo Nogal de El Batán. Aunque los errores de datación son elevados, confirman las edades holocenas arrojadas por radiocarbono.

Table 2. U/Th dates obtained for the upstream outcrop of Nogal de El Batán tufa buildup. Although the results are not representative, they support the Holocene chronologies reported by the radiocarbon method.

Muestra	²³⁸ U ppb	²³⁸ Th ppb	$\delta^{234}\text{U}$	²³⁰ Th/ ²³⁸ U	²³⁰ Th/ ²³² Th ppm	Edad corregida (años BP)
BAT-X	258 ± 1	1229 ± 38	494,6 ± 7,3	0,07272 ± 0,00556	27,5 ± 2,1	4572,6 ± 598,9
BAT-7	316 ± 1	24034 ± 79	495,2 ± 3,2	0,10643 ± 0,00325	23,0 ± 0,7	6532,6 ± 787,1

4. Resultados

4.1. Estratigrafía y sedimentología

A lo largo de los márgenes del río es posible ubicar distintos edificios de morfología aterrazada, los cuales se asocian mayoritariamente al estrechamiento del perfil del cauce fluvial y a la discontinuidad topográfica del propio sustrato (Fig. 1B). No obstante, otros depósitos se relacionan con áreas más amplias y de menor pendiente.

El perfil de Nogal de El Batán presenta una potencia sedimentaria de 8,2 m (Fig. 3). Se reconoce un nivel de gravas en la base del afloramiento,

al que siguen depósitos de composición caliza, margosa y/o carbonosa (turba).

Las gravas forman un depósito cuya geometría es imprecisa debido a que su base se encuentra cubierta (Fig. 3). Tienen fábrica no granostenida, localmente granostenida, con matriz de margas verdosas y grises. Constan de clastos de diversa composición litológica y origen (extraclastos de rocas carbonatadas del Mesozoico, de hasta 20 cm de longitud; intraclastos de margas y *mudstones* grises y verdosos, de hasta 20 cm de longitud, y fragmentos carbonosos de color gris oscuro y negro de longitud centimétrica); son heterométricos y carecen de organización interna. Hacia la parte superior del depósito, se observa una superfi-

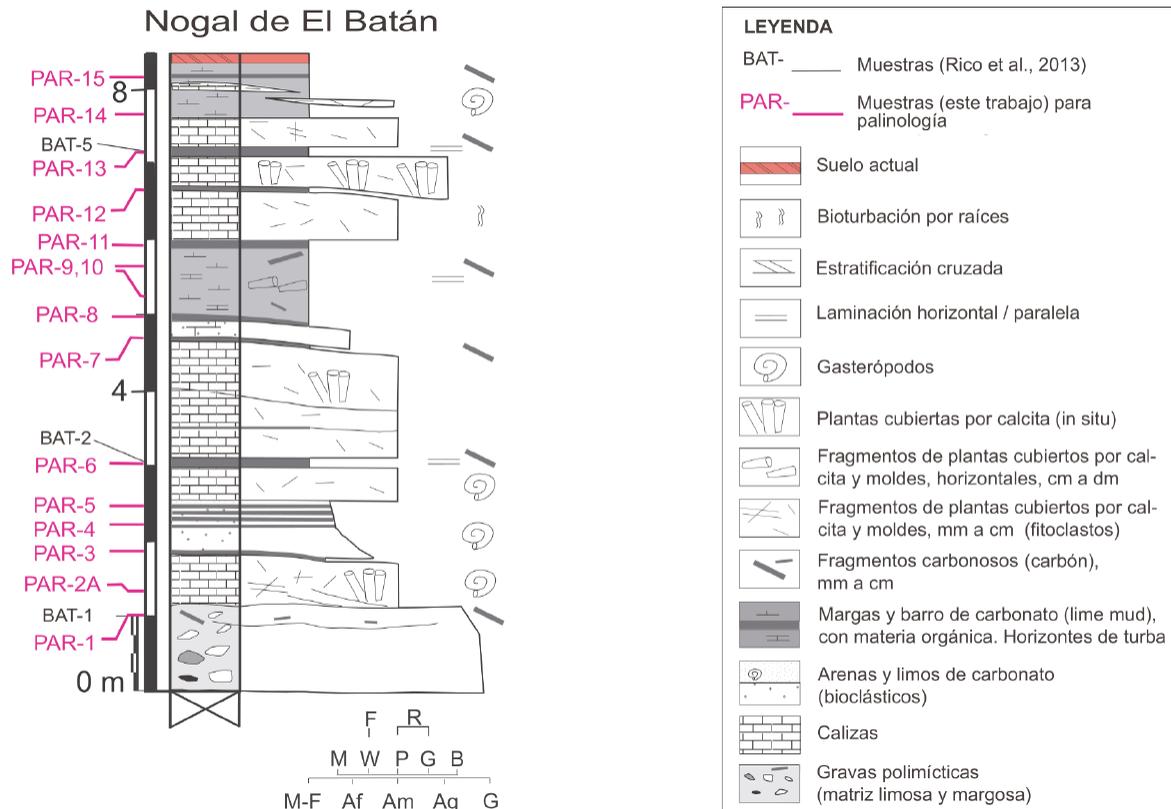


Figura 3. Características estratigráficas y sedimentológicas del depósito tobáceo del Nogal de El Batán. Las siglas correspondientes a PAR- señalan la posición de las muestras palinológicas obtenidas a lo largo del perfil, mientras que las de BAT- hacen referencia a las dataciones radiocarbónicas publicadas en el trabajo de Rico *et al.* (2013).

Figure 3. Main stratigraphic and sedimentologic features of Nogal de El Batán tufa deposit. PAR- label indicates the stratigraphic position of the pollen samples obtained in the buildup, while BAT- refers to radiocarbon dates previously published by Rico *et al.* (2013).

cie suavemente canaliforme. El contacto con el cuerpo suprayacente de calizas es neto (Fig. 3).

Las calizas se disponen en cuerpos tabulares y lenticulares de espesor centimétrico hasta casi 1 m, de color crema-beige y amarillo-marrón claro. Consisten en *rudstones* y *packstones* de fitoclastos, *boundstones* de cubiertas de tallos (de hasta 10 cm de altura) y limos y arenas de composición carbonatada, así como *lime mud* (barro carbonatado) (Fig. 3).

Los fitoclastos y cubiertas de tallos son tubos formados por envueltas laminadas de calcita que ha precipitado alrededor de tallos; el espesor de las envueltas es de milimétrico a unos pocos centímetros; la parte orgánica de los tallos ya no se conserva y generalmente su espacio está vacío. En otros casos, la textura se refiere a las impresiones de tallos y hojas (moldes externos), que a veces están dispuestos de forma horizontal (p. ej., metro 5,5 del perfil de la Fig. 3). La longitud de los tallos va-

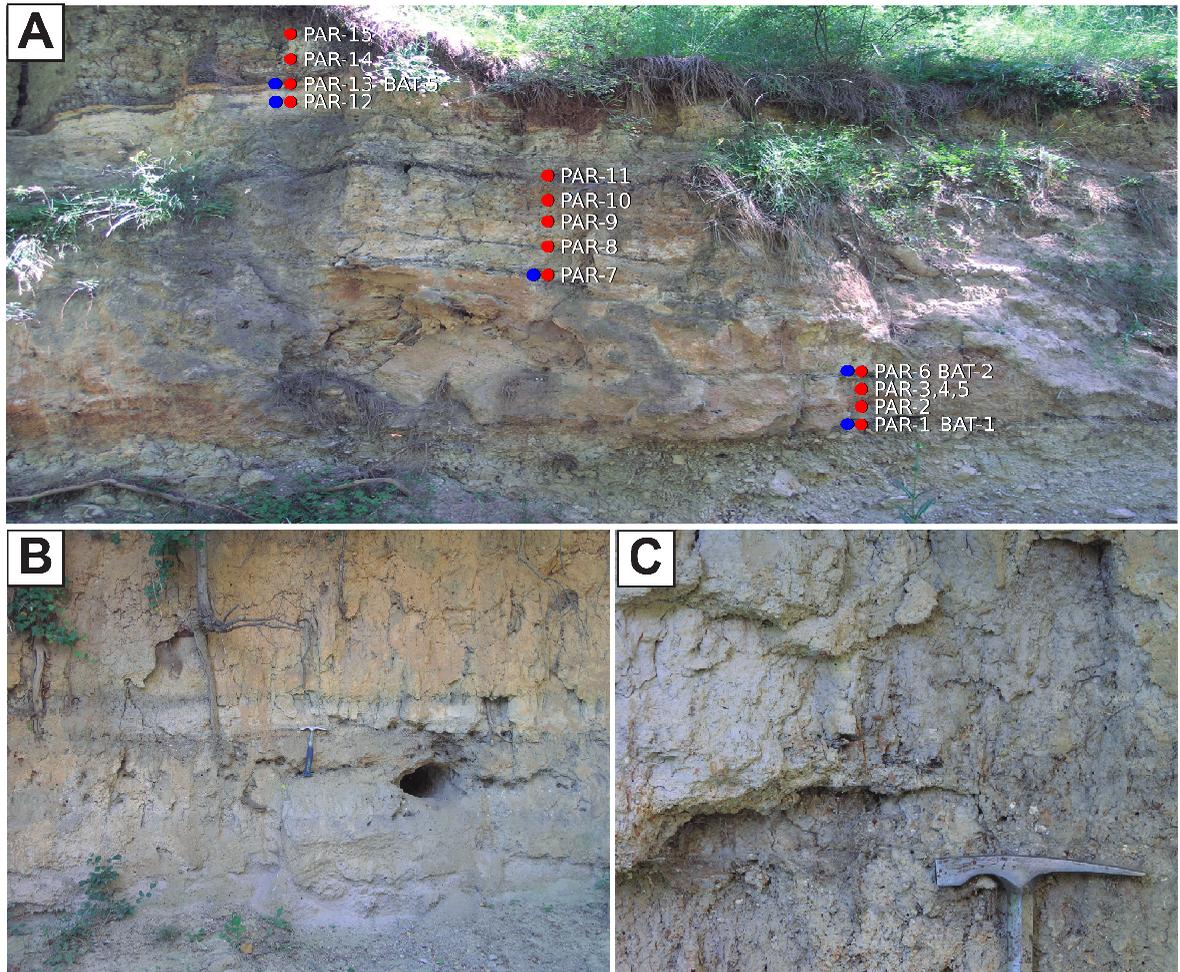


Figura 4. (A) Posición estratigráfica de las muestras para datación con radiocarbono (en azul) y análisis palinológico (en rojo) en el depósito tobáceo del Nogal de El Batán. (B) Niveles fértiles en términos palinológicos asociados a zonas remansadas (lacustres) a lo largo del valle fluvial; consisten en limos y arenas bioclásticas con intervalos ricos en materia orgánica carbonosa. (C) Detalle de los niveles orgánicos con presencia de gasterópodos.

Figure 4. (A) Stratigraphic position of radiocarbon (in blue) and palynological (in red) samples obtained from Nogal de El Batán tuffa buildup. (B) Fertile palynological levels related to lacustrine environments; they consist on silts and bioclastic sands with peaty horizons and carbonaceous debris. (C) Detail of organic-rich levels with abundant gastropods.

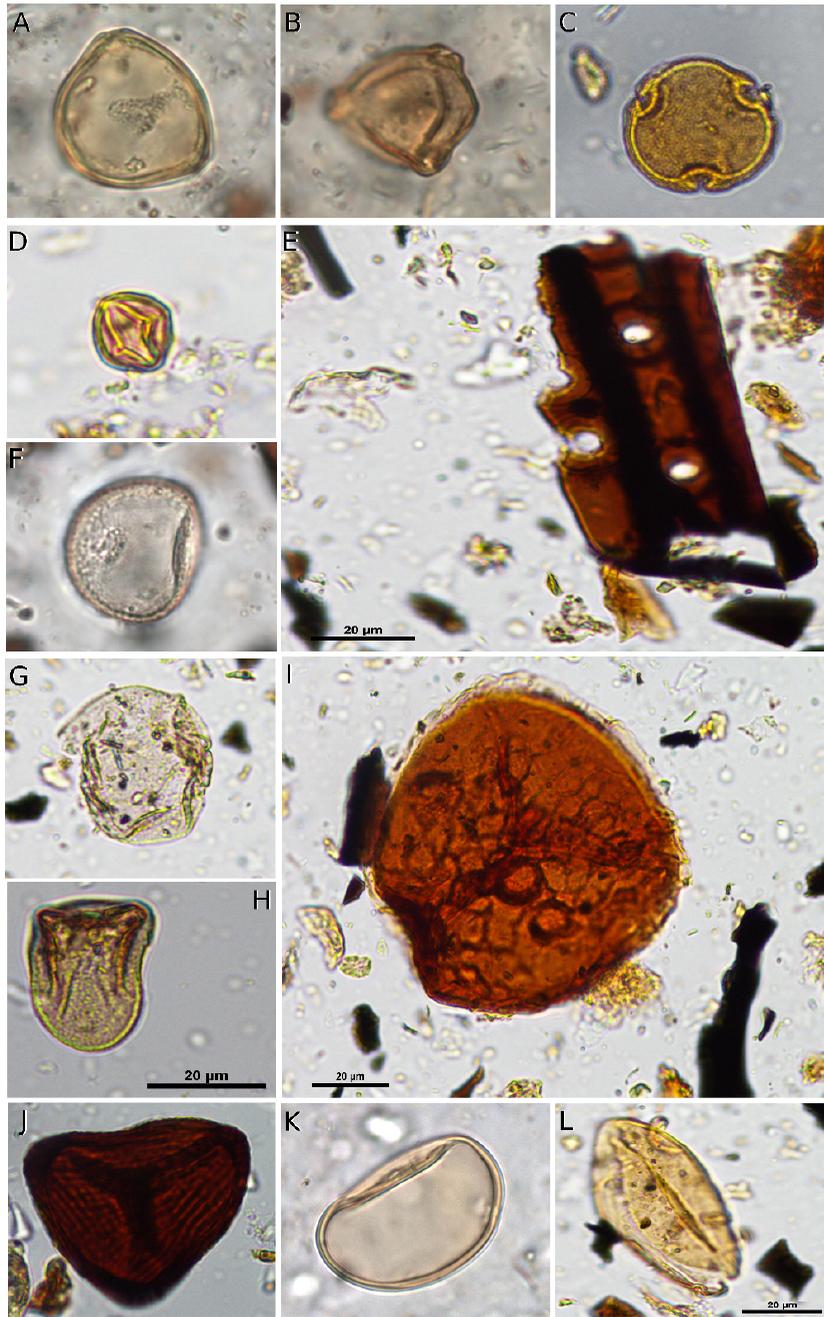


Figura 5. Fotografía al microscopio óptico de taxones mesófitos y riparios, higro-hidrófitos, pteridófitas y palinórfitos no polínicos acuáticos más representativos del depósito tobáceo del Nogal de El Batán. Nótese la excepcional preservación. (A) *Corylus*, (B) *Betula*, (C) *Tilia*, (D) *Castanea*, (E) Materia orgánica parcialmente preservada junto con presencia de partículas de microcarbón (<150 µm), (F) *Typha latifolia* tipo, (G) *Juncus*, (H) Cyperaceae, (I) *Selaginella*, (J) Espora trilete, (K) Espora monolete lisa, (L) *Spirogyra*.

Figure 5. Optical microscopic photographs of commonly represented mesophytes and riparian taxa, hygro-hydrophytes, pteridophytes and aquatic non pollen palynomorphs in Nogal de El Batán tufa buildup.

Note the exceptional preservation of the samples. (A) *Corylus*, (B) *Betula*, (C) *Tilia*, (D) *Castanea*, (E) Partially preserved organic matter with microcharcoal (<150 µm), (F) *Typha latifolia* type, (G) *Juncus*, (H) Cyperaceae, (I) *Selaginella*, (J) Trilete spore, (K) Monolete spore, (L) *Spirogyra*.

ría entre micrométrica y 15 cm. El diámetro varía entre unos pocos milímetros y varios centímetros. Las facies groseras (*rudstones*) presentan organización interna caótica, a veces granodecreciente en el tamaño de los fitoclastos, y con suave estratificación cruzada en la base (p. ej., metro 1,3 del perfil de la Fig. 3).

Las facies finas (*packstones* y arenas y limos de carbonato) incluyen gasterópodos acuáticos y bivalvos, enteros y a veces rotos, fragmentos e impresiones de vegetales carbonosos y fitoclastos milimétricos o de pocos centímetros (Fig. 4C). Los depósitos de margas y *lime mud* forman cuerpos tabulares y lenticulares (de base cóncava), de hasta 1,3 m de espesor; se caracterizan por su color gris y marrón, a veces muy oscuro (Fig. 4A y 4B), por su contenido en materia orgánica, y la inclusión de láminas y bandas de espesor centimétrico, de color más oscuro, gris a negro, de turba (Fig. 4A).

4.2. Resultados palinológicos

Se han analizado un total de 15 muestras polínicas en el perfil del Nogal de El Batán, extraídos de niveles orgánicos con restos vegetales parcialmente preservados (Figs. 3 y 4A). Estas facies se asocian a ambientes palustres y lacustres estancados, es decir, zonas estables desde el punto de vista paleoambiental, por lo que la sedimentación y acumulación de los palinomorfos ocurre en condiciones de poca energía (Bertini *et al.*, 2014; Aranbarri *et al.*, 2016). De este modo, la inferencia del ecosistema vegetal de las inmediaciones del depósito a estudiar puede realizarse siguiendo una metodología similar a la de los contextos lacustres o de turbera. La muestra PAR-2A ha resultado estéril.

La concentración polínica del depósito tobáceo del Nogal de El Batán es alta, oscilando entre 14430 y 246350 granos de polen/gr sedimento. Las facies ricas en materia orgánica correlacionan con las máximas frecuencias de flora higrófila (*Juncus*, Cyperaceae, *Typha latifolia* tipo) (Figs. 5 y 6).

La secuencia se caracteriza a lo largo de todo el perfil por el dominio de taxones arbóreos, en especial pinos de montaña (*Pinus nigra/sylvestris* tipo), seguido de sabinas (*Juniperus*), además de diversa flora mesófila como *Quercus faginea/pyrenaica* tipo, *Corylus*, *Alnus*, *Salix*, *Fraxinus* y *Juglans*, entre otros (Fig. 6).

El componente termófilo adquiere relevancia durante el Holoceno medio, siendo *Quercus ilex/coccifera* tipo, *Pistacia*, *Rhamnus*, *Arbutus* y *Olea* los taxones que más representación tienen en todo el perfil (Fig. 6, muestras PAR-3 a PAR-8). Son destacables también las frecuencias adquiridas por las labiadas (Lamiaceae) y el matorral xerófilo compuesto por *Ephedra distachya* tipo, Rosaceae y *Genista*, esta última especialmente evidente en cronologías más recientes (Fig. 6, muestras PAR-12 a PAR-15).

Por último, a techo de la secuencia, el aporte de polen arbóreo sufre un claro descenso, en especial *Pinus nigra/sylvestris* tipo, mientras que los taxones nitrófilos y ruderales, al igual que géneros comúnmente asociados a la ganadería como *Plantago* y *Urtica*, además de *Artemisia*, Asteraceae, Cichorioideae, *Cirsium/Carduus* tipo, Brassicaceae o Geraniaceae, se expanden (Fig. 6). El incremento de esporas de la familia Sordariaceae apunta a que las actividades humanas tenían un peso importante en las inmediaciones del perfil de Nogal de El Batán.

5. Discusión

Los datos palinológicos obtenidos en el depósito del Nogal de El Batán, reconstruyen de manera precisa la dinámica de la vegetación a lo largo del Holoceno en una región donde los estudios paleoambientales escasean de manera notoria. A día de hoy, la mayor parte de estudios realizados en la provincia turolense, se han centrado en reconstruir el paisaje vegetal a partir de yacimientos arqueológicos, como es el caso de Los Baños de Ariño (Badal, 2004; González-Sampériz, 2004) o el abrigo de Angel I (Alcolea, 2017). A pesar de que es-

tos registros aportan información indispensable sobre el uso del territorio y las prácticas económicas que en él se desarrollan a lo largo de la Prehistoria, no tienen por objetivo directo enfatizar en cuáles han sido las fases de expansión y desarrollo vegetal regional, ni las condiciones climáticas que lo han propiciado. Se conoce muy pobremente la distribución pasada de las masas vegetales en el sector sur de la Cordillera Ibérica, sin indagar en detalle sobre qué especies la han protagonizado. Las secuencias polínicas regionales disponibles, como el Cañizar de Villarquemado (Aranbarri *et al.*, 2014) y Orihuela del Tremedal (Stevenson, 2000), han contextualizado la respuesta de la vegetación a la dinámica climática del Tardiglaciario y el Holoceno en las inmediaciones del Macizo de Albarracín, mientras que las descripciones de macroflora realizadas por Martínez-Tudela *et al.* (1986) en el río Matarraña, o por Rubio Millán (2000-2002) en el Cañizar del Olivar, ambos registros tobáceos, complementan la riqueza paleoflorística local durante el Cuaternario. Los datos palinológicos obtenidos en la secuencia del perfil Nogal de El Batán convergen con los trabajos paleobotánicos mencionados, permitiendo estructurar la dinámica vegetal al sur de la Cordillera Ibérica en tres grandes periodos que, *grosso modo*, se correlacionan con la dinámica paleoambiental del mundo Mediterráneo Ibérico (Carrión *et al.*, 2010; Pérez-Obiol *et al.*, 2011).

Rico *et al.* (2013) interpretaron la formación de los depósitos del perfil Nogal de El Batán como resultado de la sedimentación en condiciones tranquilas, con agua en suave movimiento según la dirección de la corriente, o con agua estancada. Se favorecería así el desarrollo de ambientes ricos en gasterópodos, vegetación higro-hidrófila y condiciones anóxicas. Buena parte del sedimento procedería de la desintegración de otras tobas formadas aguas arriba, junto con la precipitación de calcita. Durante los momentos de estancamiento, las condiciones de anoxia favorecerían la conservación de materia orgánica procedente de plantas acuáticas, formando turba (Figs. 3 y 4B). Los rasgos descritos, junto con la loca-

lización del depósito en una zona abierta del valle, entre dos estrechos, permiten interpretar su formación en zonas represadas por cascadas-barreras, coincidiendo con una disminución de la pendiente topográfica.

5.1. Holoceno temprano final (ca. 8400 cal BP): dominio de pinares y sabinares

Los datos polínicos de la secuencia sedimentaria de Nogal de El Batán señalan, durante el Holoceno temprano (ca. 8400 cal BP), un paisaje dominado esencialmente por pinares de alta montaña (*Pinus nigra/sylvestris* tipo), especies bien adaptadas a un clima continental Mediterráneo. Los registros polínicos regionales concuerdan con los resultados obtenidos, y señalan la baja representación de taxones meso-termófilos en gran parte del mundo interior peninsular. La secuencia de Orihuela del Tremedal, en el Macizo del Albarracín, señala valores superiores al 80% de *Pinus* con frecuencias relativamente bajas de abedul (*Betula*) y avellano (*Corylus*) hasta bien entrado el Holoceno (ca. 9600 cal BP) (Stevenson, 2000). En el registro paleolacustre de Villarquemado, serán formaciones de *Pinus nigra/sylvestris* tipo, junto con *Juniperus*, las comunidades mejor representadas en el paisaje vegetal en edades similares (11700-8000 cal BP) (Aranbarri *et al.*, 2014). A escala supra-regional, el dominio de coníferas se constata en los yacimientos de época mesolítica de la cuenca central del Ebro (Badal, 2013; Alcolea, 2017; Aranbarri *et al.*, 2020), además de en secuencias lacustres como la de Estanya (González-Sampérez *et al.*, 2017) y en los testigos sedimentarios procedentes de lagunas saladas (González-Sampérez *et al.*, 2008). De manera similar, la secuencia polínica obtenida en Gallocanta denota la amplia presencia de pinares al comienzo del Holoceno, a pesar de que la cronología del registro extraído resulta imprecisa (Luzón *et al.*, 2007).

Son numerosos los trabajos que han apuntado a una baja presencia de especies meso-termófilas en los perfiles polínicos del mundo continental Ibérico durante los primeros mi-

lenios del Holoceno, a diferencia de la región Eurosiberiana peninsular, donde las especies caducifolias presentan una mayor distribución que la actual (Carrión *et al.*, 2010; Iriarte-Chiapusso *et al.*, 2016). El establecimiento de unas condiciones más cálidas y húmedas en la zona norte de la Península Ibérica, dio paso rápidamente a un paisaje arbolado en detrimento de las poblaciones de coníferas y flora asociada a medios xero-criófilos (Morellón *et al.*, 2018). En cambio, la gran amplitud térmica que caracteriza las parameras calcáreas de la meseta peninsular, modula, tanto en la actualidad como durante el Holoceno temprano (11700-8000 cal BP), el régimen climático regional, siendo las poblaciones de coníferas las únicas comunidades vegetales capaces de amortiguar las adversidades del clima en la región (Rubiales *et al.*, 2010). Los indicadores geoquímicos y sedimentológicos de los registros lacustres de Villarquemado (Aranbarri *et al.*, 2014) o Estanya (Morellón *et al.*, 2009), entre otros, señalan un claro déficit hídrico en la Cuenca del Ebro entre 11700-9000 cal BP.

La formación de tobas fluviales puede ser un indicador clave a la hora de reconstruir las características climáticas en el momento de la precipitación del carbonato (Pedley *et al.*, 1996). A pesar de la multitud de factores que intervienen en el desarrollo de las tobas, su mayor desarrollo se asocia con periodos interglaciales (González-Amuchastegui y Serrano, 2013; Sancho *et al.*, 2015). El depósito del Nogal de El Batán comienza su crecimiento hace 8400 años y continúa de manera ininterrumpida hasta hace, aproximadamente, 4300 años cal BP (Fig. 3). No obstante, y en sincronía con los resultados polínicos y climáticos regionales, no existe ninguna evidencia de acumulaciones tobáceas en el río de Las Parras al inicio del Holoceno (Tabla 1). Este mismo patrón se observa prácticamente en toda la Cordillera Ibérica (Sancho *et al.*, 2015; Aranbarri *et al.*, 2016; Luzón *et al.*, 2017), y en la Cuenca Alta del Ebro (González-Amuchastegui y Serrano, 2015) (Tabla 3), señalando un claro déficit hídrico y/o unas temperaturas bajas que dificultarían la precipitación del

carbonato durante la entrada a la fase postglacial.

5.2. Holoceno medio (8000-5000 cal BP): expansión de quejigares y encinares en la Cordillera Ibérica

El incremento de la humedad en el ámbito continental Mediterráneo peninsular se traduce en el alcance y permanencia de unos niveles lacustres altos, máximos en las secuencias de Villarquemado (Aranbarri *et al.*, 2014), Estanya (Morellón *et al.*, 2009) o Gallocanta (Luzón *et al.*, 2007) durante el Holoceno medio (8000-5000 cal BP). Además, es durante este período cuando ocurre la máxima acumulación tobácea a lo largo de la Cuenca del Ebro y la Cordillera Ibérica (González-Amuchastegui y Serrano, 2015; Sancho *et al.*, 2015; Aranbarri *et al.*, 2016; Luzón *et al.*, 2017) (Tabla 3), la cual se asocia a la reactivación de los sistemas fluviales kársticos a nivel peninsular (Benito *et al.*, 2008). Los trabajos de Soligo *et al.* (2002) y Capezzuoli *et al.* (2010), sugieren que la mayor parte de la formación de depósitos carbonatados fluviales ocurre entre hace 9000 y 4000 años cal BP a escala de la cuenca Mediterránea, en respuesta a la rápida precipitación de carbonato bajo unas condiciones climáticas regionales más oceánicas (Roberts *et al.*, 2011).

La flora responde de manera inmediata a este aporte de humedad, pero en especial a una drástica reducción de la amplitud térmica, factor vital para albergar comunidades adaptadas a unas características menos extremas. Esto explica la presencia de una mayor cantidad de elementos mediterráneos en el perfil polínico del Nogal de El Batán durante el Holoceno medio (Fig. 6). Los resultados de las impresiones vegetales presentados por Rubio Millán (2000-2002) señalan una flora similar a la actual, en la que destacan, entre otras, especies plano-caducifolias como *Corylus avellana*, *Salix* cf. *pedicellata*, *Salix* sp., cf. *Prunus padus*, cf. *Evonymus*, además de *Ilex aquifolium* y *Pinus nigra*. El autor infiere unas condiciones climáticas algo más húmedas y frías

Tabla 3. Depósitos tobáceos de edad Holoceno temprano de la Cordillera Ibérica y Cuenca Alta de Ebro mencionados en la discusión. Se indica en negrita el inicio de la génesis de los depósitos tobáceos según las dataciones por radiocarbono aportadas por los autores. Nótese el vacío cronológico en los primeros milenios del Holoceno.

Table 3. Early Holocene tufa deposits located in the Iberian Range and Upper Ebro Basin. The ages of tufa based on radiocarbon dating have also been quoted. Note the lack of dates comprising the first Holocene millennia.

Lab ID	Muestra	Depósito	¹⁴ C AMS yr BP	Media de ¹⁴ C (cal yr BP)	Referencia
Poz-45347 D-AMS 026050 D-AMS 026051 Poz-45348 Poz-45349	BAT-5 PAR-12 PAR-7 BAT-2 BAT-1	Nogal de El Batán	4070 ± 40 3912 ± 27 4537 ± 44 5390 ± 40 7570 ± 70	4665 4350 5165 6210 8380	Presente estudio
Poz-37953 Poz-45346 Poz-45345 Poz-45343	T-HPa2-13 T-HPa2-1 T-HPa1-09 T-HPa1-03	Hocino de las Palomas	3095 ± 35 3650 ± 35 4850 ± 50 8780 ± 50	3300 3970 5580 9795	Rico et al., 2013
301276 301275 Poz-37952	T-HPj-15 T-HPj-14 T-HPj-1	Hocino del Pajazo	2990 ± 30 3900 ± 40 7480 ± 50	3175 4330 8290	Rico et al., 2013
D-AMS 008306 D-AMS 008307 D-AMS 013885	Val-1 Top Val-1 Base Val-2 Base	Val	6237 ± 33 6722 ± 35 8580 ± 35	7160 7590 9540	Aranbarri et al., 2016
UZ-5868/ETH-40991 UZ-5869/ETH-40992 UZ-5870/ETH-41029 UZ-5871/ETH-41030	AN12-82D AN12-120D AN12-131D AN12-141D	Añamaza	3725 ± 35 8675 ± 35 8735 ± 35 8705 ± 35	4070 9620 9695 9640	Luzón et al., 2017
GrN25980 GrN25979 GrN25978 GrN25977	Purón 4 Purón 3 Purón 2 Purón 1	Purón	5770 ± 110 4700 ± 40 6790 ± 40 8320 ± 400	6570 5405 7635 9270	González-Amuchastegui y Serrano, 2015

que las presentes, cronológicamente asignadas a un interglaciar precedente.

5.3. Holoceno tardío (post-5000 cal BP): retorno de la aridez, pinares y primeras evidencias de uso del territorio

Los últimos 5000 años de historia ambiental en el mundo mediterráneo se traducen en una progresiva aridificación del clima e incremento de las actividades humanas (Roberts *et al.*, 2011), lo que provoca una clara modificación en la fisonomía del paisaje vegetal. A rasgos generales, la flora caducifolia sufre un claro retroceso, mientras que el bosque esclerófilo y los pinares adquieren protagonismo regionalmente, en especial en el tercio meridional de la Península Ibérica (Carrión *et al.*,

2010), y claramente en el sur de la Cordillera Ibérica (Stevenson, 2000; Aranbarri *et al.*, 2014). Las secuencias lacustres como Estanya (Morellón *et al.*, 2009; González-Sampérez *et al.*, 2017) y Villarquemado (Aranbarri *et al.*, 2014), presentan unos niveles de profundidad de agua reducidos en comparación con el Holoceno medio, mientras que la formación de depósitos tobáceos cesa prácticamente en toda la Cordillera Ibérica (Lozano *et al.*, 2012; González-Amuchastegui y Serrano, 2015; Sancho *et al.*, 2015; Aranbarri *et al.*, 2016; Luzón *et al.*, 2017) (Tabla 3).

El componente polínico de Nogal de El Batán señala una progresiva expansión de pinares en detrimento del bosque caducifolio, ampliamente desarrollado a lo largo del curso del río de Las Parras durante el Holoceno me-

dio (8000-5000 cal BP) (Fig. 6). Este cambio se asocia al establecimiento de un régimen climático continental, definido por una drástica reducción pluviométrica e incremento de la amplitud térmica (Aranbarri *et al.*, 2014; González-Sampériz *et al.*, 2017), afectando negativamente a la precipitación de carbonato cálcico y, por consiguiente, al desarrollo tobáceo (Sancho *et al.*, 2015). La remarcable reducción del componente vegetal higrófilo (e.j., Cyperaceae, *Typha latifolia* tipo) apunta una reducción de la lámina de agua o, al menos, la disminución de la superficie del ambiente inundado de agua y/o palustre a lo largo del valle fluvial.

Resulta imposible no mencionar la remarcable expansión de flora nitrófila y ruderal que se observa a techo de la secuencia. Los datos sugieren el establecimiento de una agricultura incipiente en la zona, apoyada en gran medida por la expansión del pastoreo. El incremento exponencial de esporas coprófilas de la familia Sordariales (Fig. 6), explica en gran medida, esa disminución del componente arbóreo al final de la secuencia estudiada. De esta forma, el paisaje estaría colonizado por matorral xerófilo de labiadas (Lamiaceae) y aliagas (*Genista*), comunidades que prácticamente estaban ausentes en el paisaje de edades anteriores (Fig. 6). Estas primeras manifestaciones de impacto humano ocurren en torno a la datación de 4565 cal BP (Tabla 1), e indican un uso primitivo del paisaje vegetal por comunidades humanas durante el Calcolítico. La presencia de granos de polen del tipo Cerealia, junto con el aumento de las proporciones de gramíneas y compuestas, señala el inicio de la agricultura en el valle. No obstante, se desconoce en detalle la localización exacta de estas poblaciones en las inmediaciones del afloramiento. Queda mucho trabajo por hacer y muchas incógnitas por despejar respecto a los primeros cambios ambientales de origen antrópico que ocurrieron en la región sur de la Cordillera Ibérica durante la Prehistoria reciente, en especial ligadas a la introducción de la agricultura y modos de gestión del bosque.

6. Conclusiones

Los resultados palinológicos obtenidos en el depósito del Nogal de El Batán manifiestan el potencial de las tobas fluviales a la hora de indagar en la flora pretérita peninsular. Localizados en una zona fragmentaria desde el punto de vista paleofitogeográfico, los datos palinológicos han evidenciado tres fases bien diferenciadas que convergen con los trabajos paleoambientales regionales: 1) la presencia de pinares de alta montaña durante el Holoceno temprano final, en respuesta a unas condiciones climáticas continentales; 2) el desarrollo de un bosque ripario denso y diverso localmente, y la expansión regional del bosque mixto Mediterráneo en el piso meso-Mediterráneo durante el Holoceno medio, y 3) el impacto humano durante el Holoceno tardío, vinculado a la expansión agro-pastoril en las inmediaciones del curso fluvial del río de Las Parras.

Agradecimientos

Este proyecto ha sido realizado gracias a las Ayudas de Investigación concedidas por el Instituto de Estudios Turolenses (Convocatoria 2015), el proyecto DINAMO 2 (CGL 2012-33063), DINAMO 3 (CGL2015-69160-R) y el Grupo de Investigación Consolidado en Prehistoria (IT-1223-19). Este trabajo es un homenaje a nuestro compañero y amigo, Carlos Sancho Marcén, que falleció en febrero de 2019. Su entusiasmo por la Geología nos hizo explorar nuevos horizontes.

Bibliografía

- Alcolea, M. (2017). Mesolithic fuel use and woodland in the Middle Ebro Valley (NE Spain) through wood charcoal analysis. *Quaternary International*, 431, 39-51. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.11.029>
- Ali, A.A., Carcaillet, C., Guendon, J.-L., Quinif, Y., Roinon, P., Terral, J.-F. (2003). The Early Holocene treeline in the southern French Alps: new evidence from travertine formations. *Global Ecology and Biogeography*, 12, 411-419. <https://doi.org/10.1046/j.1466-822X.2003.00055.x>

- Aranbarri, J., González-Sampérez, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Gil-Romera, G., Sevilla-Callejo, M., García-Prieto, E., Di Rita, F., Mata, M.P., Morellón, M., Magri, D., Rodríguez-Lázaro, J., Carrión, J.S. (2014). Rapid climatic changes and resilient vegetation during the Lateglacial and Holocene in a continental region of south-western Europe. *Global and Planetary Change*, 114, 50-65. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.01.003>
- Aranbarri, J., Bartolome, M., Alcolea, M., Sancho, C., Celant, A., González-Sampérez, P., Arenas, C., Magri, D., Rodríguez-Lázaro, J. (2016). Palaeobotanical insights from early-mid Holocene fluvial tufas in the Moncayo Natural Park (Iberian Range, NE Spain): regional correlations and biogeographic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 234, 31-43. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2016.08.006>
- Aranbarri, J., Alcolea, M., Badal, E., Vila, S., Allué, E., Iriarte-Chiapusso, M.J., Sebastián, M., Magri, D., González-Sampérez, P. (2020). Holocene history of Aleppo pine (*Pinus halepensis* Mill.) woodlands in the Ebro Basin (NE Spain): Climate-biased or human-induced? *Review of Palaeobotany and Palynology*, 104240. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104240>
- Arenas-Abad, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo-Tirapu, G., Sancho-Marcén, C. (2010). Fluvial and associated carbonate deposits. En: Alonso Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes: Development in Sedimentology*, 61, 133-175. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06103-2](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06103-2)
- Badal, E. (2004). Análisis antracológico de los restos del fuego doméstico del abrigo de los Baños (Ariño, Teruel). En: Utrilla, P. y Rodanés, J.M. (Eds.), *Un asentamiento epipaleolítico en el valle del Río Martín. El Abrigo de los Baños (Ariño, Teruel)*. Monografías Arqueológicas, 39, 63-74 pp.
- Badal, E. (2013). Los usos de los vegetales leñosos en el Cabezo de la Cruz (La Muela, Zaragoza) durante la ocupación mesolítica. En: Rodanés, J.M., Picazo, J.V. (Eds.), *El Campamento Mesolítico Del Cabezo de La Cruz. La Muela, Zaragoza*. Monografías Arqueológicas, 45, 83-99 pp.
- Benito, G., Thondycraft, V.R., Rico, M., Sánchez-Moya, Y., Sopena, A. (2008). Paleoflood and floodplain records from Spain: evidence for long-term climate variability and environmental changes. *Geomorphology*, 101, 68-77. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.020>
- Bennett, K.D. (2007). Psimpoll and pscomb programs for plotting and analysis. Available online at University of Cambridge, Cambridge, UK. URL: <http://www.chrono.qub.ac.uk/psimpoll/psimpoll.html>
- Bertini, A., Minissale, A., Ricci, M. (2014). Palynological approach in upper Quaternary terrestrial carbonates of central Italy: Anything but a "mission impossible". *Sedimentology*, 61, 200-220. <https://doi.org/10.1111/sed.12079>
- Bridgland, D.R., Field, N.H., Holmes, J.A., McNabb, J., Preece, R.C., Selby, I., Wymer, J.J., Boreham, S., Irving, B.G., Parfitt, S.A., Stuart, A.J. (1999). Middle Pleistocene interglacial Thames-Medway deposits at Clacton-on-Sea, England: reconsideration of the biostratigraphical and environmental context of the type Clactonian Palaeolithic industry. *Quaternary Science Reviews*, 18, 109-146. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00092-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00092-9)
- Capezzuoli, E., Gandin, A., Sandrelli, F. (2010). Calcareous tufa as indicators of climatic variability: a case from the Southern Tuscany (Italy). *Geological Society, London, Special Publications*, 336, 263-281. <https://doi.org/10.1144/SP336.14>
- Carrión, J.S., Fernández, S., González-Sampérez, P., Gil-Romera, G., Badal, E., Carrión-Marco, Y., López-Merino, L., López-Sáez, J.A., Fierro, E., Burjachs, F. (2010). Expected trends and surprises in the Lateglacial and Holocene vegetation history of the Iberian Peninsula and Balearic Islands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 162, 458-475. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2009.12.007>
- Dabkowski, J. (2014). High potential of calcareous tufas for integrative multidisciplinary studies and prospects for archaeology in Europe. *Journal of Archaeological Science*, 52, 72-83. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2014.07.013>
- Domínguez-Villar, D., Vázquez-Navarro, J.A., Krklec, K., Lojen, S., López-Sáez, J.A., Dorado-Valiño, M., Fairchild, I.J. (2020). Millennial climate oscillations controlled the structure and evolution of Termination II. *Scientific Reports*, 10, 14912. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-72121-4>
- González-Amuchástegui, M.J., Serrano, E. (2013). Acumulaciones tobáceas y evolución del paisaje: cronología y fases morfogénicas en el Alto Ebro (Burgos). *Cuaternario y Geomorfología*, 27(1-2), 9-32.
- González-Amuchástegui, M.J., Serrano, E. (2015). Tufa buildups, landscape evolution and human impact during the Holocene in the Upper Ebro

- Basin. *Quaternary International*, 364, 54-64. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.032>
- González-Sampérez, P. (2004). Análisis palinológico del yacimiento de Los Baños de Ariño (Teruel). En: Utrilla, P. y Rodanés, J.M. (Eds.), Un asentamiento epipaleolítico en el valle del Río Martín. El Abrigo de los Baños (Ariño, Teruel), Monografías Arqueológicas, 39, 59-62 pp.
- González-Sampérez, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Morellón, M., Navas, A., Machín, J., Delgado-Huertas, A. (2008). Vegetation changes and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Late Glacial period: saline lake records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259(2-3), 157-181. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.005>
- González-Sampérez, P., Aranbarri, J., Pérez-Sanz, A., Gil-Romera, G., Moreno, A., Leunda, M., Sevilla-Callejo, M., Corella, J.P., Morellón, M., Oliva, B., Valero-Garcés, B. (2017). Environmental and climate change in the southern Central Pyrenees since the Last Glacial Maximum: a view from the lake records. *Catena*, 149, 668-688. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.041>
- Iriarte-Chiapusso, M.J., Muñoz Sobrino, C., Gómez-Orellana, L., Hernández-Beloqui, B., García-Moreiras, I., Fernández Rodríguez, C., Heiri, O., Lotter, A.F., Ramil-Rego, P. (2016). Reviewing the Lateglacial-Holocene transition in NW Iberia: a palaeoecological approach based on the comparison between dissimilar regions. *Quaternary International*, 403, 211-236. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.029>
- Lozano, M.V., Sancho, C., Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Ortiz, J.E., De Torres, T., Pardo, G., Osácar, M.C., Auqué, L. (2012). Análisis preliminar de las tobas cuaternarias del río Ebrón (Castielfabib, Valencia, Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 51, 51-54.
- Luzón, A., Pérez, A., Mayayo, M.J., Soria, A.R., Sánchez Goñi, M.F., Roc, A.C. (2007). Holocene environmental changes in the Gallocanta lacustrine basin, Iberian Range, NE Spain. *The Holocene*, 17, 649-663. <https://doi.org/10.1177/0959683607078994>
- Luzón, A., Gauthier, A., Pérez, A., Pueyo-Anchuela, O., Mayayo, M.J., Muñoz, A. (2017). Late Pleistocene-Holocene palaeoenvironmental evolution of the Añamaza River valley (Iberian Range, NE Spain): multidisciplinary approach on the study of carbonate fluvial systems. *Quaternary International*, 437 (PA), 51-70. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.06.004>
- Martínez-Tudela, A. (1986). Los travertinos del Río Matarraña, Beceite (Teruel). Estudio paleobotánico. Tesina de licenciatura (inédita). Universitat de València: Burjassot, 151 pp. 5 anexos, 8 láminas.
- Martínez-Tudela, A., Cuenca, F., Santisteban, C., Grun, R., Hentzsch, B. (1986). Los travertinos del Río Matarraña, Beceite (Teruel) como indicadores paleoclimáticos del Cuaternario. En: López-Vera, A. (Ed.), *Quaternary Climate in Western Mediterranean*, Universidad Autónoma de Madrid: Madrid, 307-324 pp.
- Moore, P.D., Webb, J.A., Collison, M.E. (1991). Pollen analysis. Blackwell scientific publications, Oxford, 216 pp.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas-Vilarrúbia, T., González-Sampérez, P., Romero, Ó., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Moreno, A., Rico, M., Corella, J.P. (2009). Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews*, 28, 2582-2599. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.05.014>
- Morellón, M., Aranbarri, J., Moreno, A., González-Sampérez, P., Valero-Garcés, B.L. (2018). Early Holocene humidity patterns in the Iberian Peninsula reconstructed from lake, pollen and speleothem records. *Quaternary Science Reviews*, 181, 1-18. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.016>
- Pedley, H.M., Andrews, J., Ordóñez, S., García del Cura, M.A., Gonzales Martin, J.A., Taylor, D. (1996). Does climate control the morphological fabric of freshwater carbonates? A comparative study of Holocene barrage tufas from Spain and Britain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121, 239-25. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00080-1](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00080-1)
- Peña-Monné, J.L., Sancho, C., Lozano, M.V. (2000). Climatic and tectonic significance of Late Pleistocene and Holocene tufa deposits in the Mijares River canyon, eastern Iberian Range, northeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 1403-1417. [https://doi.org/10.1002/1096-9837\(200012\)25:13<1403::AID-ESP147>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/1096-9837(200012)25:13<1403::AID-ESP147>3.0.CO;2-N)
- Peña-Monné, J.L., Sancho, C., Arenas, A., Auqué, L., Longares, L.A., Lozano, M.V., Meléndez, A., Osácar, C., Pardo, G., Vázquez-Urbez, M. (2014). Las tobas cuaternarias en el sector aragonés de la Cordillera Ibérica. En: González-Martín, J.A. y González-Amuchastegui, M.J. (Eds.), *Las tobas en España*, Sociedad Española de Geomorfología: Madrid, 159-172.

- Peña-Monné, J.L., Pérez Alberti, A., Sampietro Vattuone, M.M., Otero, X.L., Sánchez Fabre, M., Longares Aladrén, L.A. (2017). The Holocene stratified screes from Sierra de Albarracín (Iberian Ranges, Spain) and their paleoenvironmental significance. *The Holocene*, 0959683617729454. <https://doi.org/10.1177/0959683617729454>
- Peñalver, E., Badía Gimeno, S.J., Muñoz Bertomeu, J., Ruiz González, M.X. (2002). Interés patrimonial de los travertinos del río Matarraña, Beceite; un yacimiento paleobotánico a proteger. En: El Patrimonio Paleontológico de Teruel, Meléndez, G y Peñalver, E. (Coords). Instituto de Estudios Turolenses: Teruel, 305-324.
- Pérez-Obiol, R., Jalut, G., Julià, R., Pèlachs, A., Iriarte-Chiapusso, M.J., Otto, T., Hernández-Beloqui, B. (2011). Mid-Holocene vegetation and climatic history of the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 21(1), 75-93. <https://doi.org/10.1177/0959683610384161>
- Reille, M. (1992). Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord: Laboratoire de botanique historique et palynologie. URA CNRS, Marseille, France, 520 pp.
- Reimer, P.J., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blakwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hajdas, I., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Muscheler, R., Palmer, J., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reining, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62, 1-33. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Ricci, M., Bertini, A., Capezzuoli, E., Horvatinčić, N., Andrews, J.E., Fauquette, S., Fedi, M. (2015). Palynological investigation of a Late Quaternary calcareous tufa and travertine deposit: the case study of Bagnoli in the Valdelsa Basin (Tuscany, central Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 218, 184-197. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2014.10.004>
- Rico, M.T., Sancho-Marcén, C., Arenas-Abad, M.C., Vázquez-Urbez, M., Valero-Garcés, B.L. (2013). El sistema de barreras tobáceas Holocenas de las Parras de Martín (Cordillera Ibérica, Teruel). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 39, 141-158. <https://doi.org/10.18172/cig.2003>
- Roberts, N., Brayshaw, D., Kuzucuoglu, C., Pérez, R., Sadori, L. (2011). The mid-Holocene climatic transition in the Mediterranean: causes and consequences. *The Holocene*, 21, 3-13. <https://doi.org/10.1177/0959683610388058>
- Roiron, P., Chabal, L., Figueiral, I., Terral, J.-F., Ali, A.A. (2013). Palaeobiogeography of *Pinus nigra* Arn. subsp. *salzmannii* (Dunal) Franco in the north-western Mediterranean Basin: a review based on macroremains. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 194, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2013.03.002>
- Rubiales, J.M., García-Amorena, I., Hernández, L., Génova, M., Martínez, F., Manzaneque, F.G., Morla, C. (2010). Late Quaternary dynamics of pinewoods in the Iberian Mountains. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 162, 476-491. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2009.11.008>
- Rubio Millán, C. (2000-2002). Estudio paleobotánico en tobas carbonatadas del cuaternario de la localidad del Cañizar del Olivar (Teruel). *Teruel*, 88-89, 155-177.
- Sancho, C., Peña-Monné, J.L., Meléndez, A. (1997). Controls on Holocene and present-day travertine formation in the Guadalaviar River (Iberian Chain, NE Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 41, 289-307. <https://doi.org/10.1127/zfg/41/1997/289>
- Sancho, C., Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Lozano, M.V., Peña-Monné, J.L., Hellstrom, J., Ortiz, J.E., Osácar, M.C., Auqué, L., Torres, T. (2015). Climatic implications of the Quaternary fluvial tufa record in the NE Iberian Peninsula over the last 500 ka. *Quaternary Research*, 84, 398-414. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2015.08.003>
- Soligo, M., Tuccimei, P., Barberi, R., Delitala, M.C., Miccadei, E., Taddeucci, A. (2002). U/Th dating of freshwater travertine from Middle Velino Valley (Central Italy): paleoclimatic and geological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 184, 147-161. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00253-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00253-5)
- Stevenson, A.C. (2000). The Holocene Forest History of the Montes Universales, Teruel, Spain. *The Holocene*, 10, 603-610. <https://doi.org/10.1191/095968300670543500>
- Stockmar, J. (1971). Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et spores*, 13, 165-621.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. (1993). Extended 14C Data Base and Revised CALIB 3.0 14C Age Calibration Program. *Radiocarbon*, 35, 215-230. <https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>

- Tagliasacchi, E., Kayseri-Özer, M.S. (2020). Multi-disciplinary approach for palaeoclimatic signals of the non-marine carbonates: The case of the Sarikavak tufa deposits (Afyon, SW-Turkey). *Quaternary International*, 544, 41-56. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.12.016>
- Taylor, D.M., Griffiths, H.I., Pedley, H.M., Prince, I. (1994). Radiocarbon-dated Holocene pollen and ostracod sequences from barrage-dammed fluvial systems in the White Peak, Derbyshire, UK. *The Holocene*, 4(4), 356-364. <https://doi.org/10.1177/095968369400400403>
- Taylor, D.M., Pedley, H.M., Davies, P., Wright, M.W. (1998). Pollen and mollusc records for environmental change in central Spain during the mid- and late Holocene. *The Holocene*, 8, 605-612. <https://doi.org/10.1191/095968398667891349>
- Valero-Garcés, B., Moreno, A., Morellón, M., Corella, J.P., González-Sampériz, P., Mata, P. (2008). Cronología de las tobas de ladera del río de Las Parras (Cordillera Ibérica, Teruel). *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008*, 71-74.
- Vázquez-Navarro, J., Ortiz, J.E., Torres, T., Domínguez-Villar, D., Vázquez, Á. (2014). Las tobas de la Rama Castellana y del Sector Levantino del Sistema Ibérico de Cuenca, Castellón y Valencia. En: González-Martín, J.A. y González-Amuchastegui, M.J. (Eds.), *Las tobas en España*, Sociedad Española de Geomorfología: Madrid, 249-266.
- Vermoere, M., Degryse, P., Vanhecke, L., Muchez, P., Paulissen, E., Smets, E., Waelkens, M. (1999). Pollen analysis of two travertine sections in Basköy (southwestern Turkey): implications for environmental conditions during the early Holocene. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 105, 93-110. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(98\)00068-2](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(98)00068-2)

Recibido el 26 de diciembre de 2020

Aceptado el 24 de abril de 2021



An exploratory study to test sediments trapped by potholes in Bedrock Rivers as environmental indicators (NW Iberian Massif)

Un estudio exploratorio para testar los sedimentos atrapados por marmitas de erosión en ríos sobre roca como indicadores ambientales (NO Macizo Ibérico)

Álvarez-Vázquez, M.A. ⁽¹⁾; De Uña-Álvarez, E. ⁽¹⁾

(1) Department of History, Art and Geography, GEAT Research Group, Campus of Ourense, University of Vigo. As Lagoas s/n, 32004, Ourense, Spain. mianalva@uvigo.es

Abstract

The capacity of fluvial potholes to trap sediments, together with the geochemical analysis of their stored sediments for environmental assessment, is an overlooked research topic in small bedrock rivers. The present exploratory study is focused on this issue. It was developed in a small river over rock, in the inland territory of Galicia (NW Iberian Peninsula). The study started from an analysis of the inventoried fluvial potholes to identify suitable forms for sampling, and the collection of sediment samples within them. After this, the determination of the grain texture, mineralogy and content of major and trace elements in sediments were carried out. Potholes with maximum vertical depth from 25 cm to 1 m, located in central and sidewall sectors of the bedrock channel, provided the best conditions for sediment sampling. The sediments collected from six potholes showed predominance of coarse-medium grain size and sand fraction. The rough contents of the major and even trace elements are related with the nature of the more refractory minerals of the bedrock. An adequate sampling strategy, considering grain-size fractions, show potential to use trace elements as environmental indicators.

Key words: bedrock rivers; sculpted forms; sediments; major elements; trace elements; NW Spain.

Resumen

La capacidad de las marmitas fluviales para atrapar sedimentos junto con el análisis de los mismos para la evaluación ambiental es un tema de investigación poco estudiado en el caso de pequeños ríos sobre roca. El estudio exploratorio que se presenta, desarrollado en un pequeño río sobre roca del interior de Galicia (noroeste de la Península Ibérica), está centrado en esta cuestión. El estudio partió del análisis de las marmitas fluviales inventariadas con el objetivo de identificar las formas adecuadas para el muestreo y la recolección de sedimentos en su interior. A continuación, se determinó la granulometría, mineralogía y el contenido de



elementos mayoritarios y de elementos traza en los sedimentos. Las marmitas fluviales con profundidad máxima vertical desde 25 cm hasta 1 m, localizadas en el sector central y lateral del canal, presentaron las mejores condiciones para el muestreo de sedimentos. En los sedimentos recolectados en seis marmitas predomina el tamaño de grano grueso-medio y la fracción arenosa. El contenido de elementos mayoritarios y traza está relacionado con la naturaleza de los minerales más refractarios de la roca. Mediante una estrategia de muestreo adecuada, teniendo en cuenta las fracciones granulométricas, muestran potencial en el uso de los elementos traza como indicadores ambientales.

Palabras clave: ríos sobre roca; formas erosivas; sedimentos; elementos mayoritarios; elementos traza; noroeste de España.

1. Introduction

Since the mid-20th century, the increase of human activities in most fluvial systems has been modifying their natural dynamics. The impacts of industrial, urban, and recreational uses have affected their hydro-geomorphological and environmental conditions (Meybeck and Helmer, 1989; Messerli *et al.*, 2000; James and Marcus, 2006). Anthropogenic interactions with fluvial dynamics arise from changes in demographic density, land use, impoundments, and other constructed structures (Guinoiseau *et al.*, 2016; Verstraeten, 2019). One of the main human footprints in rivers is the enrichment of trace elements in water and sediments (e.g. Wilkinson *et al.*, 1997; Rice, 1999; Gaillardet *et al.*, 2003; Moatar *et al.*, 2017; Kronvang *et al.*, 2020). The research on this topic was frequently developed in floodplains, large rivers or estuaries significantly affected by human activities and with abundant fine-grained sediments (e.g. Dupré *et al.*, 1996; Vital and Stattegger, 2000; Viers *et al.*, 2009; Silva *et al.*, 2018; Uddin and Jeong, 2021). The analysis of major and trace elements in sediments from the continental realm of small rivers, headwater fluvial networks and rivers over rock is barely addressed (e.g. Grygar *et al.*, 2017; Xu *et al.*, 2017), particularly in inland areas. It causes a lack of knowledge from local reaches that set up the fluvial network in small catchments. Such an analysis can provide essential information for further sustainable use, planning and management of small fluvial systems towards the future (Biggs *et al.*, 2017) which re-

quire a research across disciplinary frontiers (Falkenmark, 1997; Wohl, 2020). Small rivers of inland Galicia (NW Spain, Fig 1A) possess suitable conditions to test the analysis of sediments in these scarcely studied watercourses. This exploratory study was developed in a small bedrock river belonging to the inland network of the Galician mainstream (the Miño River). It presents the preliminary results from a multidisciplinary research line, currently in development, considering sediments trapped by potholes. A great part of the Miño-Sil Basin (total 18,080 km²) belongs to the Galician territory (Fig. 1B). The Miño River flows along 316.63 km from its birth at Serra de Meira (Lugo, Spain, 700 m a.s.l.) to its mouth into the Atlantic Ocean, between the localities of A Guarda (Spain) and Caminha (Portugal) (CHMS, 2020). Inland Galicia the altitude increases from the medium sector of the Miño River in Ourense (Miño riverbed, 100 m a.s.l.) to the eastern mountains (Queixa, 1781 m a.s.l.; Courel-Ancares, 1969 m a.s.l.; Trevinca, 2127 m a.s.l., separated by tectonic basins). Most of Galician territory is drained by small rivers flowing over rock.

Knickpoints, stepped profiles and sculpted forms are frequent at most of the bedrock channels that combine areas of exposed rock and local alluvial veneer (Tinkler and Wohl, 1998; Wohl and Merrit, 2001). The fluvial network over rock was created by high-energy systems, providing signals of tectonic, glacioeustatic, and climatic changes connected to Earth's landscape evolution. They also generated erosive features (e.g. scallops,

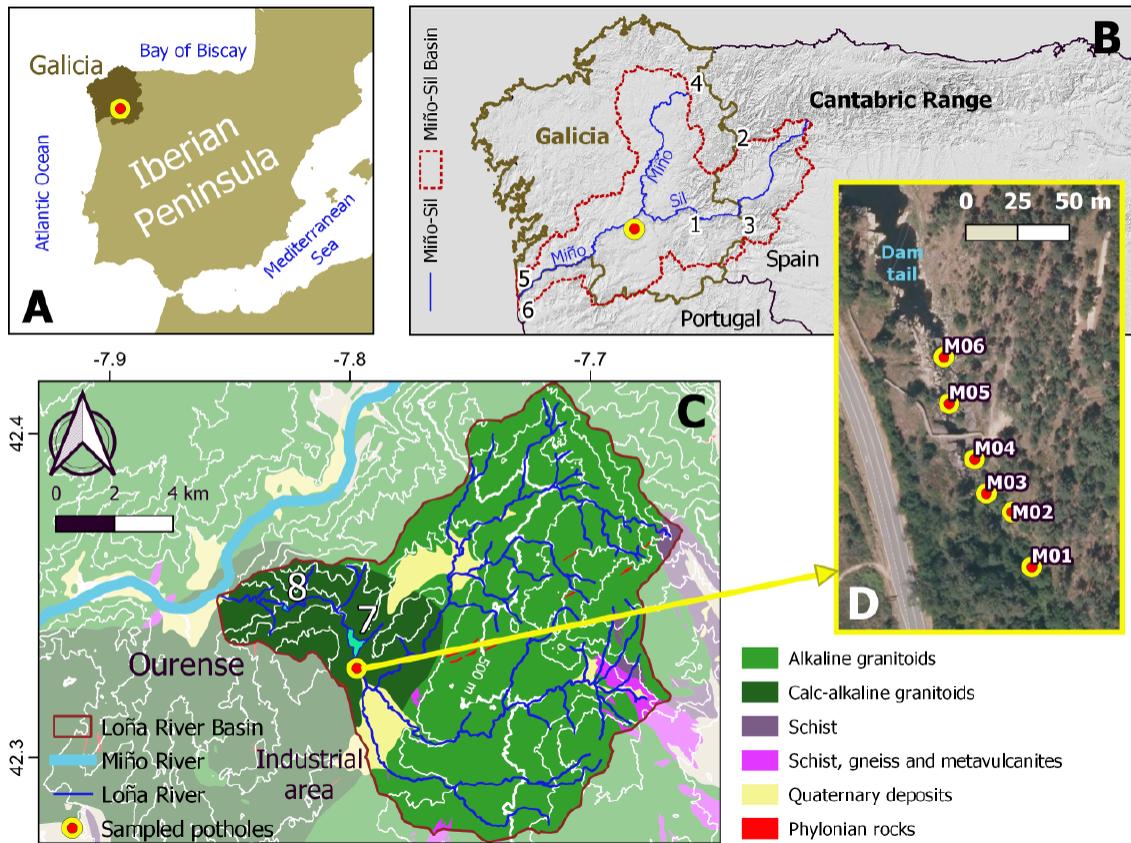


Figure 1: The Loña River in the framework of the Miño-Sil fluvial network (NW Iberian Peninsula) and location of the study site and the sampled potholes (M01 to M06). (A) Sampling site in the context of the Iberian Peninsula. (B) Sampling site in the context of the Miño-Sil basin, basemap using hillshade from EU-DEM (Copernicus), Miño-Sil course and basin from CHMS; 1 Cabeza de Manzaneda (Serra de Queixa), 2 Pico Cuiña (Serra dos Ancares), 3 Pena Trevinca (Montes de Trevinca), 4 Serra de Meira, 5 A Guarda, 6 Caminha. (C) Detail of the Loña River basin and network (CHMS) and geology settings (from ©IGME – Xunta de Galicia); 7 Cachamuiña Dam, 8 Castadón Dam. (D) Location of sampled potholes over PNOA ortophotos (©IGN). Figure made with QGIS software.

Figura 1: El río Loña en el marco de la red fluvial Miño-Sil (NO Península Ibérica) y localización del sitio de estudio y de las marmitas de erosión muestreadas (de la M01 a la M06). (A) Sitio de muestreo en el contexto de la Península Ibérica. (B) sitio de muestreo en el contexto de la cuenca del Miño-Sil, mapa base utilizando el mapa de sombras del EU-DEM (Copernicus), el curso y la cuenca del Miño-Sil de la CHMS; 1 Cabeza de Manzaneda (Serra de Queixa), 2 Pico Cuiña (Serra dos Ancares), 3 Pena Trevinca (Montes de Trevinca), 4 Serra de Meira, 5 A Guarda, 6 Caminha. (C) Detalle de la cuenca del río Loña, su red fluvial (CHMS) y la geología (©IGME – Xunta de Galicia); 7 presa de Cachamuiña, presa de Castadón. (D) localización de las marmitas muestreadas sobre ortofoto PNOA (©IGN). Figura realizada con el software QGIS.

flutes or potholes) associated to specific sedimentological patterns instream geomorphic units (Fryirs and Brierley, 2012). In bedrock channels, the magnitude of erosion, transport, and deposition processes depends on interacting feedback loops. Following Whipple *et al.* (2010), substrate lithology, together with rock fractures, joints or bedding planes, control the dominant erosion processes (i.e.

plucking and abrasion). These processes act in concert to bedload motion by fluctuations of flowing water. Hodge *et al.* (2011) point out that sediment availability result of interacting waves of discharge, motion, and deposition, interwoven with upstream and instream erosion processes. The location of sediments is determined by local channel morphology and flow hydraulics (as bedrock ribs or pot-

holes that affect flow velocities, controlling sediment storage). In addition, the definition of bedrock river segments as “governors of erosion within a river network” (Wohl, 2015: 200) is based on the idea that sediment inputs (and storage) is less than capacity of sediment transport; these conditions may be altered by dams, or other constructed human structures which influence the storage of sediments. Turowski (2020) asserts that many bedrock channels present a persistent alluvial cover, and both sediments and large blocks (from sidewalls plucking) can remain into the channel for a long time. On a reach scale (tens of meters) the position of those blocks, boulders, bedrock ribs, rock cavities and runnels regulate areas of circulating or retained water and sediments. The position and morphology of the potholes in a bedrock reach influence the movement and the accumulation of pebbles, gravel, sand or other material particles. The mobilisation of this storage during oscillations of water levels depends also on the position and morphometry of the potholes, and the arrangement of material inside these rock cavities; for example, boulders or pebbles can avoid the removal of sediments trapped below them.

Potholes are the most representative sculpted forms in bedrock channels, defined as the end-members of erosive processes from hundreds to thousands of years (Richardson and Carling, 2005; Ortega Becerril and Durán Valsero, 2010). Potholes have been studied since the 19th century (Geikie, 1865; Brunhes, 1899) regarding the erosive action of water, the variability of turbulent flows, and the evolution of rivers. Elston (1917a and 1917b) described these forms as circular or elliptical cavities, usually filled by pebbles, gravel and sand. Alexander (1932) remarked that they “constitute most efficient means for the deepening of channels in resistant rock” and distinguished morphological types by the action of different whirlpools. Some studies pointed the idea of potholes as inherited forms (Wentworth, 1944; Ives, 1948). Since 1950s, many kinds of potholes were defined, all them considering the relationships of these forms

with the channel erosion processes, their dimensional ranges and their geomorphological features (e.g. Tschang, 1957; Nemeč et al., 1982; Lorenc *et al.*, 1994; Springer *et al.*, 2006; De Uña-Álvarez *et al.*, 2009). The most recent studies emphasize the role of regional tectonics, substrate discontinuities, channel micro-topography, and flow regime in the initiation and evolution of potholes (e.g. Ortega *et al.*, 2014; Ortega-Becerril *et al.*, 2017; Álvarez-Vázquez and De Uña-Álvarez, 2017; Kanhaiya *et al.*, 2019). Nevertheless, the potential of potholes to trap sediments together with the geochemical analysis of those sediments, as it is presented by this exploratory study, has never been addressed in small bedrock rivers.

Grinding stones episodically stored into potholes are described by Das (2018) on the Subarnarekha riverbed (Jharkhand, India), analysing their role in the growth of the cavities. Ji *et al.* (2019) describe potholes that retain pebbles and cobbles in the Xunxi River (Chongqing, China), presenting a brief granulometric analysis of the particles entrapped to relate them with the growth of the cavities. In the riverbed of the Mekong River (Thailand), Udonsak *et al.* (2021) define multiple pothole types, addressing the action of pebbles and gravel for the enlargement of the cavities. This exploratory study considers the characterization of potholes as sediment traps and the analysis of the trapped sediments in the Loña River (belonging to the Miño-Sil network in Galicia). It should be noted that for rivers prevails the analysis of the suspended particulate matter (SPM), instead of sediments (e.g. Dumas *et al.*, 2015). But this approach presents some drawbacks, namely: (i) the study of SPM requires a high frequency of analysis, at least monthly/weekly (Håkanson, 2006; Håkanson *et al.*, 2005); (ii) the established SPM concentration in Galician small rivers is low (0.2-10.7 mg L⁻¹) and presents a seasonal variability of 1-2 orders of magnitude (Álvarez-Vázquez *et al.*, 2016); and (iii) the study of SPM restricts the techniques to those that require digestion of the samples, e.g. Atomic Absorption Spectrometry.

try —AAS—, or/and Inductively Coupled Plasma —ICP— (e.g. Helios Rybicka *et al.*, 2005). Consequently, the development of a suitable methodology is a need to be resolved. It must allow the aforementioned analytical techniques and others, like the increasing application of variations of X-Ray Fluorescence (XRF, e.g. Álvarez-Vázquez *et al.*, 2014; Elznicová *et al.*, 2019; Álvarez-Iglesias *et al.*, 2020). In this way, a research question was proposed: Are sediments trapped by fluvial potholes suitable to be used as environmental indicators in small bedrock rivers? Regarding this question as well as the aforementioned considerations, the research objectives were to obtain site-specific data for small rivers over rock; to describe the morphological features of potholes with capacity to trap sediments; and to explore the meaning of sediment composition in the sediments trapped by potholes.

2. Study site

The geological and geomorphological setting of the NW Spain were mainly originated during the post-Hercynian and Cainozoic times, when older tectonic structures were reactivated (Martín-González, 2009). This process caused the tectonic deformation of Precambrian and Paleozoic rocks. According to Vegas (2010), the configuration of the relief of Galician follows a general direction NNE-SSW, being the western continuation of the Cantabrian Range (Fig. 1B). Its central area, the Galician Massif, connect to the North of Portugal through the Corridor of Ourense, delimited by faults and strongly incised by the fluvial network of the Miño River. The morphology of the Galician Massif is characterized by deep fluvial valleys following the tectonic structures and Hercynian granitic bodies exposed at different heights Vidal-Romaní *et al.*, 2005; Vidal-Romaní *et al.*, 2014). Because of the tectonic deformations, the current configuration of the Miño-Sil fluvial network started from the change of the Sil flow (from eastwards to westwards) and its capture by the headward erosion of the older Miño; likewise, a differential uplifting process

generated the current relief configuration that alternate mountain blocks and depressions. The presence of stepped erosive or etch surfaces and multiple terrace levels (Viveen *et al.*, 2012 and 2014) prompt uplift until Quaternary times.

The Loña River (19.96 km long) is a small tributary of the Miño River in the inland Galicia (Fig. 1C), draining a basin of 139 km² that includes two distinct sectors: in the first, from its birth to the locality of Cachamuiña (Ourense), the river flows towards the SSW over an etched surface (average altitude of 400 m a.s.l.) (Yepes Temiño, 2002) with a gentle slope (3%); in the second, the river flows towards the WNW through a deeply incised valley (slope of 9%) until its confluence with the Miño River in the town of Ourense (100 m a.s.l.). The basement is constituted by granitic rocks emplaced into Palaeozoic meta-sediments during the Hercynian orogeny, including calc-alkaline types (granodiorites that belong to the Ourense Massif) and alkaline types (two mica granites, leucogranites) (Capdevila and Floor, 1970). In this hydrographic unit, climate presents temperate sub-humid conditions with a short dry period in summer (De Uña-Álvarez, 2001); the average for annual temperature is 11.3 °C and the annual total precipitation and evapotranspiration values are 1,376 mm and 490 mm respectively (CHMS, 2020). The amount of the annual hydrological resources from the Loña system (2,990 hm³, average annual flow in natural conditions of 2.08 m³ s⁻¹) is currently regulated by two dams. The reservoirs were constructed in the aforementioned second sector, to wit, the Castadón dam (1929, capacity of 0.2 hm³) and the Cachamuiña dam (1954, capacity of 1.8 hm³); both are devoted to urban water supply. The minimum ecological flow ranges from 0,140 m³·s⁻¹ (October - December) to 0,541 m³·s⁻¹ (April - June).

The study site is a fluvial reach (central point: 42° 19' 39" N; 7° 47' 59" W) located just upstream of the Cachamuiña dam (Fig. 1C and 1D), with a length of 300 m and increasing width downstream from 9 m to 56



Figure 2: Views of the study site, showing the limits of the fluvial reach from the west (A), and from the east (B). Main types of identified potholes: C) small saucer-shaped pothole; D) central pothole with asymmetrical cross-section; E) lateral potholes with several erosive levels; and F) Big pothole developed in the sidewall of the bedrock channel.

Figura 2: Vistas del sitio de estudio, mostrando los límites del tramo fluvial desde el oeste (A) y desde el este (B). Principales tipos de marmitas identificados: C) pequeña marmita con morfología en platillo; D) marmita central con sección transversal asimétrica; E) marmitas laterales con varios niveles erosivos; y F) Gran marmita desarrollada en la pared lateral del canal sobre roca.

m. The basement of the reach is constituted by coarse-grained granodiorites; upstream the reach, the fluvial network flows mainly over two mica granites and leucogranites (fine-medium grained) and small schist areas; in addition, sedimentary deposits generated by weathering (boulders, sands and clays)

named as “non-differentiated Quaternary deposits”, cover the contact between granites (Barrera Morate *et al.*, 1989). Small hills, castle-kopjés, and tors, are characteristic landforms of the landscape that surrounds the reach. The fluvial reach is plenty of sculpted forms, mainly potholes. Following the gener-

al typology of Richardson and Carling (2005) small saucer-shaped forms (scarcely deep, rounded and with symmetrical cross-section, Fig. 2C), central potholes (more deep, asymmetrical in the plane and profile, Fig. 2D) and lateral potholes (deepest, with at least two erosive levels in the profile and basal knolls, Fig. 2E and 2F) were identified. The biggest cavities are sidewall and coalescent potholes developed in the walls of the channel, where rock blocks limited by open discontinuities are removed during high flows. Potholes located in central and lateral areas of the bedrock channel preserve a part of their walls.

According to the EU Water Framework Directive, the Loña is a small Cantabrian-Atlantic Siliceous River of the Iberian-Macaronesia eco-region (CEDEX, 2004), defined as a water mass with a good level of water chemical conditions and a moderate level of water ecological conditions (CHMS, 2020). This last is related to punctual sewerage spills as well as the effects of the dams (e.g. nutrients provided by wastewater, together with the impounded water within the dam, can lead to eutrophication phenomena).

3. Methodology

The complete report of all sculpted forms present in the bedrock channel of the Loña River was carried out during 2012, ending the previous prospections. This fieldwork was the departure point to define the potential of potholes as sediment-traps. A detailed inventory of 62 cases was created from 2012 to 2014, followed by the study of the potholes with capacity to store sediments. The dimensional and morphological analysis of the inventory provided the definition of several pothole types. The selection of the potholes that had suitable properties according to the scope of the study, started from the measures of maximum depth and opening axis, together with other qualitative features (e.g. the shape of bottom micro-relief and the morphology of the inner walls). Afterwards, sediments from six potholes (Fig. 1D) were sampled with a

plastic spatula and stored in plastic zip bags. Once in the laboratory, samples were weighted and oven dried at 45 ± 5 °C until constant weight. After that, samples were sieved through 2 mm and 0.063 mm mesh to separate the gravel (> 2mm), sandy (< 2 mm), and mud (< 0.063 mm) fractions. The various fractions (when present) were stored in plastic containers until analysis.

In order to attain the research objectives, the characterization of the samples was based on their grain texture, mineralogical composition, and concentrations of major and trace elements. Considering the grain texture of the samples, the < 2 mm fraction (sand in general terms due to the scarcity of fine particles) was selected for the determination of mineralogical composition and contents of major (i.e. Al, Ca, Fe, K, Mg, Na, and Si) and trace elements (i.e. As, Cr, Cu, Ni, Pb, and Zn). Mineralogy was determined by X-Ray Powder Diffraction (XRD), and the content of the major, minor and trace elements by X-Ray Fluorescence; both routine analysis in the Scientific and Technological Research Assistance Centre (CACTI, University of Vigo). Results of elemental composition were obtained utilizing the software Spectraplus, processed through the EVAL program and corrected by the k factor with the reference material PACS-2 (National Research Council of Canada). In the two samples with enough quantity of fine sediments (i.e. M02 and M05), some elements were also determined in the <0.063 mm fraction (i.e. Al and Fe as widely used reference elements; Cu, Pb and Zn as common contaminants related to human activities). This supplementary analysis was performed in the Laboratory of the Marine Biogeochemistry Group of the Marine Research Institute (IIM-CSIC). These analyses were conducted by Electrothermal (ETAAS) and Flame (FAAS) Atomic Absorption Spectrometry, using for quality control the aforementioned reference material PACS-2. Statistical analysis of the data was developed using the StatGraphics Centurion 18 software. An exploratory clustering gets together with the analysis of statistical correlations of the data variables.

4. Results and discussion

4.1. Potholes as sediment traps

The potholes developed in the Loña reach encompass a wide diversity of cavities whose position and morphological configuration are key factors for their potential to trap sediments. Following the classification from some Spanish bedrock rivers (Nemec *et al.*, 1982; Lorenc *et al.*, 1994; Lorenc *et al.*, 1995) the potholes of the study site include incipient forms (rounded, symmetrical cross-section) together with developed forms (elliptical or cylindrical, asymmetrical

cross-section, knolls in the bottom) and very developed forms (asymmetrical cross-section, coalescences, knolls in the bottom, and top rims). These authors indicate, as an additional feature, that potholes in incipient stages (with opening diameters from 20 to 40 cm) already contain small pebbles. As a whole ($n=62$), the maximum vertical depth (D) of the Loña potholes ranges from 6.5 cm to 4 m and the measures of their opening axis (A) ranges from 8 cm to 3 m (Fig. 3A, 3B and 3C). Many potholes recorded in the Loña reach have opening planes with hemi-ellipsoidal, hemispherical or complex geometry, bottom planes with compound concave and

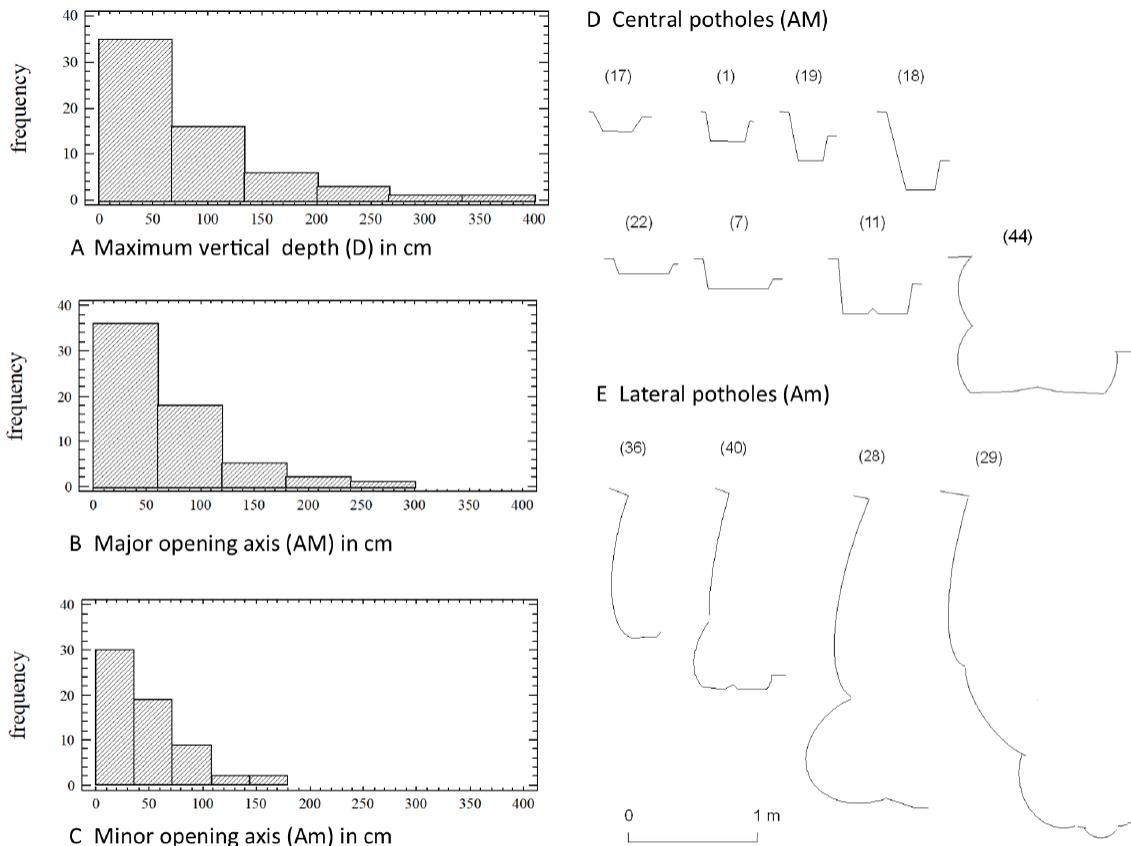


Figure 3: Features of the potholes recorded in the Loña reach ($n=62$). Histograms represent the absolute frequencies of the recorded values for the maximum vertical depth (A), the major opening axis (B) and the minor opening axis (C). Also presented the main types of profiles in the central (D) and lateral potholes (E). The numbers in brackets refer to the number of the potholes in the inventory.

Figura 3: Características de las marmitas en el tramo del Loña ($n=62$). Los histogramas representan las frecuencias absolutas de los valores registrados para la profundidad máxima vertical (A), el eje mayor de apertura (B) y el eje menor de apertura (C). También se muestran los tipos principales de la morfología de los perfiles en las marmitas centrales (D) y laterales (E); los números entre paréntesis indican el número de la marmita en el inventario.

convex micro-relief, and stepped cross-sections including multiple levels of erosive sequences (Fig. 3D and 3E). Their position in the lateral or central areas of the bedrock channel also determines the existence of submerged and semi-submerged forms. Near the study site, in the urban reach of the Miño River across the city of Ourense (Álvarez-Vázquez and De Uña-Álvarez, 2015), potholes developed in the bedrock with $D=20$ cm present asymmetrical profiles (trapping pebbles), and when D achieves 40 cm (being $A \leq D$) retain deposits of more than 10 cm of sediments (vertical thicknesses).

Alike the more developed potholes described in the Orange River (Springer *et al.*, 2006), many potholes in the selected reach have inner surfaces with sections of polished rock and only preserve a part of their walls. The configuration of the potholes in the study site is very affected by the discontinuities of the rock, appearing morphologies similar to drop, kidney, truncated, confined, multi-joint, and teardrop potholes, as formerly described in the Bedrock Rivers of the Spanish Central System (Ortega *et al.*, 2014). In the Loña reach (Fig. 4), the potholes with smaller dimensions are always located in the middle of the bed-

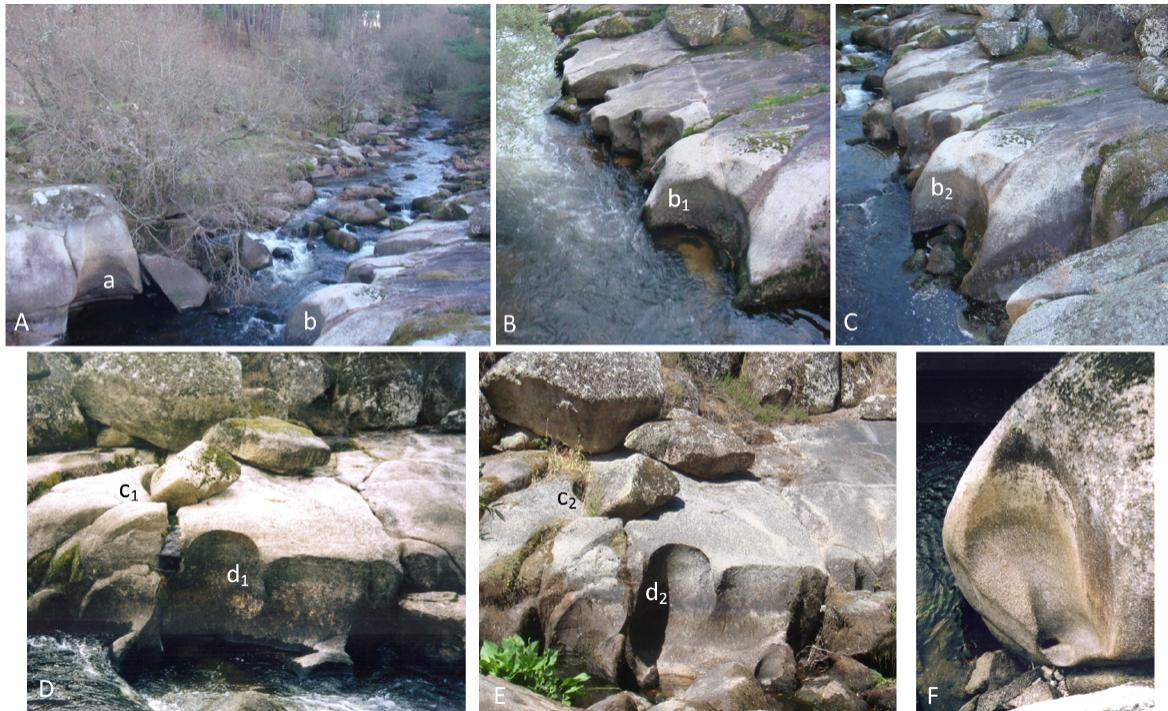


Figure 4: Some examples of potholes inventoried in the Loña reach. A) lateral potholes, a) big pothole with maximum vertical depth of 2.7 m and major opening axis of 1.9 m, b) compound pothole with blocks and pebbles, maximum vertical depth of 1.8 m and major opening axis of 2.0 m. B and C, the pothole b in early spring (b_1) and early summer (b_2). D) pothole covered by a block (c_1) with maximum vertical depth of 78 cm, and tube shape pothole (d_1) with maximum vertical depth of 1.2 m (early spring). E) the same potholes refer to c_2 and d_2 (early summer). F) singular pothole, with maximum vertical depth of 1.8 m and major opening axis of 1.3 m.

Figura 4: Algunos ejemplos de marmitas inventariadas en el tramo del río Loña. A) marmitas laterales, a) gran marmita con 2.7 m de profundidad máxima vertical y 1.9 m en el eje mayor de apertura, b) marmita compuesta con bloques y cantos, con 1.8 m de profundidad máxima vertical y 2.0 m en el eje mayor de apertura. B y C, la marmita b al comienzo de la primavera (b_1) y al comienzo del verano (b_2). D) marmita cubierta por un bloque (c_1) con 78 cm de profundidad máxima vertical, y marmita tubular (d_1) con 1.5 m de profundidad máxima vertical (comienzo de la primavera). E) las mismas marmitas identificadas por c_2 y d_2 (al comienzo del verano). F) marmita con forma singular, con 1,8 m de profundidad máxima vertical y 1.3 m en el eje mayor de apertura.

rock channel; these central potholes include forms with $A > D$ (maximum values for D is 25 cm) and forms with $A \geq D$ (maximum values for D is 60 cm). Other central potholes and lateral potholes (located in the walls of the channel) are forms with $A \geq D$ (maximum value for D is 1.10 m); lateral potholes frequently present an open-tube shape. The potholes with larger dimensions are always located in the walls of the bedrock channel being always compound and coalescent forms with $D > A$ (maximum value for D is 4 m); these potholes barely retain sediments or sediments are gathered below boulders and pebbles.

Biggest potholes developed in the undulated walls are opened cavities (D between 2 m and 4 m), with very scarce capacity to retain sediments. The potholes developed in lateral or central sectors of the bedrock channel (D between 26 cm and 1 m) have capacity to trap pebbles and sediments that ranges from 15 to 50 cm (vertical depth of storage). This feature makes them suitable for an exploratory study of their trapped sediments. Thus, six potholes were selected for it, considering the best conditions of the trapped particles for sampling. At the time of sampling (Fig. 5), three potholes were located above the flow level in the bank of the bedrock channel, and so, they were dry (M02, 311 m a.s.l.; M03, 315 m a.s.l.; and M05, 311 m a.s.l.); one pothole, a multi-level sculpted form in the rock walls

of the bedrock channel (M01, 310 m a.s.l.), was partially submerged; and two potholes, in the low-central sector of the bedrock channel (M04, 310 m a.s.l., and M06, 329 m a.s.l.), were flooded.

4.2. Analysis of trapped sediments

The grain texture of the sediments is dominated by sands (average $\approx 60\%$) and gravels (average $\approx 40\%$); the fine fraction (< 0.063 mm) was very scarce, in average a 0.4% of dry weight. This textural distribution (Fig. 5) is frequent in bedrock channels, accumulating coarse sediments from sand size upwards. According to Tinkler and Wohl (1998). This coarse sediment accumulation is caused by high-energy systems where the capacity of the channel to trap sediments is typically restricted to rock cavities. The mineralogical composition of the sandy fraction (< 2 mm) is dominated by silica (74-84%); the proportion of feldspars (microcline, 9-12%, and albite, 5-10%) accounted from 14 to 22%, and the results also show a lesser proportion of micaceous minerals (muscovite, 2-3%). This mineralogical composition is reflecting the igneous origin of the sediments from the granites and granodiorites of the basin (Capdevila and Floor, 1970; Barrera Morate *et al.*, 1989). The parental rock also seems to represent the driver determining the abundance of major

Table 1: Composition of major elements in the sediments, compared with references. Data provided in %.

Tabla 1: Composición de los elementos mayoritarios en los sedimentos. Datos expresados en %.

Element	Loña Min-(Median)-Max	Local rocks ^(a)	UCC ^(b)
Al	4.3-(4.9)-6.2	7.1-7.7	8.2
Ca	0.07-(0.10)-0.12	0.29-0.66	2.6
Fe	0.33-(0.39)-0.49	0.5-2.0	3.9
K	2.5-(3.0)-3.5	2.9-4.1	1.2
Mg	0.03-(0.05)-0.06	0.06-0.20	1.5
Na	0.9-(1.0)-1.3	2.2-3.1	2.4
Si	39-(41)-42	34-35	31.1

(a) Barrera Morate *et al.* (1989) composition of local granites and granodiorites.

(b) Rudnick and Gao (2003) composition of the upper continental crust.

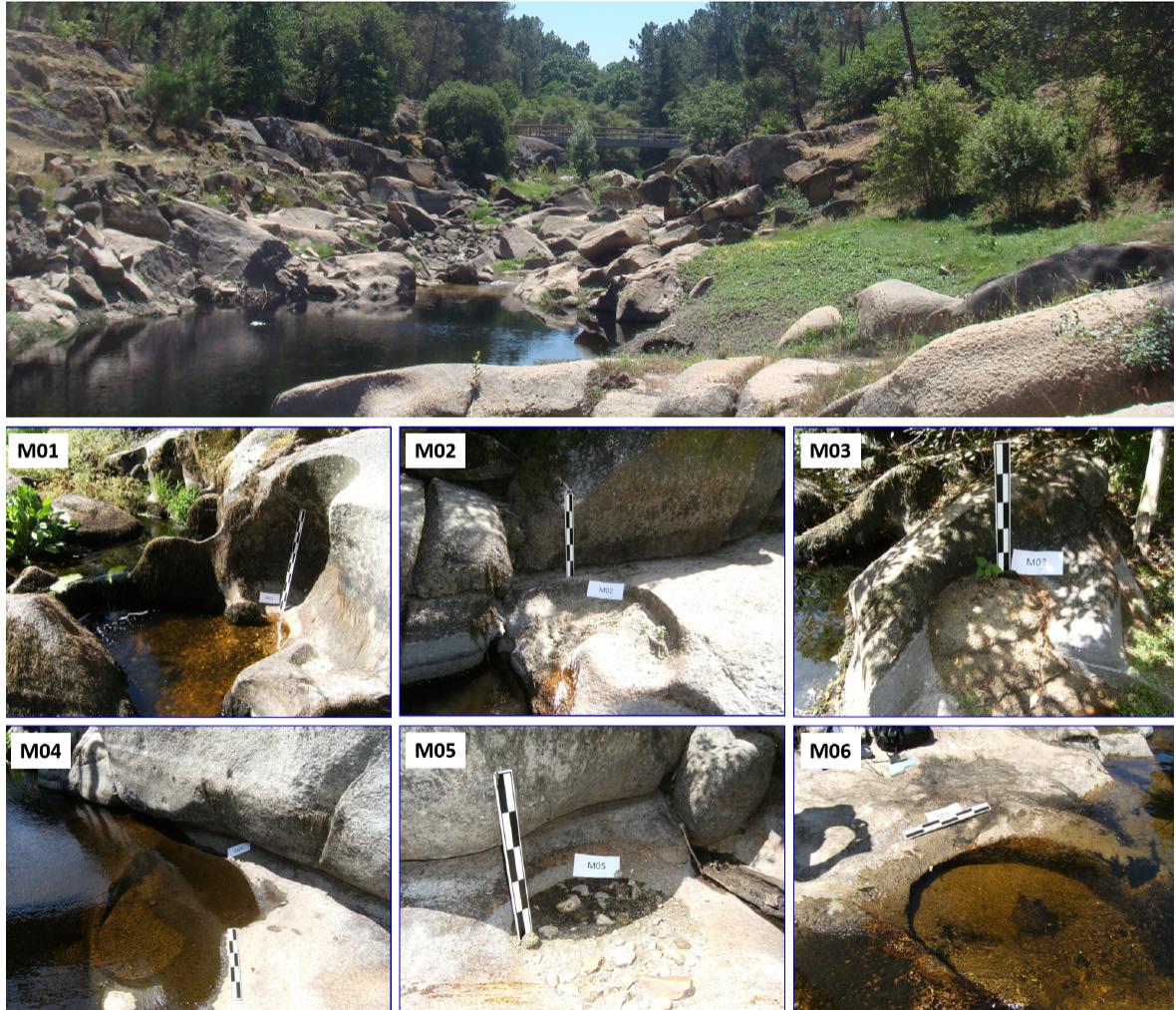


Figure 5: General view of the reach from west and images of the sampled potholes (M01 to M06) in the moment of sediment sampling (before collection).

Figura 5: Vista general del tramo desde el oeste e imágenes de las marmitas muestreadas (de la M01 a la M06) en el momento del muestreo de sedimentos (antes de la recolección).

elements in the samples: four elements accounts for around a 50% of the bulk composition, i.e. in decreasing average order, Si (41%), Al (5%), K (3%) and Na (1%). Typical major constituents are over here in the range of minor concentrations (less than about a 1% until a 0.01% of the samples), to wit: Fe (0.4%), Ca (0.1%), and Mg (0.05%). Considering that basically sand (quartz) is composing the samples under study (containing the refractory silica of the parental rock), the results presented in Table 1 show enrichment in Si and depletion in the other major constituents. The cause

might be the weathering of the less resistant minerals into fine particles, which have been transported downstream.

This linkage with the rock mineral composition is also highlighted by the cluster analysis (Fig. 7). Almost all the studied major constituents (except Si) are grouped with the potassium-rich alkali feldspar microcline (MIC). They are also related, in a lesser extent, with the plagioclase feldspar albite (ALB) and the micaceous hydrated phyllosilicate muscovite (MUS). The variation of trace elements con-

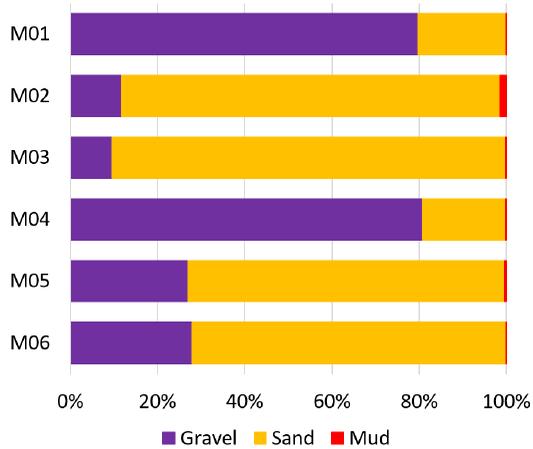


Figure 6: Grain texture of the sediments trapped by potholes. The bars indicate the relative frequency (%) of the separated fractions, i.e. gravel (> 2 mm), sand (< 2 mm and > 0.063 mm) and mud (< 0.063 mm).

Figura 6: Granulometría de los sedimentos atrapados por las marmitas de erosión. Las barras indican la frecuencia relativa (%) de las fracciones separadas, i.e. gravas (> 2 mm), arenas (entre 2 y 0.063 mm) y fangos (< 0.063 mm).

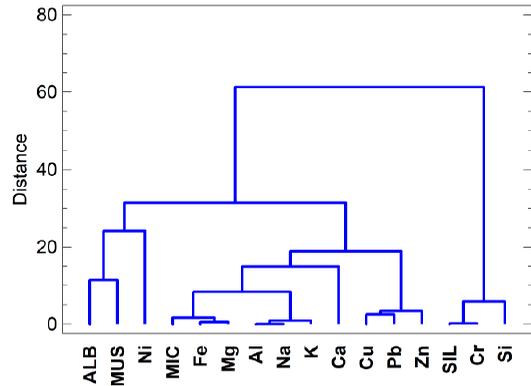


Figure 7: Dendrogram from clustering (Ward's Method, Squared Euclidean) showing the linkage between mineralogy (i.e. ALB is albite, MIC is microcline, MUS is muscovite and SIL is silica), major elements (i.e. Al, Ca, Fe, K, Mg, Na and Si) and trace elements (i.e. Cu, Cr, Ni, Pb and Zn) in the sediments (fraction < 2 mm) trapped by potholes.

Figura 7: Dendrograma resultado del análisis clúster (método de Ward, distancia euclídea al cuadrado) mostrando las relaciones entre la mineralogía (i.e. ALB es albite, MIC es microclina, MUS es moscovita y SIL es sílice), los elementos mayoritarios (i.e. Al, Ca, Fe, K, Mg, Na y Si) y los elementos traza (i.e. Cu, Cr, Ni, Pb y Zn) en los sedimentos (fracción < 2 mm) atrapados por las marmitas de erosión.

Table 2: Trace elements statistics in the Loña River potholes sediment samples, also compared with several references.

Tabla 2: Estadísticas de los elementos traza en los sedimentos atrapados en marmitas de erosión del río Loña, comparados con varias referencias.

	Cr (mg kg ⁻¹)	Cu (mg kg ⁻¹)	Ni (mg kg ⁻¹)	Pb (mg kg ⁻¹)	Zn (mg kg ⁻¹)
Average	29.3	17.5	10.6	21.9	28.9
Standard deviation	16.5	7.5	3.0	6.9	9.2
Minimum	9.8	9.5	6.6	13.6	12.1
Median	27.0	16.4	10.3	21.5	29.9
Maximum	50.6	29.0	15.1	33.3	38.3
UCC ^(a)	92	28	47	17	67
Galician sediments ^(b)	22.9	14.7	29.2	21.0	48.3
Galician estuarine sediments ^(c)	41-101	10-27	12-47	18-50	70-100
Spanish floodplain sediments ^(d)	61.6	22.6	27.9	42.5	80.7

(a) Rudnick and Gao (2003) composition of the upper continental crust.

(b) Macías Vázquez and Calvo de Anta (2009), total fraction in uncontaminated areas, average + 2SD.

(c) Álvarez-Vázquez *et al.* (2020; 2017a), muddy flats, Álvarez-Vázquez *et al.* (2014; 2018), <0.063 mm fraction, background values. (d) Locutura Rupérez *et al.* (2012), <0.063 mm fraction, background values.

tent in the <2 mm fraction of the sediments is also related to the rock mineralogy. Three groups can be differentiated in the cluster analysis (Fig. 7): (i) Cr is in a group with the refractory quartz (silica) and thus with Si. The most numerous group of variables (ii) is related with microcline, the second most abundant mineral in the samples (i.e. 9-12%). In this group, with major constituents (i.e. Al, Ca, Fe, K, Na and Mg), the trace elements (i.e. Cu, Pb and Zn) seem to be part of a subgroup. Variations are principally related to the mineralogical composition, but any hidden factor can be behind the distribution of Cu, Pb and Zn. (iii) Ni is clustered with albite and muscovite. The contents of trace elements are, in general, similar to or even below different background values (see statistics and comparison with references in Table 2).

The results from the rank correlations (Spearman coefficients with p-value < 0.05) indicated strongly direct associations for Al and Na (0.98), Al and K (0.98), Mg and Fe (0.92), P and Ca (0.92); and they were of negative sign for Si and Al (-0.94), Si and K (-0.88), Si and Na (-0.92). The analysis of the data reported that standard skewness and kurtosis, for each of the selected data variables, was within the range of -2 to +2. Testing a Pearson product moment correlation between each pair of variables only statistically significant non-zero direct correlations will be further presented (P-values below 0.05, 95% confidence level). The results are coherent with the mineral composition of the samples. In the one hand, microcline is correlated with Fe ($r = 0.84$) and

Mg ($r = 0.91$), within this group Fe also show a correlation with Na (0.83) and Mg (0.93); Mg with Al (0.87), Na (0.92) and Pb (0.90); while silica only with Cr (0.98) and muscovite and albite did not present any statistically significance correlation with the variables under study. In the other hand, there is a statistically significant linear relationship between Cu, Pb and Zn ($r > 0.82$). This correlation between these three last elements, together with the results of the cluster analysis (Fig. 7) indicate that the variation in their contents cannot be explained only by the natural variation of the mineralogy.

The fine fraction (<0.063 mm) is frequently employed in environmental assessment “to reduce the confounding effects of variable grain size and to ensure comparability of spatial and temporal data for pollutant dispersion” (Birch and Lee, 2020). To compare, the fine fraction of samples M02 and M05 was analysed by FAAS (i.e. Al and Fe) and ETAAS (i.e. Cu, Pb and Zn). Precise results are presented in Table 3. Only the two aforementioned samples provided enough quantity of fine sediments to perform the analysis (the fine fraction was 1.4% and 0.4%, respectively). Major elements (i.e. Al and Fe), presented a different behaviour. The contents of Al in the fine fraction were moderately lower but similar to those in the <2 mm fraction (in a factor of 0.9 for M02 and 0.8 for M05). Unlike, Fe is enriched in the fine fraction, in a factor of 6.0 in M02 and 2.2 in M05. The weathering of the most mobile minerals can explain the loss of Al, being exported downstream as fine

Table 3: Composition comparison between the sandy (<2 mm) and fine (< 0.063 mm) fractions of the sediments.
Tabla 3: Comparación de la composición entre las fracciones arenosa (<2 mm) y fina (< 0,063 mm) de los sedimentos.

Sample (fraction)	Al (%)	Fe (%)	Cu (mg kg ⁻¹)	Pb (mg kg ⁻¹)	Zn (mg kg ⁻¹)
M02 (<2 mm)	6.2	0.44	29.0	33.3	38.3
M02 (< 0.063 mm)	5.7	2.62	47.7	106.8	455.0
M05 (< 2 mm)	6.1	0.49	22.3	23.8	35.5
M05 (< 0.063 mm)	5.0	1.09	19.7	44.9	119.7
Ref. SPM Galician Rivers ^(a)	3.9-5.0	6.2-34.3	29-42	18-29	14-53

(a) SPM contents in pristine rivers, from Álvarez-Vázquez *et al.* (2016; 2017b).

clay particles, given that Al is usually more abundant in fines (Birch, 2020). The retention and enrichment of Fe might be driven by two possible processes forming coatings over sand surfaces: (i) trapped in Fe-oxyhydroxides (Tessier *et al.*, 1985) or/and (ii) stabilized by adsorption over surfaces in the form of organic matter-Fe complexes, an ordinary and significant process of Fe stabilization e.g. in soils (Chen *et al.*, 2014); being very immature sediments in oxygenic conditions, Fe is unexpected to be affected by post-depositional migrations. Except Cu in sample M05 (factor 0.9), the contents of trace elements were generally higher in the fine fraction, when compared with the < 2 mm fraction. This is: Cu was 1.6 times higher in the fine fraction of M05, Pb enrichment was 3.2 and 1.9 times higher in M02 and M05 respectively, and Zn contents were 11.9 times (in M02) and 3.4 times (in M05). This fact supports the hypothesis that the aforementioned hidden factor contributing to the variability of Cu, Pb and Zn could represent contamination. However, the metal-Fe ratios are similar between fractions, thus more data is needed to asseverate a contamination state.

These results point to a higher accumulation of trace metals as more abundant is the fine fraction, and this enrichment could be related with the behaviour of Fe. Trace elements can be stabilised by organic matter, trapping trace elements in Fe-oxyhydroxides or by the formation of ternary complexes over the Fe-oxyhydroxides (Tessier *et al.*, 1985). Consequently, Fe and trace elements can be enriched in the fine fraction by common sinking processes in quiet water masses like lakes. During the wet season the area is subjected to turbulent waters, but in summer the flow is low and, as observed in Fig. 5, the potholes are dry (losing water by evaporation) or flooded by quiet water. Possible processes are the adsorption to hydrous oxides of Fe, complexation with suspended particulate matter (particularly organic) and the uptake by phytoplankton (Borg, 1995). Note that the studied river reach is in the tail of a dam (commonly flooded by the reservoir waters). Reservoirs

possess a high capacity to trap both particulate and dissolved matter transported by rivers (Álvarez-Vázquez *et al.*, 2017). The fine fraction might be detecting some degree of contamination by Cu, Pb and Zn (Tables 2 and 3). This is particularly clear in the fine fraction of the sample M02, where the possible contamination is undetectable in the coarser <2 mm fraction.

5. Conclusion

Between the great diversity of the fluvial potholes, some of them present capacity to trap sediments. As result from this exploratory study, the characterization of the potholes as sediment traps need to consider their morphological configuration because it determines the possibility to store sediments. The position of the potholes regarding the bedrock channel also represents an important factor. In the studied site, the potholes that present conditions as sediment traps are located in the central and lateral sectors of the bedrock channel. They have a maximum vertical depth from 25 cm to 1 m, and preserve (totally or partially) their walls. The sediments trapped by these fluvial potholes are considered as representative concerning current dynamics in a small bedrock river.

The analysis of the mineralogy and the contents of major and trace elements from fluvial potholes reveals they are principally composed of a coarse-medium texture of sand-size and upward. The results indicated that the <2 mm fraction of the sediments is, as expected, reflecting the mineralogy of the source rock. Trace elements provided more information than major constituents did. While major constituents are related with the feldspar microcline, trace elements form three groups: a first one containing Ni related to albite and muscovite; a second containing Cr and linked to the quartz of sand; and a third linked to the microcline including Cu, Pb, and Zn. These last three elements reveal some hidden factor that could be related with some anthropogenic source of contamina-

tion. The fine fraction pointed to offer a more significant potential to detect contamination, which could be diluted in the sandy fraction of sediments. It is recommended to adapt the collection of samples to the requirements of the analytical technique because of the scarcity of fine particles in this type of systems. Expert based knowledge and on-site evaluation of the sediments is critical, e.g. to collect enough quantity of the rough sample for further analyses, considering that, the common abundance of the fine fraction may be below a 1% of the total.

The sediments trapped by fluvial potholes, with prevalence of the sand fraction, can be suitable to be used as environmental indicators of small bedrock rivers, even the statistical analysis of the less sensitive <2 mm fraction can be indicating the influence of any other factors, not only the mineral composition of sediments, in the contents of Cu, Pb and Zn. However, some questions should be boarded in future works. The fine fraction of sediments (<0.063 mm) concentrates common contaminants like Cu, Pb, and Zn, but this fraction is scarce in bedrock rivers; in consequence, in the study of bulk sediments the contamination might be obscured by dilution in the abundance of sandy quartz. Can the fine fraction be more suitable to detect and trace contamination? Fine sediments may have their origin in the weathering of parental rocks, but also in coatings and biofilms that have been detached in the drying-sieving process of the sample; as observed in the samples M02 and M05 the genesis of the fine fraction concentrates common contaminant elements. Like so, the question relies in the most adequate procedure to estimate background values and the selection of (e.g.) sample fractions or an appropriate reference element. Sediments trapped by potholes showed potential to be used as environmental indicators, but only after a careful selection of samples to get enough fine sediment to perform analysis, because this fraction seems to provide a better capacity to detect contamination. Forthcoming works will relay in the exploration of the sediment composition, de-

veloping procedures to set background values to determine contamination extent. This will allow detecting contamination hot-spots and critical areas of actuation, to provide valuable information for policy making and environmental management.

Acknowledgment

This research was partially financed by the project 'State of Geomorphological Heritage within the Thermal Surroundings of Ourense', reference INOU15-02, funded by the Vicerectorado do Campus de Ourense (University of Vigo) and the Diputación de Ourense. M.A. Álvarez-Vázquez is supported by the Xunta de Galicia through the postdoctoral grant #ED481B-2019-066.

References

- Alexander, H.S. (1932). Pothole erosion. *Journal of Geology*, 40, 305-337. <https://doi.org/10.1086/623954>
- Álvarez-Iglesias, P., Andrade, A., Rey, D., Quintana, B., Bernabéu, A., López-Pérez, A., Rubio, B. (2020). Assessment and timing of the anthropogenic imprint and fisheries richness in marine sediments from Ría de Muros (NW Iberian Peninsula). *Quaternary International*, 566-567, 337-356. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.05.005>
- Álvarez-Vázquez, M.A., De Uña-Álvarez, E. (2015). Recursos Geomorfológicos: Evolución Morfológica de las Marmitas de Erosión en el Miño Medio. *Actas do VII Simpósio Ibérico sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Minho*. Câmara Municipal de Vila Nova de Cerveira, Portugal, 1-5.
- Álvarez-Vázquez, M.A., De Uña-Álvarez, E. (2017). Growth of sculpted forms in bedrock channels (Miño River, northwest Spain). *Current Science*, 112 (5), 996-1002. <https://doi.org/10.18520/cs/v112/i05/996-1002>
- Álvarez-Vázquez, M.A., Bendicho, C., Prego, R. (2014). Ultrasonic slurry sampling combined with total reflection X-ray spectrometry for multi-elemental analysis of coastal sediments in a ria system. *Microchemical Journal*, 112, 172-180. <https://doi.org/10.1016/j.microc.2013.09.026>

- Álvarez-Vázquez, M.A., Prego, R., Ospina-Álvarez, N., Caetano, M., Bernardez, P., Doval, M., Filgueiras, A.V., Vale, C. (2016). Anthropogenic changes in the fluxes to estuaries: Wastewater discharges compared with river loads in small rias. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 179, 112-123. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.08.022>
- Álvarez-Vázquez, M.A., Prego, R., Caetano, M., De Uña-Álvarez, E., Doval, M., Calvo, S., Vale, C. (2017). Contributions of trace elements to the sea by small uncontaminated rivers: Effects of a water reservoir and a wastewater treatment plant. *Chemosphere*, 178, 173-186. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2017.03.053>
- Barrera Morate, J.L., González Lodeiro, F., Marquínez García, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Maciá, J.G. de. (1989). *Memoria del mapa geológico de España, Escala 1:200.000, Ourense/Verín*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, 284 pp.
- Biggs, J., Von Fumetti, S., Kelly-Quinn, M. (2017). The importance of small waterbodies for biodiversity and ecosystem services: Implications for policy makers. *Hydrobiologia*, 793 (1), 3-39. <https://doi.org/10.1007/s10750-016-3007-0>
- Birch, G. (2020). An assessment of aluminum and iron in normalisation and enrichment procedures for environmental assessment of marine sediment. *Science of the Total Environment*, 727, 138123. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.138123>
- Birch, G., Lee, J. (2020). The use of sedimentary metal data in predictive modelling of estuarine contamination, assessment of environmental condition and pollutant source identification (Narrabeen lagoon, Sydney, Australia). *Environmental Science and Pollution Research*, 27, 43685-43699. <https://doi.org/10.1007/s11356-020-10279-0>
- Borg, H. (1995). Trace elements in lakes. In: B. Salbu and E. Steinnes (Eds.), *Trace elements in natural waters*. CRC Press, 177-201.
- Brunhes, J. (1899). Sur les marmites des îlots granitiques de la cataracte d'Assouan (Haute-Egypte). *Compte Rendus de l'Académie des Sciences*, 129, 345-357.
- Capdevila, R., Floor, P. (1970). Les different types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord de l'Espagne. *Boletín Geológico y Minero*, LXXXI-II-III, 215-225.
- CEDEX. (2004). Directiva 2000/60/CE, Análisis de las características de las demarcaciones, Caracterización de los tipos de ríos y lagos. *Centro de Estudios y de Experimentación de Obras Públicas*, Madrid, 100 pp.
- Chen, C., Dynes, J.J., Wang, J., Sparks, D.L. (2014). Properties of Fe-organic matter associations via coprecipitation versus adsorption. *Environmental Science & Technology*, 48 (23), 13751-13759. <https://doi.org/10.1021/es503669u>
- CHMS. (2020). Documentos de planificación 2015-2021. *Confederación Hidrográfica Miño-Sil*. https://www.chminosil.es/images/reciente/Documentos_%20iniciales_MINO_SIL_V_DEF.pdf [Accessed 17 February 2020]
- Das, B.C. (2018). Development of Streambed Potholes and the Role of Grinding Stones. *Journal of Environmental Geography*, 11 (1-2), 9-16. <https://doi.org/10.2478/jengeo-2018-0002>
- De Uña-Álvarez, E. (2001). El clima. In: A. *Precedo Ledo and J. Sancho Comíns (Dir.), Atlas de Galicia (I) Medio natural*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 137-155.
- De Uña-Álvarez, E., Vidal-Romaní, J.R., Rodríguez Martínez-Conde, R. (2009). Erosive forms in river systems. In: *Advances in Studies on Desertification (A. Romero, F. Belmonte, F. Alonso, and F. López, eds.)*. Editum, Murcia, 465-468.
- Dumas, C., Ludwig, W., Aubert, D., Eyrolle, F., Raimbault, P., Gueneugues, A., Sotin, D. (2015). Riverine transfer of anthropogenic and natural trace metals to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Applied Geochemistry*, 58, 14-25. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2015.02.017>
- Dupré, B., Gaillardet, J., Rousseau, D., Allègre, C.J. (1996). Major and trace elements of river-borne material: The Congo Basin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(8), 1301-1321. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00043-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00043-9)
- Elznicová, J., Grygar, M.T., Popelka, J., Sikora, M., Novák, P., Hošek, M. (2019). Threat of Pollution Hotspots Reworking in River Systems: Case Study of the Ploučnice River (Czech Republic). *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 8 (1), 37. <https://doi.org/10.3390/ijgi8010037>
- Elston, E.D. (1917a). Potholes: their variety, origin and significance (I). *The Scientific Monthly*, V, 554-567.
- Elston, E.D. (1917b). Potholes: their variety, origin and significance (II). *The Scientific Monthly*, VI, 37-51.

- Falkenmark, M. (1997). Society's interaction with the water cycle: a conceptual framework for a more holistic approach. *Hydrological Sciences Journal*, 42 (4), 451-466. <https://doi.org/10.1080/02626669709492046>
- Fryirs, K.A., Brierley, G.J. (2012). *Geomorphic analysis of river systems: An approach to reading the landscape*. Wiley-Blackwell, Chichester, 360 pp. <https://doi.org/10.1002/9781118305454>
- Gaillardet, J, Dupré, B., Viers, J. (2003). Trace Elements in River Waters. In: *J.I. Drever (Ed.), Treatise on Geochemistry*, volume 5. Elsevier Science, San Diego, 225-272. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05165-3>
- Geiki, A. (1865). *The Scenery of Scotland*. Macmillan, London, 360 pp.
- Guinoiseau, D., Bouchez, J., Gélabert, A., Louvat, P., Filizola, N., Benedetti, M.F. (2016). The geochemical filter of large river confluences. *Chemical Geology*, 441, 191-203. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.08.009>
- Grygar, T.M., Elznicová, J., Lelková, T., Kiss, T., Balogh, M., Strnad, L., Navrátil, T. (2017). Sedimentary archive of contamination in the confined channel of the Ohře River, Czech Republic. *Journal of Soils and Sediments*, 17, 2596-2609. <https://doi.org/10.1007/s11368-017-1664-x>
- Håkanson, L. (2006). A dynamic model for suspended particulate matter (SPM) in rivers. *Global Ecology and Biogeography*, 15, 93-107. <https://doi.org/10.1111/j.1466-822X.2006.00196.x>
- Håkanson, L., Mikrenska, M., Petrov, K., Foster, I. (2005). Suspended particulate matter (SPM) in rivers: Empirical data and models. *Ecological Modelling*, 183 (2-3), 251-267. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2004.07.030>
- Helios Rybicka, E., Adamiec, E., Aleksander-Kwarczak, U. (2005). Distribution of trace metals in the Odra River system: Water-suspended matter-sediments. *Limnologica*, 35 (3), 185-198. <https://doi.org/10.1016/j.limno.2005.04.002>
- Hodge, R.A., Hoey, T.B., Sklar, L.S. (2011). Bed load transport in bedrock rivers: The role of sediment cover in grain entrainment, translation, and deposition. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 116, F04028. <https://doi.org/10.1029/2011JF002032>
- Ives, R.L. (1948). Plunge pools, potholes and related features. *Rocks and Minerals*, 23, 3-10.
- James, L.A., Marcus, W.A. (2006). The human role in changing fluvial systems: Retrospect, inventory and prospect. *Geomorphology*, 79 (3-4), 152-171. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.017>
- Ji, S., Zeng, W., Li, L., Ma, Q., Feng, J. (2019). Geometrical characterization of stream potholes in sandstone from the Sunxi River (Chongqing, China) and implications for the development of bedrock channels. *Journal of Asian Earth Sciences*, 173, 374-385. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.01.037>
- Kanhaiya, S., Singh, S., Singh, C. K., Srivastava, V. K. (2019). Pothole: a unique geomorphological feature from the bedrocks of Ghaghghar River, Son valley, India. *Geology, Ecology, and Landscapes*. <https://doi.org/10.1080/24749508.2018.1558018>
- Kronvang, B., Wendland, F., Kovar, K., Fraters, D. (2020). Land Use and Water Quality. *Water*, 12, 2412. <https://doi.org/10.3390/w12092412>
- Lorenc, M.W., Muñoz Barco, P., Saavedra Alonso, J. (1994). The evolution of potholes in granite bedrock, W Spain. *Catena*, 22, 265-274. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(94\)90037-X](https://doi.org/10.1016/0341-8162(94)90037-X)
- Lorenc, M.W., Muñoz Barco, P., Saavedra Alonso, J. (1995). Marmitas de gigante en el valle del río Jerte como ejemplo de erosión fluvial intensiva por remolinos e influencia tectónica en su distribución y morfología. *Cuaternario y Geomorfología*, 9 (1/2), 17-26.
- Martín-González, F. (2009). Cenozoic tectonic activity in a Variscan basement: Evidence from geomorphological markers and structural mapping (NW Iberian Massif). *Geomorphology*, 107, 210-225. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.12.008>
- Messerli, B., Grosjean, M., Hofer, T., Nuñez, L., Pfister C. (2000). From nature-dominated to human-dominated environmental changes. *Quaternary Science Reviews*, 19 (1-5), 459-479. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00075-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00075-X)
- Meybeck, M., Helmer, R. (1989). The quality of rivers: from pristine stage to global pollution. *Global and Planetary Change*, 1 (4), 283-309. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(89\)90007-6](https://doi.org/10.1016/0921-8181(89)90007-6)
- Moatar, F., Abbott, B.W., Minaudo, C., Curie, F., Pinay, G. (2017). Elemental properties, hydrology, and biology interact to shape concentration-discharge curves for carbon, nutrients, sediment, and major ions. *Water Resources Research*, 53, 1270-1287. <https://doi.org/10.1002/2016WR019635>
- Nemec, W., Lorenc, M.W., Saavedra Alonso, J. (1982). Potholed granite terrace in the río Salor valley, western Spain: a study of bedrock erosion by floods. *Tecniterrae*, 50, 6-21.

- Ortega Becerril, J.A., Durán Valseiro, J.J. (Eds.) (2010). *Patrimonio geológico: los ríos en roca de la Península Ibérica*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 497 pp.
- Ortega, J.A., Gómez-Heras, M., Pérez-López, R., Wohl, E.E. (2014). Multiscale structural and lithologic controls in the development of stream potholes on granite bedrock rivers. *Geomorphology*, 204, 588-598. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.09.005>
- Ortega-Becerril J. A., Gómez-Heras, M., Fort, R., Wohl, E.E. (2017). How does anisotropy in bedrock river granitic outcrops influence pothole genesis and development? *Earth Surface Processes and Landforms*, 42 (6), 956-968. <https://doi.org/10.1002/esp.4054>
- Rice, K.C. (1999). Trace-Element Concentrations in Streambed Sediment Across the Conterminous United States. *Environmental Science and Technology*, 33 (15), 2499–2504. <https://doi.org/10.1021/es990052s>
- Richardson, K., Carling, P.A. (2005). *A Typology of Sculpted Forms in Open Bedrock Channels*. *Geological Society of America*, Special paper 392, Boulder, Colorado, 108 pp. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2392-2.1>
- Silva, D. C., Bellato, C. R., Marques Neto, J. O., Fontes, M.P. F. (2018). Trace elements in river waters and sediments before and after a mining dam breach (Bento Rodrigues, Brazil). *Química Nova*, 41 (8), 857-866. <https://doi.org/10.21577/0100-4042.20170252>
- Springer, G.S., Tooth, S., Wohl, E.E. (2006). Theoretical modeling of stream potholes based upon empirical observations from the Orange River, Republic of South Africa. *Geomorphology*, 82 (1-2), 160-176. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.09.023>
- Tessier, A., Rapin, F., Carignan, R. (1985). Trace metals in oxic lake sediments: Possible adsorption onto iron oxyhydroxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49 (1), 183-194. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90203-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90203-0)
- Tinkler, J. K., Wohl, E. E. (Eds.) (1998). *Rivers over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*. American Geophysical Union, Washington D.C., 323 pp. <https://doi.org/10.1029/GM107>
- Tschang, H. (1957). Potholes in the river beds of North Taiwan. *Erdkunde*, XI(4), 292-303. <https://doi.org/10.3112/erdkunde.1957.04.05>
- Turowski, J.M. (2020) Mass balance, grade, and adjustment timescales in bedrock channels. *Earth Surface Dynamics*, 8, 103–122. <https://doi.org/10.5194/esurf-8-103-2020>
- Uddin, M.J., Jeong, Y.K. (2021). Urban river pollution in Bangladesh during last 40 years: potential public health and ecological risk, present policy, and future prospects toward smart water management. *Heliyon*, 7 (2), E06107. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2021.e06107>
- Udomsak, S., Choowong, N., Choowong, M., Vichai Chutakositkanon, V. (2021). Thousands of Potholes in the Mekong River and Giant Pedestal Rock from North-eastern Thailand: Introduction to a Future Geological Heritage Site. *Geoheritage*, 13 (5). <https://doi.org/10.1007/s12371-020-00524-w>
- Vegas, R. (2010). La continuación de la Cordillera Cantabro-Pirenaica en el borde atlántico de la Península Ibérica. *Geogaceta*, 48, 179-181.
- Verstraeten, G. (2019). *Human Impact on Historical Fluvial Sediment Dynamics in Europe*. <https://www.oxfordbibliographies.com/view/document/obo-9780199363445/obo-9780199363445-0122.xml> [Accessed 15 December 2020]. <https://doi.org/10.1093/obo/9780199363445-0122>
- Vidal-Romaní, J.R., Martelli, A., Fernández-Mosquera, D., De Uña, E., Yepes, J. (2005). Galicia Region: Landforms and Morphological Evolution of Granitic Areas. *Sixth International Conference on Geomorphology*, Zaragoza, 36 pp.
- Vidal-Romaní, J.R., Vaqueiro, M., Sanjurjo, J. (2014). Granite Landforms in Galicia. In: F. Gutiérrez and M. Gutiérrez, *Landscapes and Landforms of Spain*. Springer, Dordrecht, 63-69. https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7_4
- Viers, J., Dupré, B., Gaillardet, J. (2009). Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: New insights from a new database. *Science of the Total Environment*, 407 (2), 853-868. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2008.09.053>
- Vital, H., Stattegger, K. (2000). Major and trace elements of stream sediments from the lowermost Amazon River. *Chemical Geology*, 168 (1-2), 151-168. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00191-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00191-1)
- Viveen, W., Braucher, R., Bourlés, D., Schoorl, J., Veldkamp, A., Van Balen, R., Wallinga, J., Fernandez Mosquera, D., Vidal Romaní, J., Sanjurjo Sanchez, J. (2012). A 0.65 Ma chronology and incision rate assessment of the NW Iberian Miño River terraces based on ¹⁰Be and luminescence dating. *Global and Planetary Change*, 94-95, 82 - 100. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.07.001>

- Viveen, W., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., van Balen, R.T. (2014). Modelling the impact of regional uplift and local tectonics on fluvial terrace preservation. *Geomorphology*, 210, 119-135. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.12.026>
- Wentworth, C.K. (1944). Potholes, pits and pans: subaerial and marine. *Journal of Geology*, 52, 117-130. <https://doi.org/10.1086/625198>
- Whipple, K.X., Hancock, G.S., Anderson, R.S. (2010). River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geological Society of America Bulletin*, 112 (3), 490-503. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<490:RIIBMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<490:RIIBMA>2.0.CO;2)
- Wilkinson, W. B., Leeks, G.J.L., Morris, A., Walling, D.E. (1997). Rivers and coastal research in the Land Ocean Interaction Study. *Science of the Total Environment*, 194-195, 5-14. [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(96\)05350-8](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(96)05350-8)
- Wohl, E.E. (2015). Particle dynamics: The continuum of bedrock to alluvial river segments. *Geomorphology*, 241, 192-208. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.04.014>
- Wohl, E.E. (2020). *Rivers in the Landscape*. Wiley, Hoboken, Second edition, 500 pp. <https://doi.org/10.1002/9781119535409>
- Wohl, E.E., Merritt, D.M. (2001). Bedrock channel morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 113 (9), 1205-1212. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1205:BCM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1205:BCM>2.0.CO;2)
- Xu, F., Liu, Z., Cao, Y., Qiu, L., Feng, J., Xu, F., Tian, X. (2017). Assessment of heavy metal contamination in urban river sediments in the Jiaozhou Bay catchment, Qingdao, China. *Catena*, 150, 9-16. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.11.004>
- Yepes Temiño, J. (2002). Geomorfología de un sector comprendido entre las provincias de Lugo y Ourense. *Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Serie Nova Terra, A Coruña*, 273 pp.

Recibido el 21 de abril de 2021
Aceptado el 25 de mayo de 2021



El patrimonio glaciar y periglaciar del Geoparque Mundial UNESCO Montañas do Courel (Galicia)

*The glacial and periglacial heritage of the Courel Mountains UNESCO
Global Geopark (Galicia)*

Pérez-Alberti, A. ⁽¹⁾

(1) Departamento de Edafología e Química Agrícola. Facultade de Bioloxía. Universidade de Santiago de Compostela. Campus Vida. 15782. Santiago de Compostela, España. augusto.perez@usc.es

Resumen

Las Montañas do Courel se encuentran en Galicia, en el Noroeste de la Península Ibérica, entre las coordenadas 42, 715° N; 42,32° N y 7,023° O; 7,42° O. Su relieve se caracteriza por la existencia de un conjunto de valles encajados e interfluvios estrechos que se alargan prácticamente de Norte a Sur. Litológicamente dominan las pizarras, cuarcitas y calizas con pequeños afloramientos de diabasas. Los materiales están intensamente fracturados debido en gran medida a la dinámica tectónica que se puso en marcha a partir del Cenozoico siguiendo en muchos casos las viejas fracturas tardihercínicas. Destacan de forma especial las fallas de desgarre (strike slip fault) que presentan una dirección general NNE-SSO. Además, se observan otros sistemas de fracturas que llevan direcciones NO-SE o O-E, que fragmentaron el terreno y delimitaron un amplio conjunto de bloques con formas sigmoidales que marcan el diseño general de muchos sectores del territorio. La red fluvial está muy condicionada por este sistema de discontinuidades que dirigen el diseño de los valles, pero también, y de una manera singular, por la litología.

Durante el Pleistoceno reciente, en una fase que está por determinar, pero posiblemente entre hace más de 40.000 años y 11.000 años antes del presente, el clima dominante era frío con momentos de diferente temperatura y humedad. Este hecho provocó la remodelación de muchos sectores motivado por procesos glaciares y periglaciares. Las huellas de los primeros quedaron marcadas en formas erosivas, caso de circos y umbrales rocosos, o acumulativas, caso de crestas morrénicas. Los segundos en depósitos estratificados de ladera o en espectaculares laderas de bloques.

Mediante trabajo de campo, cartografía geomorfológica y el análisis de depósitos se han reconocido 9 complejos glaciares en la vertiente oriental y occidental de las Montañas do Courel, junto con numerosos depósitos de origen periglaciar.



Palabras clave: Galicia; Geoparque Mundial de la Unesco Montañas do Courel; glaciario; periglaciario; geomorfología.

Abstract

Courel mountains are located in Galicia, Northwest Iberian Peninsula (between 42.715° N; 42.32° N and 7.023° W; 7.42° W). A group of embedded valleys and cramped watersheds that expand in North-South direction characterizes their relief. The sector is lithological dominated by slabs, quartzites and limestones with small outcrops of diabase. The tectonic dynamics set up after Cenozoic intensively fractured the materials that created relevant strike slip faults with a general direction NNE-SSW. Also, in this sector appear other fracture systems with directions NW-SE and W-E, that fragmented the terrain and delimited a great cluster of blocks with sigmoidal shapes that defining large sectors. Fluvial network is conditioned by this discontinuities system that draw the valleys direction, but also, singularly, by their lithology.

During the recent Pleistocene, possibly between 40,000 and 11,000 years ago, the dominant climate was cold with phases with different temperature and humidity. This caused the remodeling large sectors in relation to glacial and periglacial processes. The first ones led their evidences in the erosive landforms, as glacial cirques and glacier thresholds, or accumulative forms, as the moraine crests. The second processes shaped in stratified slope deposits in the slopes or in boulders slopes.

Through fieldwork, geomorphological mapping and sedimentological analysis of deposits, nine glacial complexes have been recognized on the eastern and western slopes of the Courel Mountains, as well as many deposits of periglacial origin.

Key words: Galicia; Courel Mountains Unesco Global Geopark; glacial; periglacial; geomorphology.

1. Introducción

El Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel se encuentra en Galicia, Noroeste de la Península Ibérica, entre las coordenadas 42,715° N, 42,32° N y 7,023° O, 7,42° O (Figura 1). Su relieve se caracteriza por englobar un conjunto de valles y crestas en paralelo orientados de norte a sur. Su altitud máxima es de 1641 m. La precipitación anual actual es de 1277 mm y su temperatura media anual de 8,1°. Desde el punto de vista biogeográfico el área se encuentra en un lugar de transición entre la Región atlántica y la Región mediterránea. Las Montañas do Courel son desde el mes de abril de 2019 Geoparque Mundial de la Unesco.

Dentro de las rocas dominan las pizarras, cuarcitas y calizas con pequeños afloramientos de diabasas. Las primeras, son sin duda las que ocupan una mayor extensión bien de manera uniforme o asociadas a otras rocas como

las areniscas, calizas y dolomías, o a esquistos, areniscas o gneises, y condicionan el perfil abrupto de muchas laderas. Las cuarcitas dominan en toda el área ocupando bandas paralelas de extensión variable que se estiran de oeste a este. Su importancia se refleja en el terreno por medio de escarpes rocosos como los que se pueden ver asociados al gran pliegue tumbado de Campodola o en el fondo de muchos cursos de agua, originando en este caso numerosos rápidos y cascadas. Las calizas, por su parte, están presentes en el sector septentrional del Courel. Vinculadas a ellas aparecen formas endocársticas, caso de cuevas, y exocársticas, como lapiaces, dolinas o incluso alguna depresión alargada que, con dudas, se podría considerar un pequeño *poljé* marcado por fuertes procesos de disolución.

Los materiales se encuentran intensamente fracturados por la dinámica tardi-Hercínica (Parga Peinador, 1969) y reactivados por la tectónica que se puso en marcha a partir del

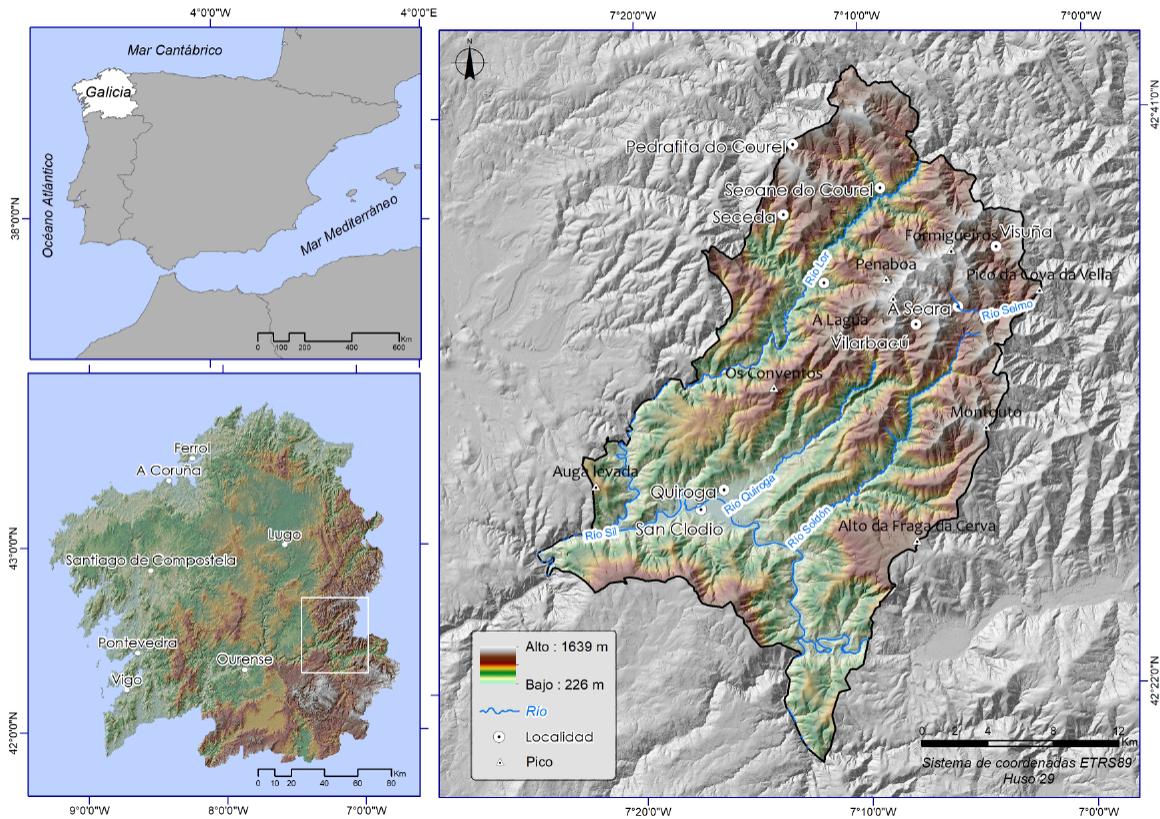


Figura 1: Situación del área de estudio (Geoparque Montañas do Courel).

Figure 1: Situation of the study area (Courel Mountain Geopark).

Cenozoico (Pérez-Alberti, 1993; de Vicente y Vegas, 2009; de Vicente *et al.*, 2011). Destacan de forma especial las fallas de desgarre (*strike slip fault*) que presentan una dirección general NNE-SSO. Además, se observan otros sistemas de fracturas que llevan direcciones NO-SE o O-E, que fragmentaron el terreno y delimitaron un amplio conjunto de bloques con formas sigmoides lo que condicionó el diseño general de muchos sectores del territorio. La red fluvial está muy condicionada por este sistema de discontinuidades que dirigen el recorrido general de los valles, pero también, y de una forma singular, por la litología. En este caso las calizas introducen un matiz muy importante favoreciendo, por una parte, la génesis de sumideros y por otra, la presencia de surgencias. Se puede decir que la tectónica ha sido la responsable de las grandes líneas del relieve y los diferentes tipos de roca

han marcado el diseño de las laderas a nivel de detalle.

Las primeras observaciones sobre la existencia de fenómenos fríos, concretamente glaciares, en las Montañas do Courel se remontan a la primera mitad del siglo veinte (Stickel, 1928). Posteriormente existen citas puntuales o breves comentarios referentes a la existencia de formas y depósitos glaciares en obras no estrictamente dedicadas al tema (Aira-Rodríguez, 1986; Aira-Rodríguez y Guitián-Ojea, 1986; Guitián-Rivera *et al.*, 1985; Herail 1984; Lautensach, 1967; Nussbaum y Gigax, 1953; Vidal-Romaní, 1989; Vidal-Romaní *et al.*, 1991) en las que no se realiza ninguna descripción o caracterización detallada. Por ello se puede afirmar que el primer trabajo que profundiza en el tema es el de Rodríguez-Guitián *et al.*, (1996). En él se aborda el estudio y cartografía de las formas y depósitos

de origen glaciar en el valle de A Seara, uno de los más representativos de la zona, pero no el único, que sirvió de base para posteriores publicaciones, como las de Pérez-Alberti y Valcárcel-Díaz (2006), Pérez-Alberti (2019) u Oliva *et al.* (2016, 2018, 2019).

En el trabajo de Rodríguez-Gutián *et al.* (1996), se llevó a cabo una reconstrucción geomorfológica a partir de la fotografía aérea existente en aquellos momentos y se elaboró una cartografía de las formas y los depósitos que posteriormente fue contrastada y corregida *in situ*. En el de Pérez-Alberti (2019) el acceso a modelos digitales de alta resolución, 1 m de pixel, construidos a partir de archivos LAS, del LiDAR, y a ortofotos con una resolución de 25 cm, permitió una cartografía más detallada, no solo del valle de A Seara, sino también de otros, como los de Visuña, A Rogueira, Ferreirós, Pacios da Serra, Folgoso, Vilarbacú, Palleiros o Paderne en los que también se han hallado evidencias inequívocas de formas y/o depósitos de origen glaciar.

El principal objetivo de este trabajo ha perseguido identificar, cartografiar y analizar las formas y depósitos de origen glaciar y periglacial existentes en las Montañas do Courel durante las condiciones climáticas frías del Pleistoceno reciente que constituyen, sin duda, uno de los modelados más singulares y representativos del patrimonio geomorfológico y geológico del Geoparque.

2. Metodología

La cartografía geomorfológica se ha centrado en el reconocimiento e identificación de las formas y depósitos, por un lado, de origen glaciar, concretamente la cobertura sedimentaria, las crestas o cordones morrénicos y las cabeceras y circos glaciares, y, por otro lado, las de origen periglacial, caso de los depósitos de ladera estratificados y laderas de bloques. Ello se hizo mediante el empleo de un modelo digital del terreno de 2 m de resolución empleando el programa ArcGis 10.7. La cartografía de los sedimentos glaciares y periglaciares

se hizo combinando el trabajo de campo con el trazado digital en el gabinete. Para ello se usaron ortofotografía del PNOA (IGN, 2011) que permitieron haciendo un *zoom* en el SIG a una escala de 1:100 llevar a cabo una delimitación muy precisa. Mediante elementos geométricos de tipo polígonos se dibujaron los depósitos de origen glaciar y periglacial; con elementos lineales las cabeceras y circos glaciares, así como las crestas morrénicas. El estudio de los depósitos glaciares y periglaciares se hizo a partir de los afloramientos existentes e incluyó una descripción básica de las facies, de las estructuras sedimentarias, así como de la composición de la matriz y de las características de los clastos (Eyles *et al.*, 1983; Walker y James, 1992; French, 2007).

La cartografía geomorfológica, con especial atención a las formas y depósitos ha permitido la reconstrucción de las secuencias de acumulación de la zona estudiada y ha sido de gran utilidad para poder establecer la evolución en el tiempo de la actividad de los procesos fríos. La ELA (*equilibrium-line altitude*), la altitud donde el balance de masa es igual a 0°, es un parámetro útil y muy empleado para la caracterización ambiental de los entornos glaciados (Porter, 1975, 2001; Hawkins, 1985; Ohmura *et al.*, 1992; Seltzer, 1994; Serrano y González-Trueba, 2004; Benn *et al.*, 2005). Para el cálculo de las paleoELAs se empleó, por su facilidad, el método THAR (*toe-to-headwall altitude ratios*) (Porter, 2001) que asume que la ELA se encuentra en algún punto fijo de la distancia vertical entre los puntos más bajos y los más altos del glaciar. Para obtener la profundidad de las masas de hielo se obtuvo la diferencia entre la altitud del fondo del valle y la de la cresta morrénica situada en su perpendicular. Al tratarse de paleoglaciares y comparando con los glaciares actuales se asume un margen de error, dado que la capa de hielo supera siempre en altitud a la morrena que está construyendo.

Se recolectaron 23 muestras para su análisis en el laboratorio del MARE de la Universidad de Coimbra. La fracción de 11 mm - 63 μ m se sometió a tamizado (columna con un inter-

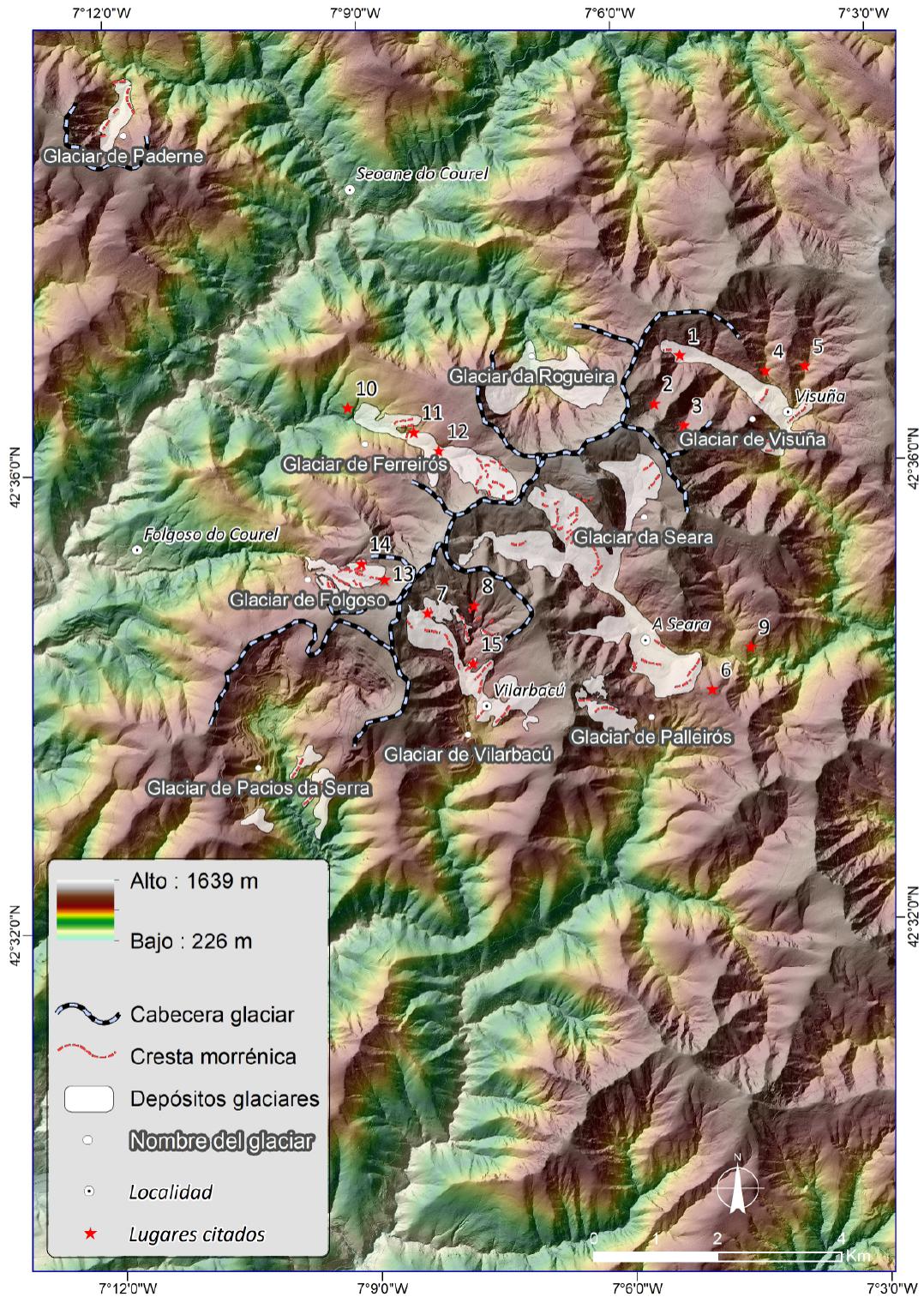


Figura 2: Localización de los valles glaciares y principales lugares citados en el texto.

Figure 2: Location of glacial valleys and main places mentioned in the text.

valo de $1/2 \phi$). La fracción fina ($<63 \mu\text{m}$, que comprende limo y arcilla) se analizó con un granulómetro láser Beckman-Coulter LS230 (2000 a $0,04 \mu\text{m}$). La distribución granulométrica de cada muestra seleccionada se obtuvo mediante la integración de los resultados proporcionados por los dos métodos. Se utilizaron parámetros estadísticos gráficos (media, desviación estándar, asimetría y curtosis) para caracterizar los sedimentos y sus procesos deposicionales. La identificación de minerales de arcilla en los depósitos sedimentarios en 11 muestras se realizó mediante análisis de Difracción de Rayos X de la fracción $<2 \mu\text{m}$.

3. Resultados de las investigaciones realizadas

3.1. Las formas y depósitos glaciares

En las Montañas do Courel se pueden diferenciar entre los glaciares de la vertiente occidental y los de la oriental o si se quiere, dada la dirección que sigue las principales alineaciones montañosas del Courel, noroccidental y sudoriental. En total más de 4.000 ha pudieron estar afectadas por los hielos y por lo menos 1.000 ha están cubiertas por sedimentos de origen glaciar (Figura 2). En la Tabla 1 aparecen reflejados los principales datos de los glaciares del Courel.

3.1.1. Los glaciares de la vertiente occidental

En la vertiente occidental han sido identificados y cartografiados los glaciares de Paderne, A Rogueira, Ferreirós y Folgoso. El primero presenta formas morrénicas características, pero no se han encontrado buenos afloramientos sedimentarios. Lo mismo sucede en el segundo. Por el contrario, los glaciares de Ferreirós y Folgoso contienen en su interior formas morrénicas típicas y buenos afloramientos.

• Glaciar de Paderne

La cuenca glaciar se inicia en el pico de Penas Brancas (1.309 m), en un sector de topografía suave que se alarga entre el pico Monte das Pozas (1.321 m), al este, y el de la Escrita (1.455 m), al oeste; recorre el actual Regueiro de Valmaior e termina a unos 900 m, de altitud cerca de la confluencia con el Río Pequeno donde se pueden ver morrenas bien definidas (Figura 3).

La altura estimada del hielo era de 60 m. Bordeando la cabecera aparecen los circos de Chao dos Mazaios, al este y el del Monte da Poza Grande, al oeste. Ambos están orientados igual que el valle, hacia el norte. La génesis del primero de ellos pudo estar condi-

Tabla 1: Principales datos de los diferentes glaciares.

Table 1: Main data of the different glaciers.

Glaciar	Cota máxima en cabecera (m)	Orientación principal de la cabecera	Longitud (km)	Extensión de la cuenca (ha)	Espesor hielo (m)	Altitud del frente de ablación (m)	Formas significativas	Superficie cubierta por sedimentos (till) (ha)	ELA (THAR) (m)
Paderne	1455	NNE	1,5	172	60	900	Crestas	30	1.177,5
A Rogueira	1639	NO	2,6	428,32	?	850		123,8	1.243
Ferreirós	1589	NO	2,5	367,14	65	760	Crestas	145,11	1.174,5
Folgoso	1617	NO	1,7	126,8	50	1000?	Crestas	42,4	1.308,5 ?
Visuña	1641	SE	4,3	1118	60	1000?		93,6	1.320,5 ?
A Seara	1641	SE	4,8	1128	130	950	Crestas	301,9	1.295,5
Palleiros	1469	SE	1,2	43,53	65	1080	Crestas	24,55	1.274,5
Vilarbacú	1617	SE	2,5	721	130	966	Crestas	150	1.291,5
Pacios da Serra	1511	S	?	854	60?	800?		?	1.155,5?



Figura 3: Morrena glaciar en el valle de Paderne.
Figure 3: Glacial moraine in the Paderne Valley.

cionada por la presencia de calizas, podría tratarse de una cubeta glaciokárstica aunque no se puede afirmar con certeza. En total la cuenca tiene una extensión de 172 ha y la superficie cubierta por sedimentos unas 30 ha. La paleo ELA se situaría a 1.177,5 m.

• Glaciar da Rogueira

Presenta un aspecto muy claro de su origen glaciar y, sin embargo, ofrece escasas evidencias. Este hecho hay que relacionarlo tanto con lo empinado de las laderas, lo que habría favorecido el movimiento rápido de la capa de hielo, como por la existencia de una intensa cubierta vegetal en la actualidad lo que ni favorece el trabajo de campo ni la localización de buenos afloramientos. Por ello la cartografía sedimentaria propuesta hay que tomarla con mucha cautela.

Su cabecera dibuja un amplio anfiteatro situado en el entorno del Pico Formigueiros (1.639 m) y en ella se pueden diferenciar tres sectores: oriental, A Tara, central, A Rogueira, y el occidental, A Enciña. Anexo a este aparece un pequeño circo abierto a los pies del Pico Polín (1.374 m) que, como todo el conjunto de la Rogueira está orientado hacia el Norte. Las escasas evidencias de *till*, muy dudosas, se encuentran en los sectores oriental y occidental. La mayor incisión de las aguas del Rego da Rogueira pudieron haber intervenido en su desmantelamiento. Por el contrario, en el sector

occidental, al este del Pico Polín, es donde las formas de origen glaciar son más claras y los depósitos ligeramente más abundantes.

Modelado sobre las Pizarras de Luarca, con intercalaciones de las Calizas de Vegadeo y las Calizas de la Aquiana, la lengua glaciar alcanzaría los 2,6 km de longitud y terminaría a unos 850 m de altitud. La extensión de la cuenca glaciar de la Rogueira sería de 428,32 ha y su potencial cobertura sedimentaria 123,8 ha. La profundidad de la capa de hielo es imposible de determinar al no estar visible ninguna cresta morrénica indicativa. La paleo ELA estaría a 1.242 m.

• Glaciar de Ferreirós

El glaciar de Ferreirós tiene su cabecera en el Pico Mallón a 1.589 m de altitud y su terminación a unos 760 m en el sector de A Veiga y Asnela (lugares 11 y 10 en Figura 2). La lengua glaciar ocupaba el fondo del valle por el que actualmente discurre el río Carrozo do Pando (lugar 12 en Figura 2). Su cabecera está formada por el circo del Mallón al este y el de Buzaquería, al oeste. En el primero se ven, por lo menos, tres arcos morrénicos muy bien marcados en el terreno. El superior, emplazado a 1.500 m, se encuentra a los pies de Pico Mallón (Figura 4); el segundo a unos 1.400 m. Por debajo, en la zona de la Veiga, aparecen otros tres pequeños arcos que asemejan corresponder con el sector final del glaciar. En el circo da Buzaqueira, por el contrario, no se observan arcos claros ni afloramientos que permitan definir con claridad el impacto de los hielos. La lengua alcanzaría unos 2,5 km de longitud y unos 60-65 m de espesor. La cuenca glaciar tendría una extensión de 367,14 ha y la cobertura de *till* 145,11 ha. La paleo ELA se situaría a 1.174,5.

• Glaciar de Folgoso

El glaciar comenzaría a formarse a los pies del pico Pía Paxaro (1.617 m) y descendería hacia el Noroeste por los lugares de Seixa y Os Laga-

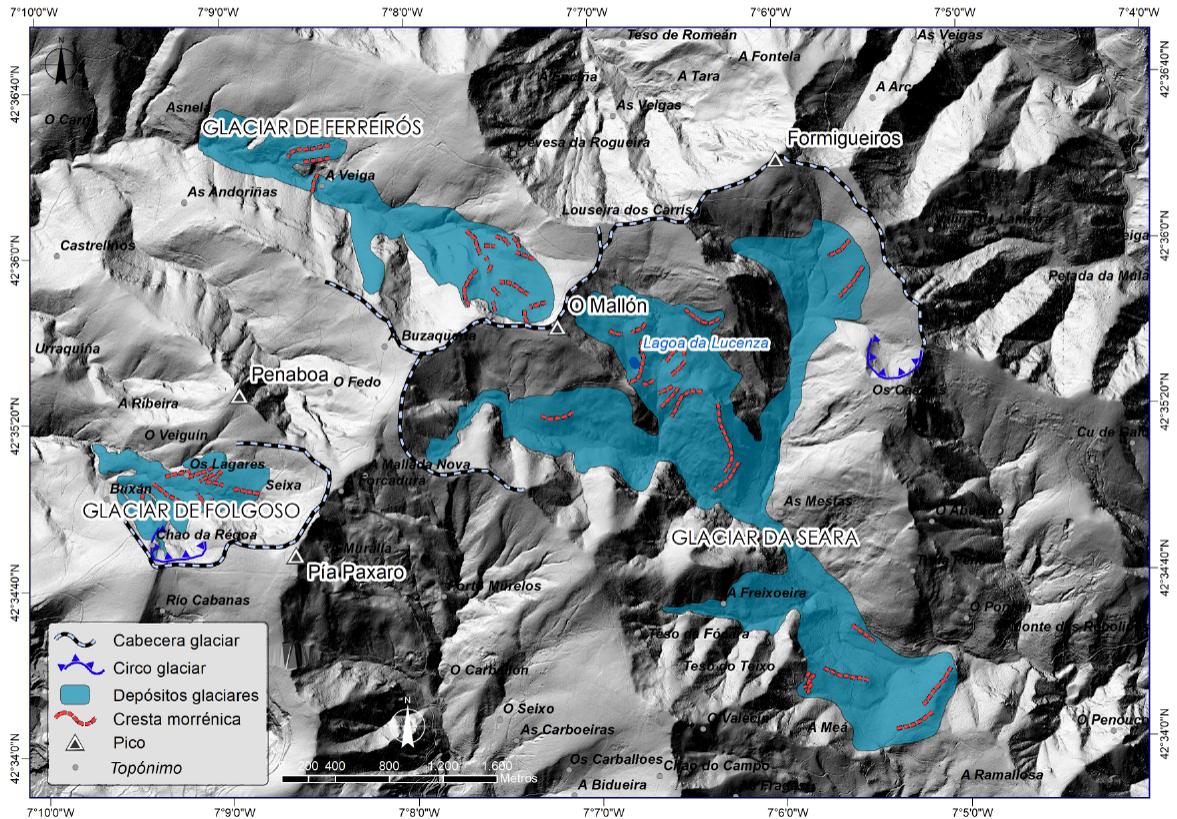


Figura 4: Distribución de los depósitos y sistemas de morrenas en los valles glaciares de Ferreirós, Folgoso y A Seara.
 Figure 4: Distribution of the deposits and moraine systems in the glacial valleys of Ferreirós, Folgoso and A Seara.

res (lugares 13 y 14 en Figura 2) siguiendo el valle por el que ahora fluye el río de las Coite-ladas hasta terminar a unos 1.000 m de altitud. El intenso encajamiento fluvial post-glaciar de los cauces de agua en esta vertiente desmanteló en gran parte los posibles depósitos existentes a menor altitud. Sin embargo, las formas morrénicas, como en el caso del glaciar vecino de Ferreirós, son muy claras. Son visibles cinco arcos tanto en la ladera occidental como en la oriental emplazadas entre los 1.300 y los 1.100 m (Figura 4). La profundidad del hielo se situaría según los sectores entre los 50 y los 80 m. A nivel topográfico, aparte del valle glaciar, es de destacar el pequeño circo del Chao da Régoa (ver Figura 4). Orientado hacia el norte tiene 143 m de largo y 141 m de ancho. La cuenca del glaciar tendría una extensión de 126,8 ha y la cobertura sedimentaria 42,4 ha.

La apertura de un camino permitió ver buenos afloramientos de *till*. En ellos se diferencia con claridad un nivel de unos 150 cm. compuesto por cantos de pizarras, cuarzos y diabasas embudidos en una matriz limo-arcillosa con una marcada estratificación y compactación (Figura 5). Se trata de un *till* de acreción, matriz-soportado o clasto-soportado masivo según los lugares. Son relativamente frecuentes los cantos sub-redondeados de diabasa. Sus características llevan a considerar a estos depósitos como morrenas fronto-laterales que aparecen localmente cubiertas por depósitos estratificados de ladera que en gran medida derivan de un retrabajamiento de los materiales morrénicos. La paleo ELA estimada presenta dudas. Se ha estimado que estaría a 1.308,5.



Figura 5: Till de acreción. Glaciar de Folgoso.
Figure 5: Accretion till of Folgoso Glacier.

3.1.2. Los glaciares de la vertiente oriental

Como ocurre en la otra vertiente, en esta hay valles que contienen formas y/o depósitos claros que evidencian el paso de los hielos, y otros que generan dudas. Hay que tener en cuenta que los depósitos de origen glaciar pueden haber sido destruidos en gran medida por las aguas de fusión post-glaciares o que se encuentran cubiertos por la vegetación lo que motiva que si no existen cortes naturales o artificiales o no se hacen perforaciones siempre es difícil demostrar la existencia o magnitud de los glaciares. En cualquier caso, como se dice con frecuencia, la no existencia de evidencias visibles no quiere decir que no existan y, por el contexto, se pueden extrapolar datos.

• Glaciar de Visuña

Se trata de un glaciar complejo. Esto deriva de su configuración topográfica y por la escasez de sedimentos en relación a la extensión de su cuenca potencial. Su cabecera aparece delimitada por los picos Formigueiros (1.639 m) y Cabeza do Couto (1.428 m), y está compuesta por los valles del Couto, das Veigas y da Maseiriñas (lugares 1, 2 y 3 en Figura 2) que están orientados hacia el norte y que presentan un aspecto típico glaciar con perfil en cuna y rocas pulidas. Otro tanto sucede con el valle del Rego de Rechouso y del Río do Faro

(lugares 4 y 5 en Figura 2), orientados hacia el sur. En total aparece una extensa cuenca de 1.118 ha de las que no hay total seguridad de cuantas estuvieron cubiertas por el hielo. Por ello, con mucha cautela se puede afirmar que la lengua tendría una longitud máxima de 4,3 km y que terminaría aguas abajo de la aldea de Visuña. La falta de crestas morrénicas visibles dificulta el poder saber el espesor de hielo por lo que es muy difícil conocer la profundidad máxima alcanzada. Usando los escasos depósitos se podría dar, con mucha cautela, la cifra de unos 60 m. La cobertura sedimentaria ocuparía 93,6 ha. Su posible paleo ELA estaría emplazada a 1.320,5 m.

Los afloramientos existentes muestran materiales limo-arcillosos que no permiten sacar conclusiones sobre cuánto hay de acumulación glaciar, cuánto de arrastre nival. Su emplazamiento en el fondo del valle sin una relación clara con la ladera de su margen izquierdo parece reforzar, sin embargo, su origen glaciar.

• Glaciar da Seara

El glaciar de A Seara estaría limitado en su cabecera por los picos Mallón (1.593 m) y Formigueiros (1.639 m) (Figuras 2 y 4). Tiene tres cuerpos: el occidental, de los Chaos; el central, de la Lucenza o del Mallón y el oriental, de Forgas. Por los depósitos encontrados se



Figura 6: Till en el Rego do Pontón.
Figure 6: Till in the Rego do Pontón.



Figura 7: Circo glaciar de Os Castros.
Figure 7: Os Castros Glacier Cirque.

puede afirmar que la lengua terminaría aguas debajo de la aldea de A Seara a 950 m de altitud. Por debajo de ella son visibles algunas acumulaciones de *till* en la ladera meridional del Monte das Reboliñas (lugar 9 en Figura 2 y Figura 6). Sin embargo, queda por determinar si los materiales fueron transportados por el glaciar de A Seara o por otra lengua que descendería por el valle del Rego do Pontón desde el pico dos Castros a 1.519 m de altitud. La longitud del glaciar de A Seara sería de 4,8 km y su espesor máximo de 130 m. En el valle destaca el Circo dos Castros (Figura 7), posiblemente el mejor ejemplo de los existentes en las Montañas do Courel. Está emplazado en su margen oriental a 1.516 m de altitud y orientación norte. Su fondo está a 1.381 m. Presenta un diseño prácticamente circular de 408 m de ancho y 400 m de largo.

Litológicamente en el valle dominan mayoritariamente las pizarras grises, destacando la presencia de bandas de diabasas en las Mesas, A Lucenza y Os Castros. Este contraste litológico adquiere una gran importancia a la hora de identificar los depósitos glaciares. La riqueza en minerales favoreció la apertura de minas, posiblemente desde la época romana, lo que ha dado lugar a pequeñas cuencas laterales que semejan pequeños circos bordeados por morrenas. Se trata del frente de explotación y de las escombreras. Su impacto en el valle si bien no fue de gran importancia a nivel de extensión si lo es por cuanto que

induce a posibles errores en la cartografía del fenómeno glaciar.

La extensión de la cuenca es de 1.128 ha y de ellas 301,9 están cubiertas de sedimentos glaciares entre los que se pueden individualizar dos complejos morrénicos claros. Uno en el sector inferior, por encima de la aldea de A Seara, compuesto por dos arcos paralelos situados entre los 1.013 y los 1.065 m de altitud; otro, en la cabecera, en el entorno de la Lagoa da Lucenza, caracterizado por ocho arcos que se encadenan en paralelo por debajo y por encima de la laguna (ver Figura 4). Los primeros cerraron el valle y dieron lugar a la laguna que, en tiempos relativamente recientes, fue modificada en parte para favorecer la salida del agua. La paleo ELA se sitúa a 1,295,5 m.

El complejo morrénico del sector inferior sobresale de manera clara en el terreno y destaca por su suavidad frente a las tierras de su entorno. Aparece emplazado en perpendicular al eje principal del valle. Se trata de morrenas fronto-laterales acumuladas por el empuje de la lengua de hielo que a su vez la obligaron a cambiar su dirección prácticamente N-S a otra O-E. Este hecho posiblemente provoque una pérdida de energía y la dificultad de deslizarse lo que explicaría la escasez de depósitos aguas abajo de la aldea de A Seara. Otro hecho todavía sin aclarar es si los hielos difluyeron hacia el valle del río Soldón, situado hacia el sur. El desgaste de los materiales en el área semeja haberse producido. Sin embargo, la falta de evidencias claras no permite ir más allá de una hipótesis factible.

Los depósitos morrénicos se acumularon en gran medida encima de un saliente rocoso preexistente, compuesto por pizarras grises. Los afloramientos permiten ver los sedimentos encima del substrato, en el camino de subida al repetidor de TV (lugar 6 en Figura 2). Se trata de materiales matriz-soportados o clasto-soportados según los lugares, sin una estructura clara, compuestos por una mezcla de cantos o bloques de pizarra, cuarzo y, hecho a destacar a la hora de interpretar la diná-



Figura 8. Doble arco morrénico en el entorno de la aldea de A Seara.

Figure 8. Double moraine arch in the surroundings of the village of A Seara.

mica glaciar, de diabasa, sub-redondeados o redondeados, embutidos en una matriz limo-arcillosa. Se trata de sedimentos de arrastre del glaciar que llevó por delante todo lo que se encontraba en su camino, tanto el material que arrancaba, o sea sub-glaciar, como el que se acumulaba por encima del glaciar o lateralmente, supra-glaciares, lo que explica la mezcla de cantos angulosos, redondeados o con forma puntiaguda, las tradicionalmente llamadas *fer à repasser* por los autores franceses (Figura 8).

Por contra, en la parte inferior de este sistema morrénico, en el corte abierto por la carretera, aparece un excelente afloramiento de *till* de aspecto compacto y resistente a la penetración en cualquier época del año, pero de manera especial en verano. Se trata de un



Figura 9: Till subglaciar en el valle de A Seara.

Figure 9: Subglacial till in the valley of A Seara.

till sub-glaciar compuesto por sedimentos clasto-soportados, por lo general de 10-20 cm en su eje mayor en medio de los que aparecen bloques de mayor tamaño con estrías visibles que pueden superar el metro en su eje mayor (Figura 9).

En el complejo morrénico de A Lucenza no existen afloramientos en los que se puedan ver las características sedimentarias. Sin embargo, la gran cantidad de material suelto visible en los senderos permite comprobar que abundan cantos angulosos o poco redondeados, muchos de ellos estriados. El escaso grado de redondez es algo lógico dado que estamos en la parte alta del glaciar y las morrenas se corresponden con la fase final de retroceso, con momentos de cierta estabilidad y otros de retroceso. Este hecho explica, aparte del emplazamiento en escalera visible, la existencia de depresiones intra-morrénicas que en la actualidad originan áreas hidromorfas más húmedas y con vegetación distinta que se puede identificar por su verdor, diferente al matorral que abunda encima de las morrenas.

• Glaciar de Palleiros

Se trata de uno de los más pequeños y singulares del Courel y está situado al SO del glaciar de A Seara. Su cabecera se emplaza entre el Alto da Cabeza do Home (1.469 m), el Cu do Galo (1.485 m) y el pico del Chao do Campo (1.465 m). El final se situaría a 1.080 m. Entre los materiales dominan las pizarras de Luarca y las cuarcitas armóricas. Su longitud sería de 1,2 km y su espesor alcanzaría los 65 m. Se alarga de oeste-este. El hielo se acumularía al sur de la Cabeza do Home y en el sector de los Chaos lo que explica la dirección de las morrenas arqueadas hacia el sudoeste (Figura 10). La septentrional alcanza los 1.351 m de altitud y la segunda se estira entre los 1.350 m y los 1.200 m. En una fase posterior, la cabecera fue ocupada por laderas de bloques. En total la cuenca tendría una extensión de 43,53 ha y la cobertura sedimentaria 24,54 ha. Su paleo ELA estaría a 1.274,5 m.



Figura 10: Crestas morrénicas del glaciar de Palleiros.
Figure 10: Moraine ridges of the Palleiros glacier.

• Glaciar de Vilarbacú

El glaciar de Vilarbacú comenzaría a los pies del pico Pia Paxaro (1.610 m), pico de A Forcadura y el Alto de Murelos, a más de 1.500 m de altitud. Su cabecera tendría tres cuerpos de hielo: de la Muralla, Porto Murelos y el Alto de Murelos. La lengua terminaría a 966 m de altitud. En el substrato dominan las pizarras. Su cuenca abarcaría 721,6 ha y la cobertura sedimentaria 150 ha. Su paleo ELA se ha estimado en 1.291,5 m.

El glaciar en su máximo avance tendría una longitud de 2,5 km y un espesor de 130 m. A lo largo de su recorrido depositó tres complejos morrénicos escalonados. Un primero, visible en el entorno de la aldea de Vilarbacú, está situado a una cota de entre 1.070-1.100 m. Un segundo, que se levanta por encima de la aldea, en el sector d O I Carballón (lugar 15 en Figura 2), se extiende entre los 1.200 y los 1.100 m. Se trata de morrenas que no son sincrónicas, sino que se fueron acumulando a medida que fue retrocediendo la lengua de hielo. Y, a mayor altitud, aparecen otros dos complejos morrénicos asociados a las lenguas en la fase en la que el glaciar se dividió en dos, ocupando uno el sector del valle del arroyo Carrozo das Laguas (lugar 7 en Figura 2), al oeste, y otro, el de Porto Murelos (lugar 8 en Figura 2), al este. En el primero las morrenas están emplazadas entre los 1.120 y 1.225 m y en el segundo alrededor de los 1.280 m.

Los afloramientos existentes en el entorno de la aldea de Vilarbacú no permiten ver con claridad las facies de origen glaciar; únicamente algunos bloques en el interior de la morrena de máximo avance y, especialmente, un gran bloque errático encima de ella que refuerza más si cabe la importancia del glaciario en este sector.

• Glaciar de Pacios da Serra

La explotación minera existente en el valle hace muy difícil poder reconstruir el glaciario. El análisis de fotos anteriores a su instalación permite, con muchas reservas, hacer una cartografía aproximada. La cabecera estaría bordeada por los picos del Campo do Bidueiro (1.404 m), Cobaluda (1.299 m), Alto do Val (1.511 m) y A Barreira (1.485 m). Terminaría a unos 800 m de altitud. La altura de hielo alcanzaría unos 60 m. En el substrato dominan las pizarras y la paleo ELA estaría a 1.155,5 m.

En total la cuenca ocuparía 854 ha y los depósitos glaciares existentes en la actualidad son difíciles de saber debido a la intensa actividad minera. Las morrenas son visibles en el entorno de la aldea de Pacios da Serra. Su emplazamiento en un espacio marcado por laderas muy erosionadas es significativo porque parece indicar que los suelos desarrollados sobre materiales morrénicos tienen una mayor potencialidad agronómica. Este hecho se puede ver no solo aquí sino en todo el Courel.

3.2. Los depósitos periglaciares

Las principales formaciones de origen periglacial presentes en el Courel son los depósitos estratificados de ladera y los campos y laderas de bloques que, allí donde se canalizan, dan lugar a ríos de bloques (Figura 11). Si los depósitos de origen glaciar son conocidos de antiguo, no sucede lo mismo con los de origen periglacial que han sido descritos más recientemente (Pérez-Alberti *et al.*, 2009; Pérez Alberti y Cunha, 2016; Pérez Alberti, 2019).

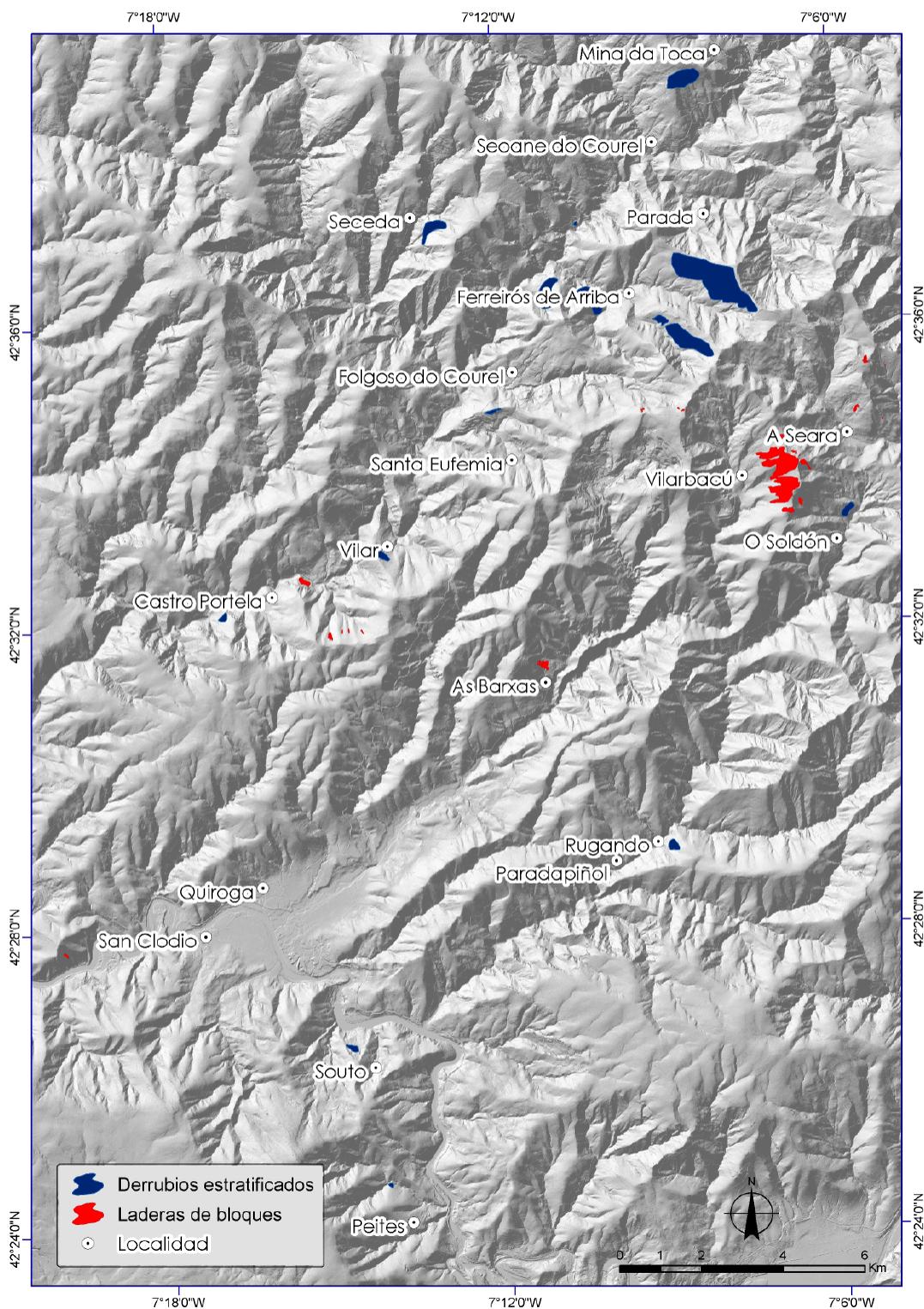


Figura 11: Distribución espacial de los depósitos periglaciares.

Figure 11: Spatial distribution of periglacial deposits.

• Derrubios estratificados de ladera

Se caracterizan desde el punto de vista sedimentario por estar constituidos por fragmentos angulosos mezclados con elementos finos, en capas aparentemente rítmicas. Presentan una acusada estratificación y alternancia de capas de diferente grosor. Se han formado bajo unas condiciones de clima frío atenuado o marginal y no precisan de la presencia de *permafrost*. La alternancia de ciclos de hielo/deshielo facilitó la fragmentación de las rocas y la puesta en marcha de los materiales ladera abajo.

Están presentes en los sectores donde dominan las pizarras que están intensamente fracturadas lo que ha favorecido su fragmentación por los ciclos de hielo/deshielo y su movilidad debido a diferentes procesos, estudiados por el autor en medios activos actuales (Pérez-Alberti, 2012), a saber: a) arrastre por el movimiento de la nieve; b) transporte de cantos por el agua de fusión nival; c) pequeñas coladas de barro; d) pequeños flujos de arena; e) lóbulos de cantos.

El análisis sedimentológico ha permitido ver con detalle los aspectos característicos de los depósitos. Por ejemplo, en un afloramiento situado en la cercanía de la aldea de Soldón desde el punto de vista granulométrico se pueden individualizar dos sub-poblaciones: (a) cantos de medianos a pequeños, por lo general de 1 a 10 cm, aunque también se han encontrado de más de 10 cm y (b) una matriz limo-arcillosa. En la primera, la fracción de cantos de mayor tamaño dominan los que tienen una forma estrecha y alargada, aunque también son relativamente abundantes los que tienen forma de disco.

Muchos de los primeros tienen en su parte superior un revestimiento de arcilla mientras que la inferior está limpia. Este hecho ha provocado una clasificación inversa plasmada en la deposición de delgadas capas de arcilla (las denominadas *coiffés* por los investigadores franceses) que son indicativas de la movilidad vertical de los cantos en relación con procesos de crio-expulsión. Los análisis de su fábrica

ca indican una orientación clara de los cantos con el eje más largo paralelo a la dirección de la pendiente, pero también se observa una cierta relevancia de orientaciones perpendiculares a ella.

En cuanto a los resultados del análisis del tamaño de grano hecho en la fracción <11 mm, se comprobó que la matriz está muy mal clasificada, como se puede ver en diferentes muestras recogidas en los sectores de Soldón y Toca. Por lo general, todas las muestras pueden considerarse como unimodales (un modo dominante de 4 a 11 mm). La curva de frecuencia relativa también posibilita identificar un modo menos importante a 10 μ m, que corresponde a los minerales de arcilla. La difracción de rayos X ha permitido comprobar que los minerales de arcilla presentes en la

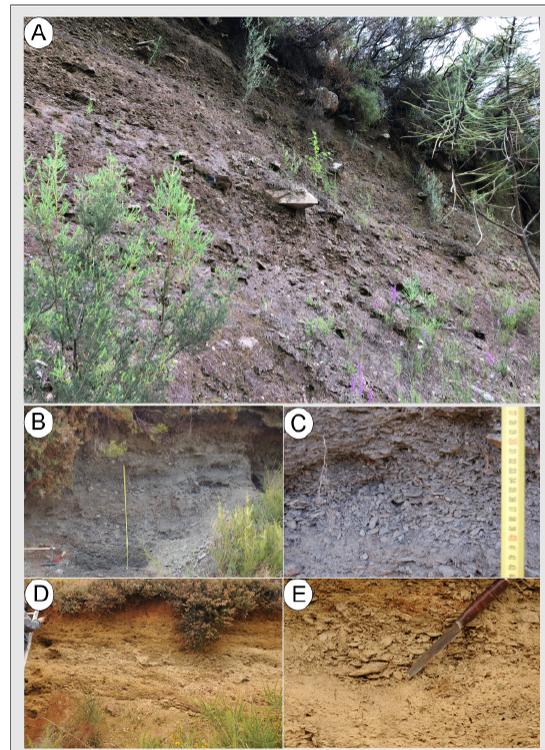


Figura 12. Depósitos estratificados de ladera en las montañas del Courel. a) Castro Portela; b) Soldón; c) Detalle; d) A Toca; e) Detalle.

Figure 12. Stratified slope deposits in the Courel Mountains. a) Castro Portela; b) Soldón; c) detail; d) A Toca; e) detail.

fracción de $<2 \mu\text{m}$ contiene *illita* (dominante), *clorita* y *caolinita*. El predominio de la *illita* es indicativo de una escasa meteorización. La *clorita* y la *illita* provienen directamente de las rocas del substrato. La presencia de la *caolinita* indica la existencia de períodos con mayor humedad. En cualquier caso, muchas arcillas no se habrían formado en los momentos fríos sino con posterioridad. El análisis ayuda a entender el proceso, pero no se puede tomar el dato como un indicador paleoclimático y sí evolutivo de los sedimentos. Estos pudieron ser datados, en la base del afloramiento de Toca donde se encontraron carbones que han dado una edad de más 44.000 a BP (Pérez-Alberti *et al.*, 2009). Los mejores afloramientos de este tipo se pueden ver, a parte de los citados de Soldón y Toca, en Ferreirós de Arriba, en el entorno de Castro Portela, en la margen izquierda de valle del río Sil, pero están presentes en la mayor parte de las laderas modeladas sobre pizarras (Figura 12).

• Campos y laderas de bloques

Ocupan preferentemente las partes culminantes de las montañas. Pero también se encuentran en algunos valles. En algunos lugares presentan huellas evidentes de imbricación entre los bloques lo que supone procesos de fragmentación de la roca, levantamiento y movimiento de los bloques ladera abajo, favorecido por la existencia de hielo a modo de cemento entre ellos, el denominado hielo intersticial. Son indicadores de la presencia de ambientes con *permafrost* en el momento de su formación. En unos lugares se encuentran acumulaciones de bloques al pie de un saliente rocoso; en otros cubren toda la cumbre, lo que es indicativo de una destrucción total del saliente rocoso dando lugar a pequeños campos de bloques de cumbre que, hacia los bordes tapizan la ladera dando lugar a laderas de bloques. En lugares en donde existe una pequeña vaguada, se han formado laderas de bloques canalizados o ríos de bloques. Por lo general, son formas que a nivel de afloramiento presentan una estructura abierta, sin matriz fina. Están compuestos por bloques



Figura 13: Río de bloques de Os Carballoes (Vilarbacú). Arriba, vista general; debajo, detalle del sector limitado por el cuadro rojo.

Figure 13. Block stream of Os Carballoes (Vilarbacú). Above, overview; below, detail of the sector bounded by the red box.

que pueden superar los dos metros en su eje mayor que cubren amplias superficies desde la parte superior hasta la inferior de la ladera. Suelen iniciarse al pie de salientes rocosos de cuarzo y, mayoritariamente, de cuarcitas, para desde allí descender tapizando el suelo, bien de forma discontinua o a modo de coladas que pueden llegar a tapizar los fondos de los valles a lo largo de más de 400 m de longitud.

No cabe duda de que los procesos de erosión anteriores a la fase fría favorecieron la génesis de los afloramientos rocosos a partir de los que se formaron los depósitos. Es decir, cuando una roca más resistente está enmarcada entre otras que lo son menos, la erosión actúa de forma diferente en las segundas que en la primera. En este caso las cuarcitas asociadas a pizarras. Por procesos de meteo-

rización y lavado de la capa de alteración, el suelo se ha ido rebajando en los lugares de roca menos resistente, las pizarras, quedando en resalte las cuarcitas. Cuando llegó el frío las rocas, por lo general fracturadas, comenzaron a sufrir procesos de fragmentación y posteriormente a acumularse y moverse por la presencia de hielo intersticial.

El movimiento suele ser lento, aunque dependía del tamaño del bloque. En cualquier caso, la movilidad dio lugar a bloques aradores de tamaño variable que fueron capaces de labrar surcos en la parte posterior y pequeñas acumulaciones de materiales en la parte frontal, o a otros que se movieron con mayor rapidez tapizando el terreno. Los mejores ejemplos de acumulaciones de bloques son los que se encuentran en el lugar de Os Carballoes, en la margen izquierda del valle glaciar de Vilarbacú, con 478 m de largo y 95 de ancho (Figura 13) y el de Valencín, en el valle del Glaciar de Palleiros, con 135 m de largo y 40 de ancho. Otra espectacular acumulación de bloque se encuentra en Barxas, en las proximidades de Pacios da Serra.

4. Discusión y conclusiones

Las formas y depósitos de origen frío existentes en las Montañas do Courel indican a las claras que las condiciones climáticas existentes en la actualidad son muy diferentes de las que dominaban en el pasado. En la mayor parte de las publicaciones antiguas sobre el glaciario en el Noroeste de la Península Ibérica se señalaba que todos los glaciares identificados en los diferentes sistemas montañosos se habrían formado durante el último ciclo glaciar. Sin embargo, Hernández-Pacheco (1949, 1957) a la hora de explicar el registro glaciar de la Serra de Queixa, situado al sur del Courel, consideraba que se habría producido antes de aquel, y atribuía las morrenas más bajas a la glaciación del Riss. Esta idea de una glaciación anterior a la última también fue defendida por de Brum-Ferreira *et al.* (2000) en las montañas del Gêres y por Vidal-Romaní *et al.* (1999) o Vidal-Romaní y

Fernández-Mosquera (2005) en el Xurés y en la Serra de Queixa. En este caso en sus publicaciones no queda claro que las muestras tomadas para las dataciones cosmogénicas basadas en ^{21}Ne , que proporcionaron unas fechas de 164.000 ± 33 a BP, 155.000 ± 29 a BP y 84.000 ± 32 a BP, respectivamente, se hubieran recogido sobre material de origen glaciar y no en áreas libres de hielo como parecen indicar la localización de las coordenadas publicadas en sus artículos.

Los datos que se poseen sobre el Courel son escasos. Exactamente se cuenta con una datación obtenida a partir de carbones encontrados en la base de un depósito estratificado de ladera, cercano a la mina romana de Toca, que dio una edad mínima de > 44.000 a BP (Pérez-Alberti *et al.*, 2009), y las obtenidas de los sedimentos acumulados en la Lagoa da Lucenza que proporcionaron $21.400\text{--}20.600$ a BP (Pérez-Alberti y Valcárcel-Díaz, 1998) y 17.390 ± 090 a BP y 17.320 ± 250 a BP (Muñoz-Sobrinho *et al.*, 2001). Lo anterior parece decir que en el primer caso existió un clima frío y nivoso que facilitaría la génesis de depósitos estratificados de ladera en un momento posterior, y posiblemente, y es preciso tomarlo como una hipótesis a confirmar, comenzaría a acumularse nieve en las cabeceras de los valles fluviales lo que, con el paso del tiempo daría lugar a lenguas glaciares. Los datos obtenidos en la Lagoa de A Lucenza también son de gran interés porque son indicativos de que cuando se formó, por el cierre del valle por una morrena, el glaciar ya habría retrocedido y estaría por encima de la cota a la que se encuentra. Hay indicios, pues, del posible inicio de la formación de los glaciares y de su seguro retroceso.

Si se echa mano de las dataciones obtenidas en el sector oriental del glaciar del Río Cenza (Vidal-Romaní y Fernández-Mosquera, 2005), dentro de la Serra de Queixa, con una altitud ligeramente mayor que la del Courel (1.778 m frente a 1.639 m) se observa que en su sector frontal la fecha es de 29.000 ± 5 a BP y, en el interior del valle, más hacia el oeste, de 22.000 ± 18 a BP (Vidal-Romaní *et al.*, 1999).

De acuerdo con ello es posible que el máximo avance de los glaciares en las Montañas do Courel se hubiera producido en una fecha que pudo oscilar entre los 29.000 y los 22.000 años BP. Habrá que aguardar los resultados de las dataciones cosmogénicas llevadas a cabo recientemente para poder ratificar o corregir los datos.

En relación al momento en el que los glaciares comenzaron a retroceder en las montañas del Noroeste de la Península Ibérica, los datos existentes indican que sería alrededor de los 22.000–19.000 a BP (Rodríguez-Rodríguez et al., 2014) y se habrían producido múltiples estancamientos de los frentes glaciares, que quedaron plasmados en la presencia de morrenas de retroceso hasta, por lo menos hace 17.900 años (Rodríguez-Rodríguez et al., 2014). En el caso del Courel no se sabe cuándo comenzó, pero está demostrado que en esos momentos los hielos estarían emplazados por encima de la Lagoa da Lucenza (1.374 m), con una edad basal, ya citada, de 21.400–20.600 a cal BP (Pérez-Alberti y Valcárcel-Díaz, 1998). Algo semejante habría ocurrido en la Serra de Queixa en donde los depósitos lacustres de la Lagoa Grande o de As Lamas (1.364 m), cerrada como en el caso de la Lucenza por crestas morrénicas, las dataciones proporcionaron una fecha de 15.000 a 15.600 a BP (Maldonado, 1994) que indican con claridad que los glaciares habrían desaparecido en gran medida. Todo parece indicar que aquellos momentos en las Montañas do Courel o ya habían desaparecido los glaciares o podrían quedar restos de ellos en lugares muy concretos desconocidos por el momento.

Otro tema importante para discutir es la relación entre los diferentes tipos de depósitos periglaciares y las condiciones paleoambientales existentes. Como ya se ha dicho en las montañas se encuentran dos tipos de formaciones sedimentarias acumuladas en condiciones frías, los depósitos estratificados de ladera y los campos de bloques. En investigaciones anteriores (Pérez-Alberti y Rodríguez Guitián, 1993; Pérez-Alberti, 2012; Pérez-Alberti y Cunha, 2016; Viana-Soto y Pérez-Al-

berti, 2019) ya se ha demostrado que para la formación de los primeros fueron necesarias condiciones frías y húmedas, sin necesidad de la presencia de *permafrost*, mientras que para que se hayan formado las laderas de bloques sí fue preciso. Esta relación entre temperatura y humedad ha permitido diferenciar dos fases, una fría y húmeda y otra fría y seca. La primera, como parece señalar la datación de la Toca, se habría puesto en marcha en una fecha anterior a los 44.000 años mientras que la segunda hay que relacionarla con el Máximo Glaciar Global y estaría enmarcada en torno a hace unos 20.000 años.

Hay que destacar que el paleo-glaciarismo desarrollado en las Montañas do Courel es singular dado que se encuentra a una altitud que los convierte en algo excepcional en el contexto peninsular, junto con otras sierras del Noroeste de la Península Ibérica. Por otra parte, hay que indicar la posibilidad de diferenciar dos fases, una previa al LGM (*Last Glacial Maximum*) y otra de este período; la primera más húmeda y con presencia de glaciares y la segunda más fría con una gran actividad periglacial lo que está de acorde con lo que han observado Serrano et al. (2002) y Pisabarro et al. (2017) en el sector centro-oriental de la Cordillera Cantábrica. Allí establecieron una fase de expansión glaciar a favor de la existencia de mayores precipitaciones, asociadas a situaciones sinópticas entrando por el SO y O, con importantes nevadas, y una segunda, más fría, con glaciares más pequeños o menos voluminosos que se corresponderían con el LGM.

Hay que concluir pues que:

- Los procesos fríos desarrollados a cotas bajas tuvieron un gran protagonismo en el modelado de las laderas del Geoparque Mundial de la Unesco Montañas do Courel durante el Pleistoceno reciente, lo cual le confiere un valor patrimonial excepcional.
- Existen formas y depósitos glaciares significativos por encima de los 800 m de altitud.

- Son muy abundantes las formas y los depósitos periglaciares por toda el área y a altitudes muy diferentes, por encima y por debajo de los 800 m. Los depósitos estratificados de ladera están íntimamente relacionados con las pizarras. Las laderas y campos de bloques con las cuarcitas. Este hecho es significativo desde el punto paleoambiental por cuanto indica que los primeros se pueden formar en cualquiera de las dos fases detectadas, dada la mayor foliación de la roca y, consecuentemente, facilidad para fragmentarse, mientras que las laderas y campos de bloques requieren de unas condiciones mucho más frías para que las segundas se vean afectadas.
- Los procesos fríos habrían comenzado antes de hace 44.000 años y desaparecerían hace unos 15.000 con un máximo por determinar mediante dataciones que podría estar situado alrededor de hace unos 22.000-25.000 años.
- Las formas y depósitos de origen frío son auténticas joyas de gran valor paleoambiental por cuanto que reflejan los cambios climáticos que se dieron a lo largo del tiempo.

Agradecimientos

Al Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel por su ayuda en los trabajos de campo; a Pedro P. Cunha del MARE (Universidad de Coimbra) por su colaboración en el análisis sedimentológico y a Enrique Serrano y a un segundo revisor anónimo por sus acertados comentarios que han sido de gran utilidad a la hora de mejorar el texto.

Bibliografía

- Aira-Rodríguez, M.J. (1986). *Contribución al estudio de los suelos fósiles de montaña y antropógenos de Galicia*. Tesis Doctoral, Facultad de Biología, Universidad de Santiago.
- Aira-Rodríguez, M.J., Guitián-Ojea, F. (1986). Contribución al estudio de los suelos y sedimentos de montaña de Galicia y su cronología por

- análisis polínico. I. Sierra del Caurel (Lugo). *Anales de Edafología y Agrobiología*, 45(9-10), 1189-1201.
- Benn, D.I., Owen, L.A., Osmaston, H.A., Seltzer, G.O., Porter, S.C., Mark, B. (2005). Reconstructions of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, 138-139, 8-21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.02.003>
- Brum-Ferreira, A., Vidal-Romaní, J., Zêzere, J., Rodrigues, M.L. (2000) A Glaciação pliocénica na Serra do Gerês. *Finisterra*, 35(69), 39-68. <https://doi.org/10.18055/Finis1669>
- De Vicente, G., Vegas, R. (2009). Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa–Eurasia limit: tectonic constraints. *Tectonophysics*, 474(1-2), 124-143. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.026>
- De Vicente, G., Cloetingh, S.A.P.L., Van Wees, J.D., Cunha, P.P. (2011). Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics*, 502(1-2), 38-61. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.02.007>
- Eyles, N., Eyles, C.H., Miall, A.D. (1983). Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictites sequences. *Sedimentology*, 30, 393–410. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00679.x>
- French, H.M. (2007). *The periglacial environment* (3ª Edición). John Wiley and Sons, Chichester. <https://doi.org/10.1002/9781118684931>
- Guitián-Rivera, F., Barral-Silva, M.T., Guitián-Ojea, F. (1985). Aplicación de la exoscopia del cuarzo a la caracterización de diversos ambientes de Galicia. IV Reunión de Xeoloxía e Minería do N.O. Peninsular. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 9, 399-419.
- Hawkins, F.F. (1985). Equilibrium-line altitudes and paleoenvironment in the Merchants Bay area, Baffin Island, NWT, Canada. *Journal of Glaciology*, 31(109), 205-213. <https://doi.org/10.1017/S0022143000006511>
- Heraul, G. (1984). *Géomorphologie et géologie de l'or détritique. Piémonts et bassins intramontagneux du Nord-ouest de l'Espagne*. Editions du C.N.R.S., Paris, 456 p.
- Hernández-Pacheco, F. (1949). Huellas glaciares en la Sierra de Queija (Orense). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 47, 97-102.
- Hernandez-Pacheco, F. (1957). El glaciario cuaternario en la Sierra de Queija (Orense). *Bole-*

- tín Real Sociedad de Historia Natural (Geología)*, 55, 27-74.
- Lautensach, H. (1967). *Geografía de España y Portugal*, 120 p. (traducción de Lautensach, 1964. Die Iberische Halbinsel, p. 116 Munden)
- Maldonado-Ruiz, F. (1994). *Evolución tardiglacial y holocena de la vegetación en los macizos del Noroeste Peninsular*. 171 p. Tesis Doctoral, E. T. S. de Ingenieros de Montes, Madrid.
- Muñoz-Sobrino, C., Ramil-Rego, P., Rodríguez-Gutián, M.A. (2001). Vegetation in the mountains of northwest Iberia during the last glacial-interglacial transition. *Vegetation History Archaeobotany*, 10, 7-21. <https://doi.org/10.1007/PL00013366>
- Nussbaum, F., Gigax, F. (1953). La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geográficos*, 51, 261-270.
- Ohmura, A., Kasser, P., Funk, M. (1992). Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology*, 38, 397-411. <https://doi.org/10.1017/S0022143000002276>
- Oliva, M., Serrano, E., Gómez-Ortiz, A., González-Amuchastegui, M.J., Nieuwendam, A., Palacios, D., Pérez-Alberti, A., Pellitero-Ondicol, R., Ruiz-Fernández, J., Valcárcel, M., Vieira, G., Antoniades, D. (2016). Spatial and temporal variability of periglacialization of the Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews*, 137, 176-199. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.017>
- Oliva, M., Žebre, M., Guglielmin, M., Hughes, P.D., Çiner, A., Vieira, G., Bodin, X., Andrés, N., Colucci, R.R., García-Hernández, C., Mora, C., Nofrek, J., Palacios, D., Pérez-Alberti, A., Ribolini, A., Ruiz-Fernández, J., Sarikaya, M.A., Serrano, E., Urdea, P., Valcárcel-Díaz, M., Woodward, J.C., Yıldırım, C. (2018). Permafrost conditions in the Mediterranean region since the Last Glaciation. *Earth-Science Reviews*, 185, 397-436. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.06.018>
- Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Andrés, N., Carrasco, R.M., Pedraza, J., Pérez-Alberti, A., Valcárcel-Díaz, M., Hughes, P.D. (2019). Late Quaternary glacial phases in the Iberian Peninsula. *Earth-science Reviews*, 192, 564-600. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.015>
- Parga Peinador, J.R. (1969). El sistema de fracturas tardihercénicas del Macizo Hespérico. *Trabajos del Laboratorio Geológico de Laxe*, 37.
- Pérez-Alberti, A. (1993). La interacción entre procesos geomorfológicos en la génesis del relieve del sudeste de Galicia: el ejemplo del Macizo de Manzaneda y de la Depresión de Maceda. En: Pérez Alberti, A., Ramil-Rego, P., Guitián, L. (Eds.) *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos*. Xunta de Galicia, 1-24.
- Pérez-Alberti, A. (2012). La formación de depósitos estratificados de ladera en un clima frío marítimo (Andes de Tierra del Fuego, Argentina). *Nimbus: Revista de climatología, meteorología y paisaje*, 29, 491-509.
- Pérez-Alberti, A. (2019). *Xeomorfoloxía das Montañas do Courel*. Edita Grupo de Desenvolvemento Rural Ribeira Sacra-Courel. 71 pp. y mapa A0.
- Pérez-Alberti, A., Rodríguez Guitián, M. (1993). Formas y depósitos de macroclastos y manifestaciones actuales de periglacialismo en las Sierras Septentrionales y Nororientales de Galicia En: Pérez Alberti, A., Ramil-Rego, P., Guitián, L. (Eds.) *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos*. Xunta de Galicia, 91-106.
- Pérez-Alberti, A., Valcárcel Díaz, M. (1998). Caracterización y distribución espacial del glacialismo en el Noroeste de la Península Ibérica. En: Gómez Ortiz, A., Pérez-Alberti, A. (Eds.) *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Servicio de Publicaciones e Intercambio Científico. Universidade de Santiago, 17-62.
- Pérez-Alberti, A., Valcárcel-Díaz, M. (2006). *As pegadas glaciares dos vales de Seara e Vieiros*. En: *Unha historia xeolóxica de 500 millóns de anos*. Asociación Río Lor. Quiroga (Lugo), 23-63.
- Pérez-Alberti, A., López Bedoya, J., Cunha, P.P. (2009). Sedimentological analysis of cold-climate stratified slope deposits of Galicia, NW Iberia. En: *IAS 2009 Meeting. Book of Abstracts. Alghero (Italy)* (Vol. 6, No. 6).
- Pérez-Alberti, A., Cunha, P.P. (2016). The stratified slope deposits of Tierra del Fuego (Argentina) as an analogue for similar pleistocene deposits in Galicia (NW Spain). *Polígonos. Revista de Geografía*, 28, 183-209. <https://doi.org/10.18002/pol.v0i28.4293>
- Pisabarro, A., Pellitero, R., Serrano, E., Gómez-Lende, M., González-Trueba, J.J. (2017). Ground temperatures, landforms and processes in an Atlantic mountain. Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Catena*, 149, 623-636. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.051>

- Porter, S.C. (1975). Equilibrium-line altitudes of late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research*, 5(1), 27-47. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(75\)90047-2](https://doi.org/10.1016/0033-5894(75)90047-2)
- Porter, S.C. (2001). Snowline depression in the tropics during the last glaciation. *Quaternary Science Review*, 20, 1067-1091. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00178-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00178-5)
- Rodríguez Guitià, M.A., Valcárcel-Díaz, M., Pérez-Alberti, A. (1996). Morfogénesis glaciar en la vertiente meridional de la Serra do Courel (NW Ibérico): el valle de A Seara. En: Pérez-Alberti, A., Martínez Cortizas, A. (Eds.) *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses*. Monografías GEP, 1, 77-88.
- Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., Bourlès, D., Valero-Garcés, B. (2014). A multiple dating-method approach applied to the Sanabria Lake moraine complex (NW Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Science Reviews*, 83, 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.10.019>
- Serrano, E., González Trueba, J.J. (2004). El método AAR para la determinación de Paleo-ELAs: análisis metodológico y aplicación en el macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, 7-33. <https://doi.org/10.18172/cig.1133>
- Serrano, E., González-Trueba, J. J., González-García, M. (2012). Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research*, 78(2), 303-314. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.05.016>
- Stickel, R. (1928). Observaciones de morfología glaciar en el NO de España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 29, 297-313.
- Seltzer, G.O. (1994). Climatic interpretation of alpine snowline variations on millennial time scales. *Quaternary Research*, 41, 154-159. <https://doi.org/10.1006/qres.1994.1017>
- Viana-Soto, A., Pérez-Alberti, A. (2019). Periglacial deposits as indicators of paleotemperatures. A case study in the Iberian Peninsula: The mountains of Galicia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 30(4), 374-388. <https://doi.org/10.1002/ppp.2026>
- Vidal-Romaní, J.R. (1989). Galicia. En: Pérez-González, A., Cabra, P., Martín-Serrano, A. (Coords.) *Mapa del Cuaternario de España. Escala 1:1.000.000*. ITGE. Madrid, pp. 95-104.
- Vidal-Romaní, J.R., Aira-Rodríguez, M.J. Santos Fidalgo, L. (1991). La glaciación finicuaternaria en el NO de la Península Ibérica (Serra do Courel, Lugo): Datos geomorfológicos y paleobotánicos. Libro de Resúmenes. *VIII Reunión Nacional sobre el Cuaternario*. AEQUA, Universidad de Valencia.
- Vidal-Romaní, J.R., Fernández-Mosquera, D., Marti, K., Ferreira, A. B. (1999). Nuevos datos para la cronología glaciar pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 24, 7-29.
- Vidal-Romaní, J.R., Fernández-Mosquera, D. (2005). Glaciarismo Pleistoceno en el NW de la península Ibérica (Galicia, España-Norte de Portugal). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 13(3), 270-277.
- Walker, R.G., James, N.P. (1992). *Facies model: response to sea level change*. Geological Association of Canada. Stittsville, Ontario, Canada, 454 p.

Recibido el 2 de mayo de 2021

Aceptado el 26 de mayo de 2021



El yacimiento musteriense de Roca San Miguel (Arén, Prepirineo de Huesca)

The Mousterian site of Roca San Miguel (Arén, Huesca Pre-Pyrenees)

Montes, L. ^{(1) (*)}; Domingo, R. ⁽²⁾; Sampietro Vattuone, M.M. ⁽³⁾;
Medialdea, A. ⁽⁴⁾; Peña Monné, J.L. ⁽⁵⁾

⁽¹⁾ Dpto. de Ciencias de la Antigüedad e Instituto de Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, Plaza Constitución s/n, 22001 Huesca. España. Imontes@unizar.es

⁽²⁾ Dpto. de Ciencias de la Antigüedad e Instituto de Patrimonio y Humanidades (IPH), Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. España

⁽³⁾ Laboratorio de Geoarqueología, Universidad Nacional de Tucumán-CONICET, Miguel Lillo 205, 4000 San Miguel de Tucumán. Argentina.

⁽⁴⁾ Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca 3, 09002, Burgos. España

⁽⁵⁾ Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio e Instituto de Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. España

(*) autor correspondiente

Resumen

El yacimiento musteriense de Roca San Miguel se sitúa en el curso alto del río Noguera Ribagorzana, en el Prepirineo de Huesca. Aunque en la actualidad se extiende por una ladera con la apariencia de un sitio al aire libre, un resalte de arenisca hoy erosionado debió generar un abrigo rocoso que prestaría protección a sus ocupantes prehistóricos. Se han realizado 3 catas arqueológicas, de las que la intermedia y superior son las que aportan hasta el momento la información más relevante. En la excavación se han diferenciado 5 Unidades estratigráficas compuestas por diferentes niveles arqueológicos, que han sido datados por Luminescencia Ópticamente Estimulada (OSL). Las dataciones de la Unidad A, con abundantes restos de hogares, la sitúan cronológicamente en el Penúltimo Periodo Glacial (PGP) en unas condiciones paleoambientales de frío extremo. La Unidad B todavía no ha sido excavada. La Unidad C abarca desde el final del Eemiense hasta el MIS 5d en el Último Periodo Glacial (LGP), con abundantes restos líticos y de fauna. La Unidad D incorpora materiales desplazados por la ladera superior, indicando el abandono del yacimiento, datado en 81,2±4,7 ka. Por último, la Unidad E recubrió el lugar durante el MIS 2, cuando el sitio estaba ya parcialmente erosionado. La datación con OSL de la terraza Qt5, situada en el entorno del yacimiento, permite además relacionarlo con el sistema de terrazas de la cuenca fluvial Segre-Cinca y las fases glaciales de su cabecera. Con todo ello, se crea un modelo evolutivo que abarca desde MIS 6d hasta el MIS 5a (Último Periodo Glacial), pudiendo afir-



mar a partir de su depurada cronología que actualmente es el yacimiento con las ocupaciones neandertales más antiguas del Prepirineo.

Palabras clave: Pirineos; Paleolítico medio; Pleistoceno; geoarqueología; dataciones OSL; terrazas fluviales.

Abstract

The Mousterian archaeological site of Roca San Miguel (RSM) is located in the upper course of the Noguera Ribagorzana River, in the Pre-Pyrenean area of Huesca Province. Although nowadays an open-air site, a currently eroded sandstone projection formed a rock shelter habited by Neanderthals. Three archaeological trenches have been excavated: among them, the upper and intermediate ones provide the most relevant information. Five stratigraphic units have been identified, comprising several archaeological levels. The OSL ages of Unit A, with numerous hearths, indicate a chronology consistent with the Penultimate Glacial Period (PGP) under an extremely cold climate. Unit B has not been excavated yet. Unit C contains many lithic and faunal remains and is consistent with the Eemian up to the MIS 5d in the Last Glacial Period (LGP). Unit D gathers materials coming from the upper slope and establishes the abandonment of the site 81.2±4.7 ka ago. Lastly, Unit E covered the area during the MIS 2, when the site was partially eroded. The OSL age of the Qt5 fluvial terrace, located in the site surroundings, relates the site with the Segre-Cinca terrace system and the glacial phase of its headbasins. All this information allows to draw a geoarchaeological evolutionary model covering from the MIS 6d up to the MIS 5a. Thus, the archaeological site represents today the oldest Neanderthal occupation of the Pre-Pyrenean area, supported by an accurate chronological framework.

Key words: Pyrenees; Middle Paleolithic; Pleistocene; geoarchaeology; OSL dates; fluvial terraces.

1. Introducción

En la zona central del Prepirineo, en las cuencas de los ríos Cinca y Segre y sus principales tributarios (de W a E, Vero, Ésera, Noguera Ribagorzana, Noguera Pallaresa) se localizan varios yacimientos musterienses: la abundancia de cuevas y abrigos en estos corredores fluviales favoreció el asentamiento de gentes neandertales en la zona, y facilita hoy en día su conservación, localización y estudio. Se conocen 14 yacimientos (Fig. 1) cuya ocupación se extiende entre el MIS 6 y el MIS 3, aunque su datación es imprecisa en muchos casos. Para su caracterización cronológica se ha utilizado termoluminiscencia (TL), racemización de aminoácidos (AAR) y radiocarbono: en su mayoría ofrecen fechas “recientes”, que en el caso del radiocarbono quedan en el límite del método (Santamaría y de la Rasilla, 2013), por lo que bien podrían ser más antiguas. Pese a lo prolongado de las ocupaciones (Montes, 1988; Martínez Moreno *et al.*, 2004; Montes *et al.*, 2006, 2016; Utrilla *et al.*, 2010; Mora *et*

al., 2018) la información sobre el Paleolítico medio en la zona es poco uniforme. Solo unos pocos de estos sitios cuentan con estudios contextuales que permitan establecer relaciones paleogeográficas y paleoambientales: Estret de Tragó (Martínez Moreno *et al.*, 2004), Cova Gran de Santa Linya (Mora *et al.*, 2011, 2018; Polo Díaz *et al.*, 2016), Olriols (Montes *et al.*, 2016) y Roca dels Bous (Benito-Calvo *et al.*, 2020).

Por el contrario, la información disponible del Pleistoceno de ese territorio, tanto cronológica (OSL, Nucleidos Cosmogénicos) como cartográfica, ha aumentado notablemente en los últimos treinta años (Peña Monné, 1983, 1988; Peña Monné y Sancho, 1988; Sancho, 1991; Sancho *et al.*, 2004; Turu y Peña-Monné, 2006a, 2006b; Lewis *et al.*, 2009; Peña Monné *et al.*, 2011; Calle *et al.*, 2013; Stange *et al.*, 2013a, 2013b; Duval *et al.*, 2015; Sancho *et al.*, 2016, 2018). Esta buena información permite situar estos yacimientos en el contexto evolutivo paleoambiental de los Piri-

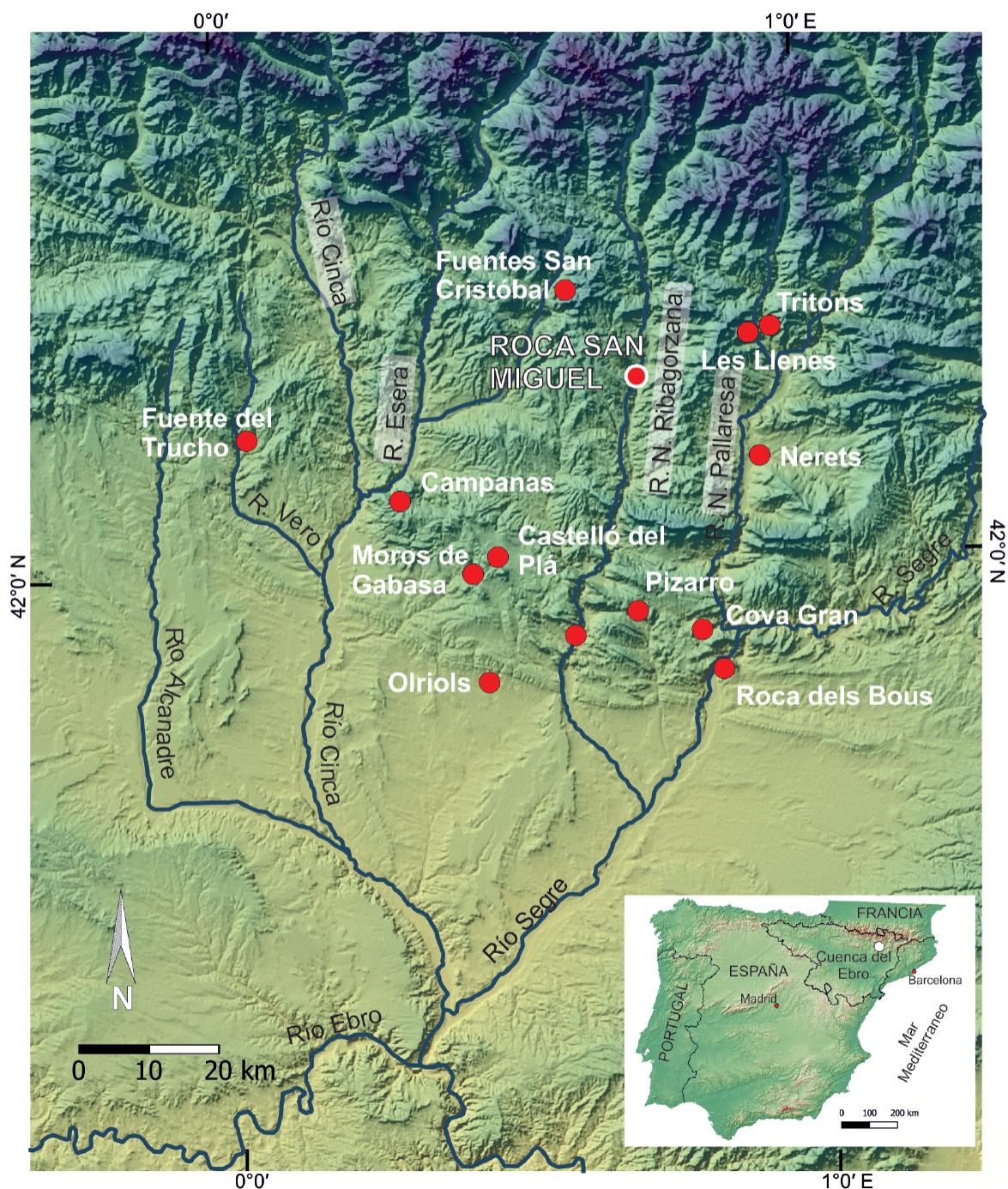


Figura 1. Mapa de localización de la Roca San Miguel y otros yacimientos del Paleolítico medio en la zona prepirenaica española. Mapa base: JAXA/METI ALOS PALSAR L1.0 2008.

Figure 1. Location map of the Roca San Miguel and other Middle Paleolithic sites in the Spanish Prepyrenean zone. Map source: JAXA/METI ALOS PALSAR L1.0 2008.

neos y del sector central del valle del Ebro, así como establecer mejores correlaciones entre los periodos de ocupación de los asentamientos y las condiciones paleoambientales regionales de dichos momentos.

El principal objetivo de este artículo es avanzar los resultados de los trabajos de excavación realizados hasta 2019 en el yacimiento musteriense de Roca San Miguel (RSM), tanto arqueológicos (Domingo y Montes, 2016; Sola *et al.*, 2016) como de reconstrucción paleoambiental. Para ello, se presenta una estratigrafía ordenada por unidades y niveles arqueológicos, una síntesis preliminar de los materiales líticos y óseos recuperados, así como una cronología obtenida a partir de dataciones por OSL. La información se complementa con diferentes indicadores geomorfológicos cuaternarios para contextualizar RSM en la evolución paleoambiental del Pleistoceno, tanto a nivel regional como global, y ponerlo en relación con otros yacimientos paleolíticos de la zona surpirenaica.

2. El marco geográfico y geológico

El yacimiento se sitúa en el Prepirineo de Huesca, cerca de la localidad de Arén, a 671-677 m.s.n.m., en la margen derecha del río Noguera Ribagorzana, afluente del Segre, a su vez tributario del río Ebro (Fig. 1). Todo el relieve de la zona consiste en cuevas paralelas de materiales resistentes (conglomerados, areniscas, calizas) separados por niveles margosos pertenecientes a diferentes formaciones del Maastrichtiense (López Olmedo y Ardévol, 1994; Samsó *et al.*, 2010, 2012), con buzamientos entre 25 y 40° SSW (Fig. 2). El río Noguera Ribagorzana atraviesa de N a S estas estructuras creando una sucesión de estrechamientos y ensanchamientos del valle en función de la litología. Sobre uno de estos estrechamientos originado por la Fm Arenisca de Arén se sitúa el yacimiento RSM, a una altitud de 46-52 m sobre el cauce actual del río (Figs. 2, 3). La cuesta queda en resalte entre los valles de los barrancos de Teixet, al S, y de Sobrecastell, al N, ambos excavados en ni-

veles margosos. Incidentalmente, al lado del yacimiento musteriense hay un afloramiento de icnitas de dinosaurio (Canudo *et al.*, 2005).

Arén registra una temperatura media anual de 11,2° C y una oscilación media anual de 16,8° (19,9° en Julio-3,1° en enero). Las precipitaciones alcanzan una media anual de 784 mm, con máximos al final de primavera y otoño. En la clasificación de Köppen-Geiger se clasifica como templado oceánico de tipo hemiboreal, sin estación seca y con verano templado. El río Noguera Ribagorzana tiene un régimen pluvio-nival, con máximo caudal en junio-julio por agua de fusión nival y lluvias. Su caudal medio anual es de 15,7 m³/s en Sopeira (7 km al N de Arén).

3. Metodología

El trabajo arqueológico en el yacimiento de RSM se desarrolló entre 2013 y 2019. La cuadrícula de la excavación se orientó de acuerdo con la pendiente natural de la ladera donde se localiza, enfocándose en tres áreas no removidas que parecían conservar parte del relleno de un supuesto abrigo rocoso hoy erosionado (Domingo y Montes, 2016). Los sedimentos se extrajeron en capas horizontales de 5 cm de espesor máximo, respetando los cambios entre niveles arqueológicos, identificados a partir de sus caracteres sedimentológicos. Se utilizó una estación total Leica para registrar los restos más grandes (> 2 cm) y relevantes (más de 5.000 elementos), recuperándose el resto en conjuntos de 33x33x5 cm tras tamizar con agua. Los niveles arqueológicos identificados fueron nombrados por su ubicación relativa (S: cata superior; M: cata media), composición principal (C: clastos; P: piedrecillas; A: arenas; L: limos) y color de la capa (R: rojo; N: naranja; B: blanco), y posteriormente, han quedado englobados en las unidades estratigráficas establecidas tras concluir la excavación, que de base a techo se denominan de A a E. Está previsto continuar la excavación interrumpida en 2020 por la pandemia, una vez concluidos los estudios del material recuperado hasta entonces.

Se ha elaborado un mapa geomorfológico detallado del entorno del yacimiento prestando especial atención a las acumulaciones cuaternarias. Se han utilizado fotografías aéreas de diferentes vuelos nacionales, ortoimágenes PNOA de 2018, información cartográfica y geomorfológica de Peña Monné (1983) e información litológica de la cartografía geológica de López Olmedo y Ardévol (1994) y de Samsó *et al.* (2010, 2012). El mapa ha sido revisado mediante trabajo de campo verificando cada afloramiento y midiendo las alturas de los niveles de terraza diferenciados.

Se tomaron 6 muestras de diferentes niveles estratigráficos de la excavación y una muestra en la terraza fluvial Qt5 cercana al yacimiento para datar por OSL. Todas las muestras fueron extraídas usando tubos de PVC y de acero. De ellas se extrajeron los granos de cuarzo de tamaño 180-250 μm empleando métodos estándar (tratamiento con HCl, H_2O_2 y separación por densidades), bajo condiciones controladas de luz. La fracción resultante fue tratada con HF 40% para eliminar los posibles granos de feldespato todavía presentes y la capa exterior de los granos de cuarzo. Se obtuvieron las distribuciones de dosis a partir de la señal de OSL de 24-48 alícuotas por muestra. La dosis equivalente se estimó a partir

del Central Age Model (CAM, Galbraith *et al.*, 1999). Las tasas de dosis totales se basaron en las concentraciones de actividad de los radionucleidos, derivadas de la espectrometría gamma de alta resolución medida en ~ 100 g de material de la matriz sedimentaria de cada muestra (Tabla 1). La contribución de la radiación cósmica se calculó de acuerdo a la profundidad de las muestras (Prescott y Hutton, 1994). Las dosis equivalentes estimadas, las tasas de dosis totales para una matriz infinita y las edades derivadas se resumen en la Tabla 1.

4. Resultados

4.1. Unidades estratigráficas y datos cronológicos de Roca San Miguel

Como hemos adelantado, el yacimiento es actualmente un sitio al aire libre que domina el curso del Noguera Ribagorzana desde la ladera de orientación este del relieve conocido como Roca San Miguel, del que toma su nombre (Figs. 2, 3). Por hallarse a cielo abierto está sometido a procesos de erosión natural que se incrementan por el buzamiento de su pendiente. El yacimiento ocupa una

Tabla 1. Resultados de las dataciones por OSL del sitio Roca San Miguel y terraza fluvial Qt5. CL y RDI son códigos de laboratorio de la Universidad de Colonia y la Universidad de Sevilla (Servicio de Radioisótopos), respectivamente.

Table 1. OSL ages of Roca San Miguel site and Qt5 fluvial terrace. CL and RDI are the laboratory codes of The University of Cologne and The University of Sevilla (Radioisotopes Unit), respectively.

EIDADES OSL								
MUESTRA	CÓDIGO LAB.	UNIDAD ESTRAT.	NIVEL ARQUEOL.	PROF. (m) bajo		OSL DOSIS (GY/KY)	OSL DOSIS EQUIVALENTE (GY)	EDAD (KA BP)
				superf.	nivel 0			
RSM-S1	CL-4970	D	SAN	0,6	0,66	1,12 \pm 0,05	90,7 \pm 3,3	81,2 \pm 4,7
RSM-S2	RDI-1786	C	SLN	0,7	1,16	1,09 \pm 0,05	113,0 \pm 5,6	103,4 \pm 6,9
RSM-S3	RDI-1785	C	SLN	1,0	1,47	1,08 \pm 0,09	128,3 \pm 6,5	118,9 \pm 11,5
RSM-M1	RDI-1788	A	MLP	0,8	4,13	0,76 \pm 0,05	115,8 \pm 4,9	151,9 \pm 11,1
RSM-M2	RDI-1787	A	MLPR	1,0	4,28	0,81 \pm 0,06	128,8 \pm 6,7	160,1 \pm 14,3
RSM-M3	CL-4971	A	MLP2	1,2	4,48	0,70 \pm 0,03	118,6 \pm 3,7	169,6 \pm 9,1
AREN-3	CL-4972	Qt5	-	4.5		0,92 \pm 0,04	120,3 \pm 3,8	130,7 \pm 7,0

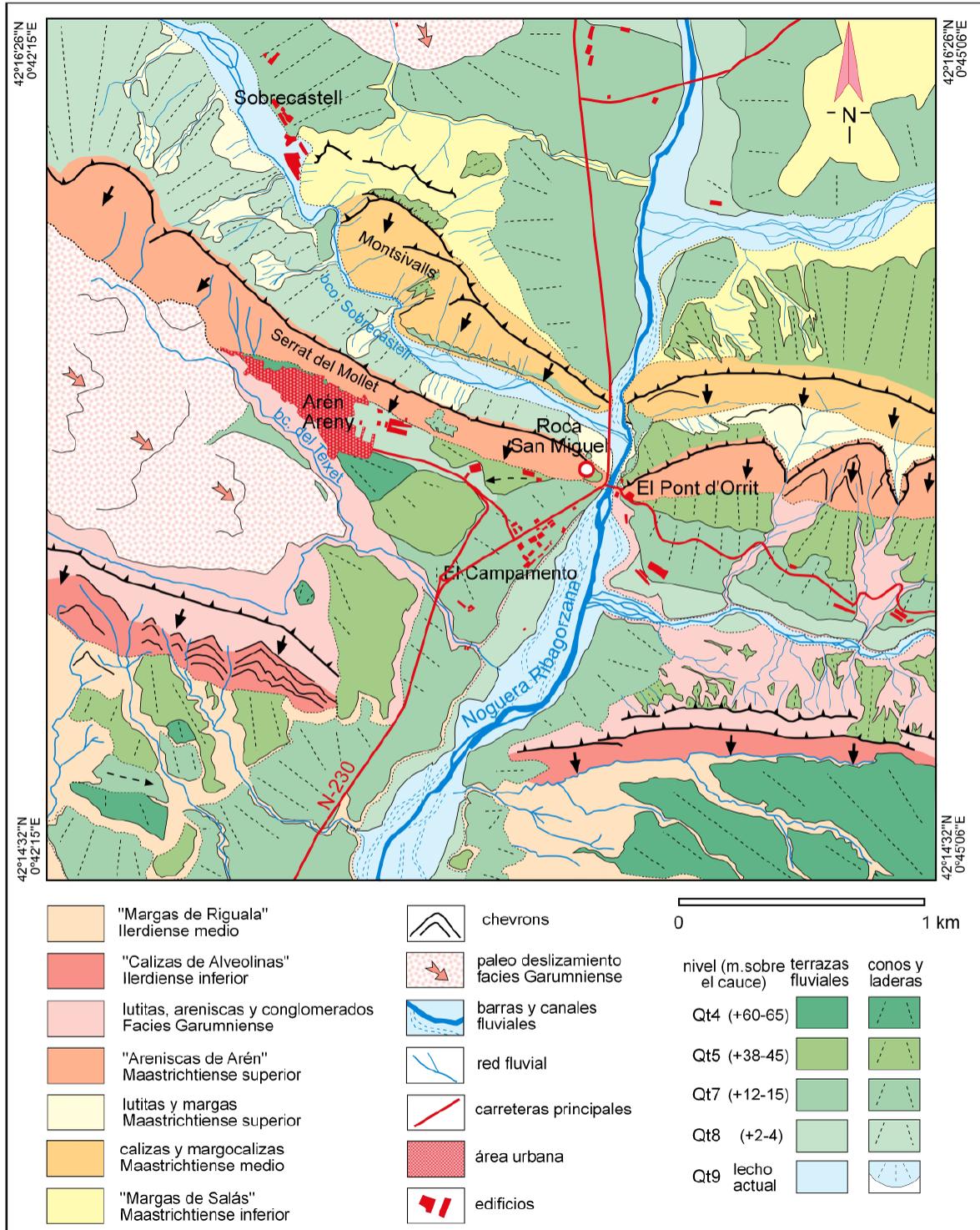


Figura 2. Mapa geológico y geomorfológico del valle del río Noguera Ribagorzana en el sector de Arén, con la situación de RSM. Imagen de base: ortoimagen PNOA España 2018 (IGN, CNIG).

Figure 2. Geological and geomorphological map of the Noguera Ribagorzana valley in the area of Arén, and RSM location. Image source: PNOA Spain orthoimage 2018 (IGN, CNIG).

depresión resultante de la erosión del lecho rocoso entre dos cordones de arenisca de la Fm Arén, donde se conserva el depósito arqueológico (Fig. 3). A lo largo de los años de excavación se ha ido haciendo patente que esos relieves de arenisca debían ser mayores cuando los neandertales ocupaban este lugar, conformando un abrigo rocoso orientado hacia el norte.

La excavación del sitio se ha desarrollado en tres zonas diferenciadas (catas) de la ladera, donde los sondeos de 2013 comprobaron que se conservaba el depósito. En ninguna de las tres catas se ha alcanzado la base.

En la **cata inferior** apareció un derrubio de clastos (nivel DC) heterométricos, en disposición caótica y poco interés arqueológico, que se interpretó como un depósito removilizado (Fig. 4). Pero en superficie había restos de fauna de buen tamaño (huesos largos y mandíbulas, además de dientes sueltos y otros) que, aun mostrando alguna fractura, sugerían que su desplazamiento una vez ex-

humados había sido mínimo. La excavación ha alcanzado los 100 cm de potencia, entregando algunas lascas e instrumentos líticos y abundantes restos de ungulados bastante bien conservados, entre los que se identifica caballo, gran bóvido, cabra montés y ciervo. Los huesos muestran en ocasiones señales de haber permanecido a la intemperie (oxidaciones, precipitaciones de manganeso) antes de haber sido englobados en el sedimento. Se trata de un depósito de ladera que parece haberse desplazado (por solifluxión y creeping) desde su localización original, en una cota superior necesariamente próxima, porque los huesos largos aparecen sin apenas fracturar. Los clastos no han permitido tomar muestra para su datación OSL y de momento no hemos podido relacionar este nivel con los identificados en las otras catas, aunque presenta características similares al depósito de ladera del nivel SC de la cata superior que describiremos más adelante.

En la **cata intermedia** se ha localizado un depósito que contiene una sucesión de amplios



Figura 3. Vista aérea del yacimiento musteriense de RSM (recuadro rojo) y los principales componentes geomorfológicos de su entorno. En el círculo rojo el corte de la terraza fluvial Qt5.

Figure 3. Aerial view of the RSM Mousterian site (red square) and the main geomorphological components of its surroundings. In the red circle the Qt5 fluvial terrace outcrop.

hogares que ocuparon toda el área excavada (unos 12 m²), cuyo sedimento está endurecido por la abundancia de carbonato, y presenta gravas y gravillas (pedrecillas) de arenisca e incontables esquirlas de hueso fragmentadas y en diferentes grados de cremación en su interior, además de numerosos elementos de industria lítica. Constituye la Unidad A (Fig. 4) en cuyo interior se suceden, de muro a techo, 3 niveles arqueológicos diferenciados por su color: en la base, el nivel MLP2 (negruzco / 25 cm de potencia hasta donde ha alcanzado la excavación); el nivel MLPR (rubefactado / 30 cm) y el nivel MLP (oscuro / 35 cm). Junto al cordón de arenisca meridional, estos niveles pasan lateralmente a ser una costra gruesa, blanquecina y dura (nivel MB). Los múltiples huesos que fueron arrojados al fuego (Fig. 5) pudieron serlo por labores de limpieza, pero también para ser empleados como combustible (Sola *et al.*, 2016). Los tres niveles de la Unidad A han sido datados mediante

OSL ofreciendo resultados coherentes con su disposición estratigráfica: el nivel MLP2 en 169,6±9,1 ka (muestra RSM-M3); el nivel MLPR en 160,1±14,3 ka (muestra RSM-M2) y el nivel MLP en 151,9±11,1 ka (muestra RSM-M1).

En la **cata superior** el sedimento es por completo diferente a lo observado en la cata intermedia. En los 165 cm de potencia alcanzados por la excavación se han definido tres unidades estratigráficas que se corresponden con otros tantos niveles arqueológicos. De muro a techo, abren la secuencia los finos sedimentos limosos anaranjados de la Unidad C (nivel SLN, 70 cm sin haber llegado a su final) con abundante industria lítica y restos de fauna (lo que contrasta con la ausencia de estructuras). Esta unidad cuenta con dos dataciones OSL coherentes con su distribución vertical: 118,9±11,5 ka y 103,4±6,9 ka (muestras RSM-S3 y RSM-S2, respectivamente). Por

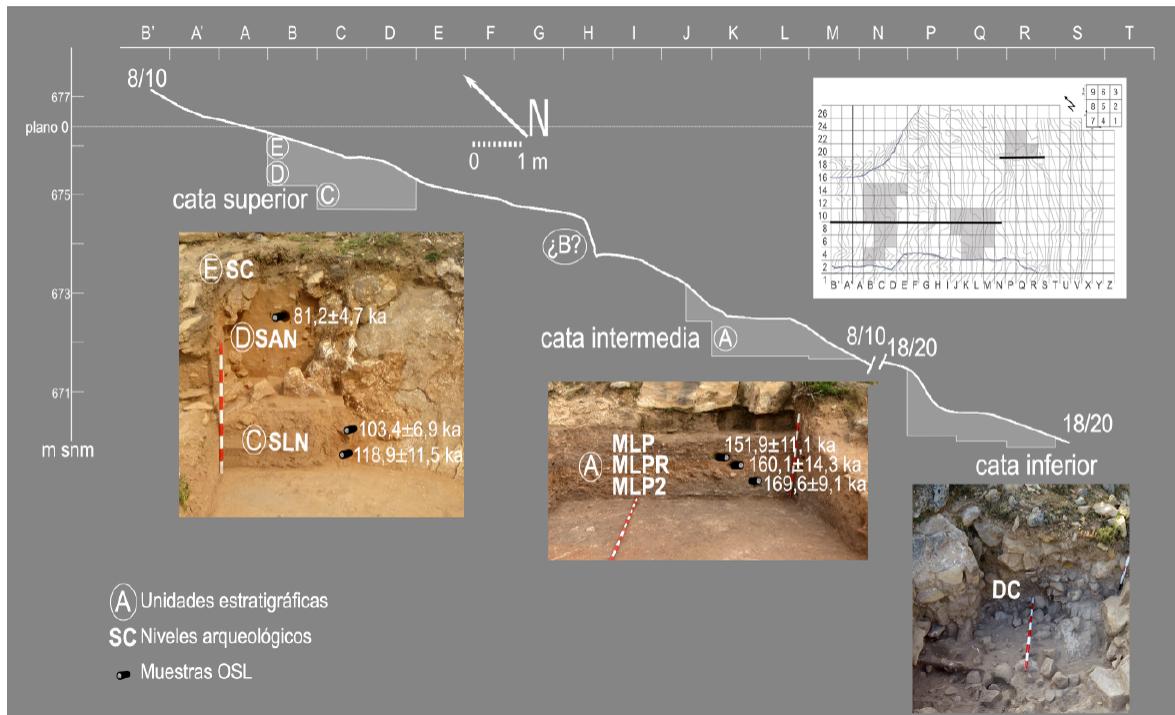


Figura 4. Perfil y planta topográficos del yacimiento y las tres catas abiertas, y un detalle de éstas indicando las unidades estratigráficas, los niveles arqueológicos y la ubicación de las dataciones OSL.

Figure 4. Topographic profile and plan of the site with the three trenches, whose photographs indicate the stratigraphic units, the archaeological levels and the location of the OSL ages.

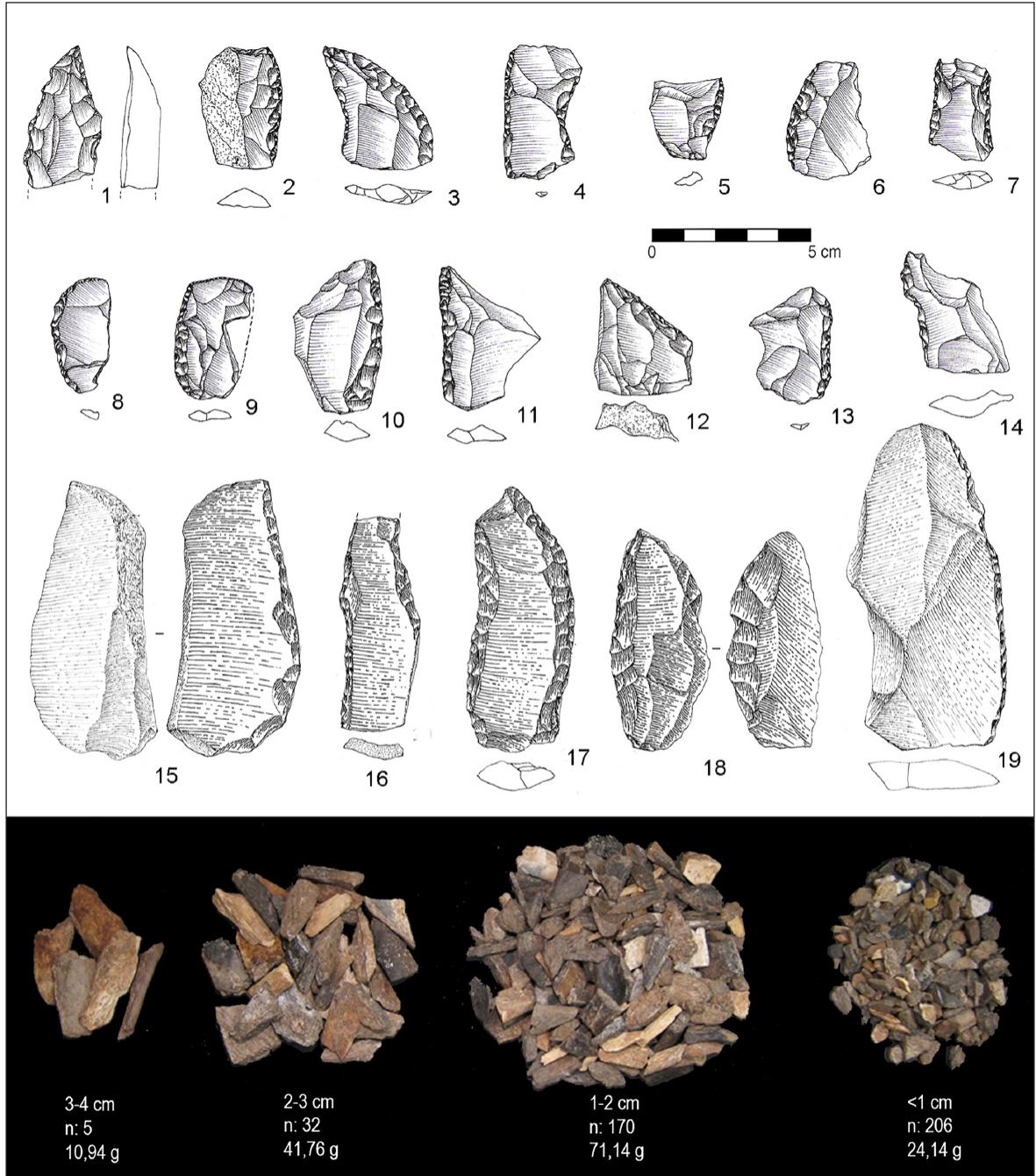


Figura 5. Arriba, materiales líticos del nivel SLN (salvo 18-19, de MLP) de Roca San Miguel: 1) punta de Tayac; 2-13 y 15-19 raederas varias; 14) denticulado. Números 1 a 14 sílex; 15, 17 y 19 cuarzita; 16 y 18 corneanas (dibujos: M.C. Sopena).. Debajo, un ejemplo de conjunto de esquirlas óseas inferiores a 4 cm (n: 413; peso total: 147,98 g) recuperadas al cribar una unidad de 33x33x5 cm del nivel MLP, y su distribución por tamaños indicando número de esquirlas y peso.

Figure 5. Top, lithic materials from SLN level (except 18-19, MLP) from Roca San Miguel: 1) Tayac point; 2-13 and 15-19 various side-scrapers; 14) denticulate. Numbers 1-14 chert; 15, 17 and 19 quartzite; 16 and 18 hornfels (drawings: M.C. Sopena). Below, an example of a set of bone splinters smaller than 4 cm (n: 413; total weight: 147.98 g) recovered by sieving a 33x33x5 cm unit of the MLP level, indicating the number of splinters and their weight per size.

encima aparecen las arenas anaranjadas con clastos de la Unidad D (nivel SAN, de unos 50 cm de potencia) datada por OSL en $81,2 \pm 4,7$ ka (muestra RSM-S1). Finalmente, el conjunto está cubierto por un depósito de ladera con grandes clastos dispuestos en paralelo a la pendiente actual: es la Unidad E (nivel SC) cuyo espesor varía desde ~ 110 cm, cuando rellena canales erosivos anteriores, hasta apenas 20 cm donde ha sido a su vez erosionado. Tanto este nivel SC como el inmediatamente anterior, SAN, engloban algunos restos arqueológicos (líticos y óseos) removilizados por erosión desde zonas ocupadas ladera arriba, por lo que no se consideran ocupaciones antrópicas *in situ*.

El hiato cronológico que se registra entre la fecha más antigua obtenida en la Unidad C ($118,9 \pm 11,5$ ka, nivel SLN) y la más reciente de la unidad A de la cata intermedia ($151,9 \pm 11,1$ ka, nivel MLP) sugiere la existencia de una supuesta unidad B, todavía no alcanzada en la excavación de esta cata superior, cuyo desarrollo es también posible según las cotas estratigráficas (Fig. 4).

4.2. Los materiales arqueológicos

Pendientes todavía de un estudio detallado, podemos sin embargo ofrecer un recuento preliminar de los restos recuperados, básicamente industria lítica y fauna (Fig. 5). El total de registros de la estación total asciende a 5.171 de los que, globalmente, el 33% son de fauna y el 66% líticos, proporciones que varían en los distintos niveles identificados. En los correspondientes a ocupaciones humanas *in situ*, la distribución fauna/lítico de sus casi 4.000 restos es la siguiente: 33/66% en MLP2 (1.009 restos); 37/63% en MLPR (1.031 registros); 60/40% en MLP (557 evidencias) y 10/90% en SLN (1.363 restos).

En lo relativo a la fauna, la elevada cantidad de esquirlas óseas registradas en los niveles de la cata intermedia —miles de astillas de hueso de muy pequeño tamaño en su mayoría con signos evidentes de haber sido directamente

afectadas por el fuego tras haber sido descarnadas (Sola *et al.*, 2016)—, explica la marcada diferencia entre las proporciones de estas ocupaciones y las del nivel SLN, cuyos restos óseos son generalmente fragmentos de huesos largos sin quemar, que en ocasiones presentan algunas marcas de carnicería (estrías) de origen antrópico. El conjunto más rico y mejor conservado es el del nivel DC de la cata inferior, no datado y con dudas respecto a su integridad, donde la fauna supera el 63% de los restos recuperados: son principalmente huesos bien conservados (y dientes) sin alteraciones térmicas y ocasionales estrías de descarnado, que permiten su identificación morfológica y taxonómica: ciervo, caballo y cabra montés son los más comunes, aunque el grosor de algunos fragmentos de caña de huesos largos sugiere la presencia de bisonte/uro.

En cuanto a la industria lítica, carente todavía de un análisis detenido, podemos adelantar datos sobre las materias primas utilizadas (y su acopio) y una primera aproximación a sus características tecno-tipológicas. Se trata en conjunto de producciones acordes con los cánones técnicos y tipológicos del Musteriense, sin que podamos de momento avanzar diferencias entre los materiales de la fase antigua (unidad A) y los de la más reciente (unidad C). En su cómputo global (3.415 restos líticos) el sílex supone un 35% frente al 65% de las otras rocas utilizadas (principalmente corneanas, ofitas y cuarcitas), y de nuevo se observa una distribución diferenciada por niveles, que sugiere una selección creciente del sílex desde las capas más antiguas (20% y 21% respectivamente en MPL2 y MLPR) a las más recientes (50 y 51% en MLP y SLN, este último de la cata superior).

La totalidad del sílex pertenece a una sola variedad, cuyo afloramiento más próximo conocemos a unos 7 km al norte del yacimiento, en los cantiles calizos de Sopeira (Fm Pardina, Sánchez de la Torre y Mangado, 2016), aunque pudo ser acopiado también entre la grava del río que lo arrastraría: de grano fino y tonos grises, a menudo bandeados, se presenta en nódulos de pequeño tamaño con frecuen-

tes fracturas ortogonales, huecos y geodas que imponen una talla no sistematizada ni jerarquizada que busca obtener los mejores y mayores soportes posibles, siempre de dimensiones limitadas. Para obtener piezas de mayor tamaño los neandertales se sirvieron de las otras rocas mencionadas, de origen volcánico o metamórfico, que podían obtener como cantos rodados de dimensiones variables en el lecho del río, o en las terrazas al pie del sitio. Sobre sus nódulos se desarrollaron sistemas centrípetos y recurrentes de producción (talla discoide), y en menor medida, la técnica *levallois*, identificada sobre algunos ejemplares de núcleos y lascas. Tanto estas rocas como el sílex parecen haber sido explotados *in situ*, pues en el yacimiento se identifican todos los pasos de la *chaîne opératoire*, incluida la elaboración de herramientas retocadas: el cribado con agua de los sectores de 33x33x5 cm ha suministrado centenares de diminutas lasquitas de talla y retoque no computadas en la estación total, siendo preferido el sílex para su transformación en una proporción de tres a uno en el nivel más reciente (SLN) y rondando el 50% en los de la cata intermedia.

Los tipos más frecuentes son las raederas (de tipología diversa); hay también denticulados y algunas puntas musterrienses y de Tayac (Fig. 5). También se han encontrado algunas piezas sobre nódulo, a modo de chopping-tools, y cantos utilizados como percutores.

4.3. El contexto geomorfológico: terrazas fluviales y depósitos de ladera

En el sistema general de terrazas del río Noguera Ribagorzana, Peña Monné (1983) identifica en orden cronológico, los siguientes niveles: + 85-90 m (Qt3), + 55-60 m (Qt4), + 38-40 m (Qt5), + 18-20 m (Qt6), + 5-10 m (Qt7) y + 1,5-3 m (Qt8) por encima de la actual llanura aluvial. En el sector de Arén sólo se conservan las terrazas Qt4, Qt5, Qt7 y Qt8 (Figs. 2, 3). Estas terrazas son de gran interés para establecer sus relaciones con el periodo de ocupación del yacimiento de RSM.

El nivel Qt4 se ubica en el pueblo de Arén a ambos lados del Barranco de Teixet (Fig. 2). La terraza Qt5 forma una amplia superficie a + 38-45 m, aunque dividida en tres tramos por la incisión de los arroyos laterales y con abanicos aluviales que cubren su zona interior. La terraza Qt7, a+ 12-15 m sobre el cauce actual, es la que sirve de asentamiento para las casas del Campamento, junto a la carretera Nacional 230 (Figs. 2, 3). Otro nivel de terraza inferior (Qt8) entre esta última terraza y la llanura aluvial se sitúa a + 2-4 m, formando parte de la llanura aluvial durante las crecidas extraordinarias del río Noguera Ribagorzana. El depósito de terraza más interesante se sitúa cerca de RSM (Fig. 3). Alcanza 3,5 m de espesor, compuesto por grandes bloques rodados de granito y conglomerados del Permo-Trías, niveles de gravas y arenas y con desarrollo a techo de una costra caliza. En las capas superiores se tomó la muestra AREN-3 que aportó una edad OSL de $130,7 \pm 7,0$ ka (Tabla 1). Por encima de la terraza hay un depósito de ladera de 2,7 m de espesor y una pendiente del 30% compuesto de clastos y bloques de areniscas con matriz fina. Algunas de los niveles internos pueden definirse como derrubios estratificados formados en ambientes fríos.

5. Discusión

5.1. Las ocupaciones de RSM y su contexto paleoambiental

El asentamiento debió realizarse en un abrigo formado por una mayor prolongación en altura de las capas de arenisca situadas en la parte S del lugar, que actualmente apenas forman un pequeño resalte (Fig. 6). Numerosos bloques que pudieron formar parte de dicha visera aparecen dispersos en la zona de excavación. La formación del abrigo rocoso pudo verse favorecida por la erosión lateral producida por el río Noguera Ribagorzana al atravesar las areniscas, y también por procesos de alteración mecánica y disolución, que ha generado huecos y depresiones en muchas zonas del afloramiento de areniscas de Arén.

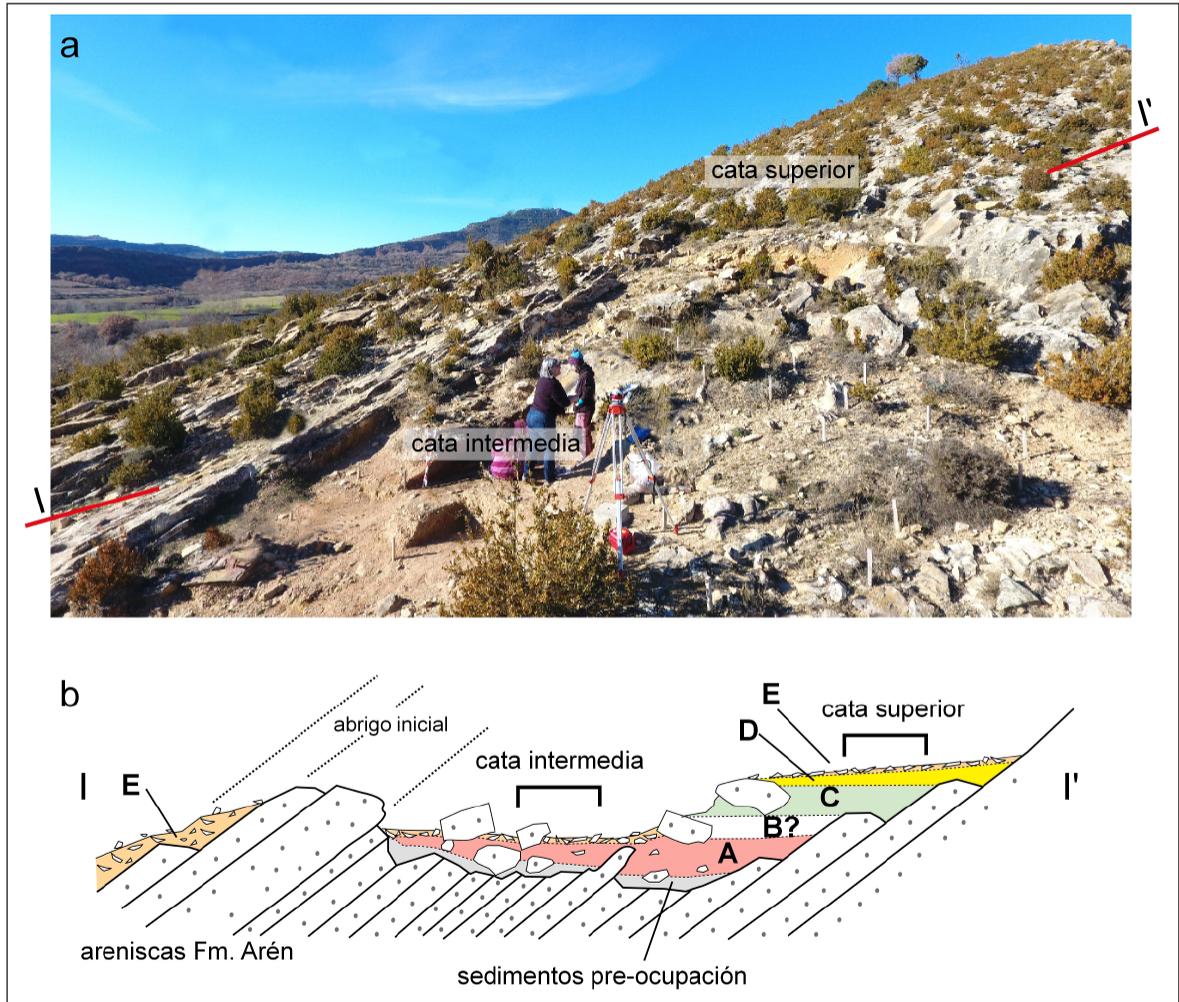


Figura 6. (a) Vista general de las catas superior y media de la excavación de RSM, con la situación aproximada del trazado del perfil (I-I'); (b) corte esquemático con la situación de las unidades estratigráficas que componen el registro arqueológico de RSM y la posición de las dos catas en proceso de excavación

Figure 6. (a) General view of the upper and middle trenches of RSM archaeological excavation, with the approximate location of (I-I') cross section; (b) schematic cross section of the stratigraphic unit locations of the RSM archaeological site and the position of upper and middle trenches.

Durante la primera época de ocupación del área, el río fluía junto a la sección inferior del yacimiento, donde se ubica la terraza Qt5. Las relaciones entre el yacimiento de RSM y este nivel fluvial no solo son de carácter topográfico sino también cronológico ya que la edad obtenida para Qt5 mediante OSL de $130,7 \pm 7,0$ ka (muestra AREN-3, Tabla 1) se correspondería con el tramo temporal entre la cata media y superior, es decir la unidad que hemos denominado B, aún sin excavar. El sistema de terrazas del río Noguera Ribagorzana al que

pertenece la terraza Qt5 fue establecido por Peña Monné (1983, 1988). Las posteriores dataciones obtenidas mediante OSL en este mismo nivel en otros cursos de las cuencas de los ríos Segre y Cinca por diversos autores (Turu y Peña Monné, 2006a, 2006b; Lewis *et al.*, 2009; Peña Monné *et al.*, 2011; Stange *et al.*, 2013a, 2013b) así como en el río Gállego (Lewis *et al.*, 2009, Benito *et al.*, 2010) aportan un rango de edades que oscilan entre 125 y 180 ka (Fig. 7b), siendo las edades más frecuentes de ca. 155-156 ka, muy en consonancia

cia con la cronología establecida para Europa Central (Margari *et al.*, 2014). Estas fechas sitúan su formación entre MIS 6d y MIS 5e, correspondiendo al Penúltimo Periodo Glacial (PGP) (Fig. 7d), que es considerada la fase

glacial más extensa de los últimos 400 ka en Eurasia (Hughes y Gibbard, 2018). La terraza se corresponde con un periodo de importante avance de los glaciares pirenaicos (Fig. 7b) como ha sido definido por dataciones OSL de

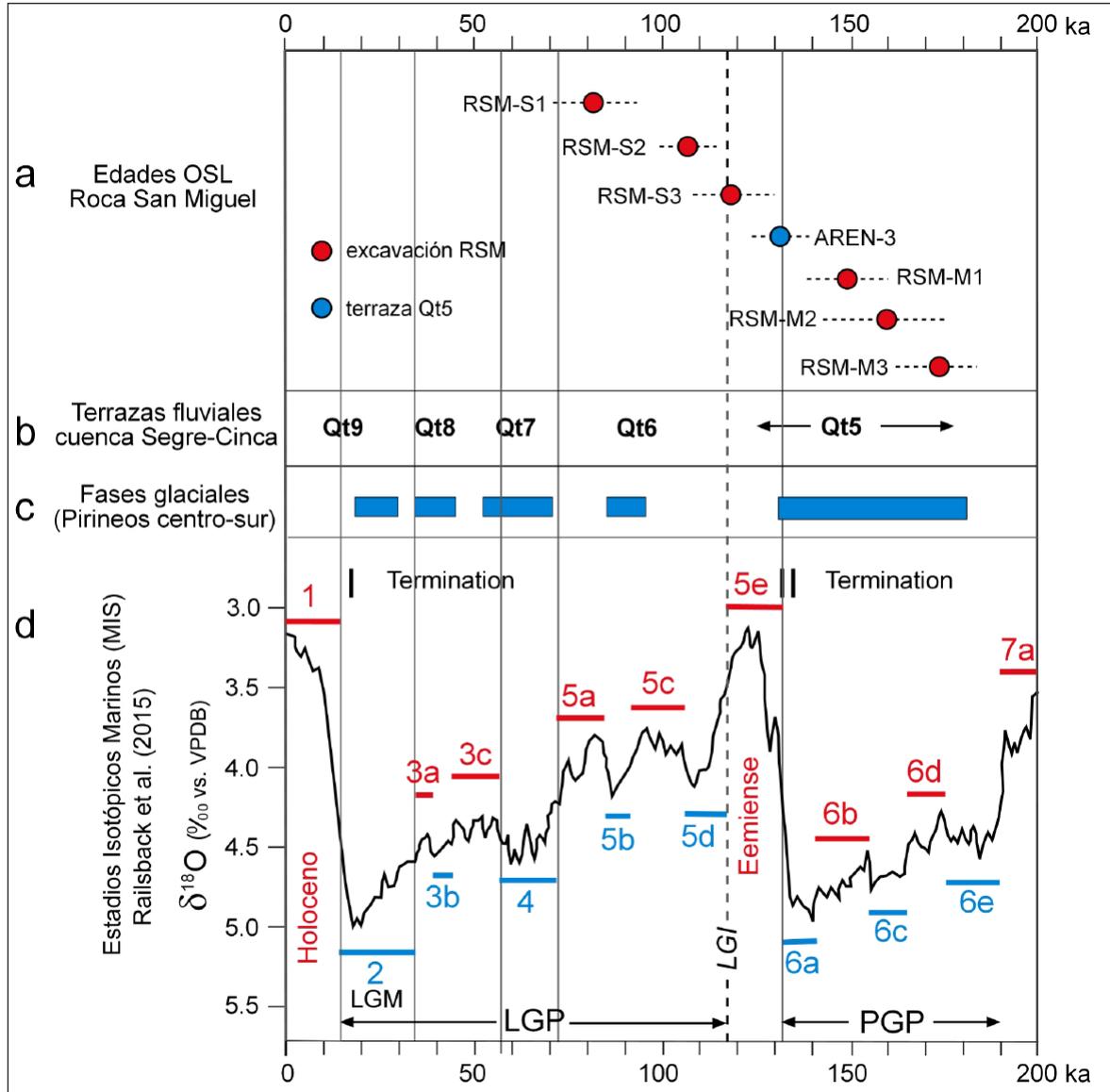


Figura 7. Relaciones temporales entre (a) las dataciones OSL de RSM y la terraza fluvial; (b) la edad del sistema de terrazas de la Cuenca Segre-Cinca; (c) las etapas glaciares de la vertiente sur del Pirineo central; (d) curva de los Estadios Isotópicos Marinos (MIS) para los últimos 200 ka (modificado de Railsback *et al.*, 2015). PGP (Penultimate Glacial Period); LGP (Last Glacial Period); LGM (Last Glacial Maximum); LGI (Last Glacial Inception).

Figure 7. Temporal relationships between (a) the RSM and Qt5 ages; (b) the age of the Segre-Cinca fluvial terraces system; (c) the glacial stages in the central-south Pyrenees; (d) the curve of the Marine Isotope Stages (MIS) for the last 200 ka (modified after Railsback *et al.*, 2015). PGP (Penultimate Glacial Period); LGP (Last Glacial Period); LGM (Last Glacial Maximum); LGI (Last Glacial Inception).

terrazas fluvio-glaciares contemporáneas en el río Gállego (156 ± 10 ka) por Peña Monné *et al.* (2003, 2004) y Lewis *et al.* (2009), en el río Valira (120 ± 16 ka) por Turu y Peña Monné (2006b) y en la morrena terminal del valle del río Aragón (171 ± 22 ka) por García-Ruiz *et al.* (2012). En el valle del Noguera Ribagorzana, el límite de los glaciares se situaba a tan sólo 17-20 km al N de Roca San Miguel. Las fechas obtenidas hasta el momento en la cata intermedia de RSM (unidad A, Fig. 4) oscilan entre $169,6 \pm 9,1$ ka (RSM-M3) y $151,9 \pm 11,1$ ka (RSM-M1) (Tabla 1), lo que situaría la ocupación más antigua en las condiciones climáticas de frío extremo del PGP (Fig. 7d).

Tras la fecha más reciente proporcionada por la excavación de la Unidad A hay un lapso temporal (33 ka) hasta la más antigua de la cata superior, que se ha definido como Unidad B, que esperamos alcanzar con la continuación en profundidad de su excavación (Fig. 6b). Las primeras fechas aportadas por la cata superior ($118,9 \pm 11,5$, RSM-S3) (Tabla 1) se sitúan en el final del interglacial Eemiense. Es decir, que la Unidad B abarcaría el final del PGP y el Eemiense. La fecha indicada de RSM-3 forma parte de la Unidad C y se sitúa en la ruptura entre el Eemiense y el periodo frío MIS 5d al inicio del Último Periodo Glacial (LGP) (Fig. 7d). Esta ruptura se conoce como Last Glacial Inception (LGI), caracterizado por el aumento de las masas de hielo a nivel global en 118 ka (Calov *et al.*, 2005) y un fuerte descenso del nivel marino (Lambeck y Chappell, 2001). En el yacimiento RSM la unidad C (Figs. 4, 6b), sigue mostrando restos de ocupación, aunque sin los grandes hogares observados en la unidad A, alcanzando hasta al menos $103,4 \pm 6,9$ ka (RSM-S2) a finales del MIS 5d – inicios de MIS 5c, es decir en pleno momento frío del LGP.

El nivel arqueológico SAN, de la Unidad D (Figs. 4, 6b), al que corresponde la datación de RSM-S1 ($81,2 \pm 4,7$ ka), se sitúa en el MIS 5a, y muestra evidencias de sedimentos y materiales arqueológicos transportados desde la parte alta de la ladera. Ya entonces el yacimiento estaría abandonado y sometido a

procesos erosivos. El abrigo rocoso fue perdiendo tamaño hasta desaparecer el saliente superior, cuyos restos aparecen dispersos en las unidades anteriores. Desde entonces, el yacimiento entra en un proceso degradativo hasta ser recubierto por un depósito detrítico (Unidad E) (Fig. 6b) para el que no disponemos de dataciones, aunque por su disposición podría ser la prolongación del derrubio estratificado que aparece más al N sobre la terraza Qt5. Este tipo de acumulaciones han sido datadas mediante radiocarbono entre 20060 ± 180 y 9650 ± 156 BP (Peña-Monné *et al.*, 1998) y entre 13770 ± 100 y 9004 ± 100 BP (García-Ruiz *et al.*, 2000) en la zona prepirenaica central, es decir generadas durante el LGM – inicios del Holoceno. Hay otros sedimentos de ladera a alturas similares cerca de la localidad de Arén, compuestos de abundante arena y clastos que seguramente sean equivalentes a la Unidad E de RSM. Esta capa detrítica protegió el lugar durante un tiempo, hasta que ya seguramente en el Holoceno, la erosión fue desmantelando la unidad E alcanzando a las unidades arqueológicas inferiores (Fig. 6b). Cuando se inició la excavación arqueológica, todavía existían muchos fragmentos de arenisca dispersos formando un pavimento superficial como resultado del lavado de la matriz fina de la Unidad E.

5.2. La ocupación de RSM y su cronología en el contexto de la Península Ibérica

Los rangos cronológicos que presentamos permiten encajar con cierta precisión las Unidades A y C de Roca San Miguel a finales del denominado Paleolítico medio *Temprano*, coincidiendo con la evolución paleoambiental del Pleistoceno Medio–Superior. En Iberia se han datado escasos yacimientos en esta fase final, entre los que podemos destacar por presentar dataciones similares (paso MIS 6 a MIS 5) las unidades SQ2 y SQ1 de la cueva de Arlanpe en el Cantábrico (Ríos-Garaizar *et al.*, 2015), la fase IV de Bolomor en el Mediterráneo (Fernández Peris *et al.*, 2014) o el nivel III del conjunto de superficie del sitio de San Quirce, en la cuenca del Pisuerga (Terradillos

et al., 2014). En el Sistema Ibérico turolense entraría en este rango cronológico la sorprendente (por su elevada altitud, 1.400 m) ocupación al aire libre de las Callejuelas, fechada por AAR en el interglacial MIS 5e (Domingo *et al.*, 2017).

En cambio, pocos sitios sincrónicos podemos encontrar en la zona prepirenaica, aunque hayamos destacado la “concentración” de yacimientos musterienses en la zona (Fig. 1). De entre ellos, solo la Unidad Media de Estret de Tragó, datada por TL entre 140–70 ka (Martínez-Moreno *et al.*, 2004) y la Unidad Inferior de la Cueva de Gabasa, fechada por AAR en 140 ka (Utrilla *et al.*, 2010) podrían relacionarse cronológicamente con las ocupaciones de RSM, en ambos casos con poca precisión. El solitario hendedor del Reil, extraído del interior de la antigua Qt5 del río Olriols (afluente del Cinca), sin contexto arqueológico complementario, encajaría con estas fechas (Montes *et al.*, 2016). El resto de sitios musterienses han suministrado dataciones (TL o Radiocarbono, con sus limitaciones) más recientes: bien del MIS 4, como la Unidad Superior de Tragó (Martínez-Moreno *et al.*, 2004) y el registro de Abric Pizarro (Vega *et al.*, 2015), bien del MIS 3, como los niveles recientes de Gabasa (Montes y Utrilla, 2014), o las ocupaciones de Cova Gran (Mora *et al.*, 2018) y Roca dels Bous (Benito-Calvo *et al.*, 2020).

El carácter preliminar de los estudios realizados sobre los materiales de Roca San Miguel, y lo parcial y discontinuo de la información que suministran los otros yacimientos mencionados, impiden de momento contextualizar los modos de vida de las gentes neandertales que se asentaron en RSM de forma reiterada, atraídos al parecer por las especiales condiciones del lugar: materias primas disponibles, acceso al agua, control del paso del Noguera, acceso a valles laterales secundarios, a relieves de mayor altura. Unas favorables condiciones que se extienden a toda esta zona prepirenaica, haciéndola especialmente deseable para los neandertales a lo largo del tiempo (Fig. 1): típico paisaje mediterráneo

de media montaña, cuyo componente litológico (calizas y areniscas) favorece la formación de cuevas y abrigos rocosos donde buscar refugio. Ecológicamente, además, se trata de un ecotono entre los más enérgicos relieves montañosos pirenaicos al N y los llanos de la depresión del Ebro, al S, con un rápido acceso a los variados recursos de ambos ecosistemas, fácilmente asequibles a través de la red fluvial que los comunica, donde a su vez una serie de corredores transversales en dirección E-W interconectan las distintas cuencas.

6. Conclusiones

La información arqueológica, estratigráfica y cronológica obtenida de las excavaciones realizadas desde 2013 en el sitio Roca San Miguel (RSM) ofrece una visión muy completa de su formación y proceso ocupacional durante el Paleolítico medio. Por otra parte, el estudio geomorfológico del entorno de RSM completa y apoya la reconstrucción geoarqueológica del área.

La ocupación musteriense se inició como mínimo en *ca.* 170 ka en un abrigo abierto en las areniscas de Arén, a escasos metros sobre el cauce del río Noguera Ribagorzana. La estratigrafía de la unidad A (entre *ca.* 170 ka y *ca.* 152 ka) constituyen por el momento el registro principal de la ocupación neandertal en RSM y abarca desde MIS 6d a MIS 6b, coincidiendo con la etapa extremadamente fría del PGP, de fuerte avance de los glaciares pirenaicos y formación de la terraza Qt5 del río Noguera Ribagorzana.

A falta de rellenar el lapso temporal de la Unidad B (aún sin excavar), la unidad C de la cata superior, con dataciones entre *ca.* 119 ka y *ca.* 103 ka, contiene las siguientes —y últimas— ocupaciones humanas registradas desde finales del Eemiense (MIS 5e) y la Last Glacial Inception (LGI) hasta el MIS 5d, también en condiciones relativamente frías. La edad de la Unidad D se estima en torno a 81,2±4,7 ky (MIS 5a), durante el LGP (Último Período Glacial) y se compone de sedimentos y esca-

Los restos arqueológicos arrastrados desde la ladera. La última unidad registrada (E) formó una cubierta detrítica que, por comparación genética con otras acumulaciones cercanas, se considera formada en el LGM en torno a los 20 ka.

Los datos arqueológicos y paleoambientales proporcionados por el yacimiento del Paleolítico medio de Roca San Miguel representan un importante paso adelante en el conocimiento del período de transición del Pleistoceno Medio al Superior y en el estricto ámbito arqueológico, del final del Paleolítico medio *Temprano* en Iberia —y más concretamente en la zona sur-pirenaica— gracias a la complementación entre arqueología y geomorfología y al uso de un método de datación (OSL) que permite superar las limitaciones de las dataciones radiocarbónicas.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido apoyada por el proyecto Gaps and Sites (HAR2017-85023-P), financiado por el MINECO-AEI / FEDER, España / UE; y por el Grupo de Investigación P3A del Gobierno de Aragón (H14_20R, Primeros Pobladores y Patrimonio Arqueológico del Valle del Ebro). Agradecemos cordialmente al pueblo y Ayuntamiento de Arén y a la Diputación Provincial de Huesca por acoger y financiar las campañas de campo entre 2013 y 2019.

Bibliografía

- Benito, G., Sancho, C., Peña-Monné, J.L., Machado, M.J., Rhodes, E. (2010). Large-scale karst subsidence and accelerated fluvial aggradation during MIS6 in NE Spain: Climate and paleohydrological implications. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2694-2704. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.020>
- Benito-Calvo, A., Arnold, L., Mora, R., Martínez-Moreno, J., Demuro, M. (2020). Reconstructing Mousterian landscapes in the southeastern Pyrenees (Roca dels Bous site, Pre-Pyrenees ranges, Spain). *Quaternary Research*, 97, 167-186. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.29>
- Calov, R., Ganopolski, A., Claussen, M., Petukhov, V., Greve, R. (2005). Transient simulation of the last glacial inception. Part I: Glacial inception as a bifurcation in the climate system. *Climate Dyn.*, 24(6), 545-561. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0007-6>
- Calle, M., Sancho, C., Peña-Monné, J.L., Cunha, P., Oliva-Urcía, B., Pueyo, E. (2013). La secuencia de terrazas cuaternarias del río Alcanadre (provincia de Huesca): caracterización y consideraciones paleoambientales. *Cuad. Invest. Geográfica*, 39(1), 159-178. <https://doi.org/10.18172/cig.2004>
- Canudo, J.I., Barco, J.L., Cuenca-Bescós, G., Ruiz-Omeñaca, J.I., Cruzado, P. (2005). Los yacimientos de dinosaurios de Arén (Areny de Noguera) en la Ribagorza de Huesca. Prames, Diputación General de Aragón, Zaragoza.
- Domingo, R., Montes, L. (2016). El asentamiento musteriense al aire libre de Roca San Miguel (Arén, Huesca). En: J.I. Lorenzo, J.M. Rodanés (Eds.), *Actas del I Congreso de Arqueología y Patrimonio Aragonés Zaragoza*. Col. Of. de Doctores y Licenciados en Filosofía y Letras y en Ciencias de Aragón, 17-23.
- Domingo, R., Peña-Monné, J.L., de Torres, T., Ortiz, J.E., Utrilla, P. (2017). Neanderthal highlanders: Las Callejuelas (Monteagudo del Castillo, Teruel, Spain), a high-altitude site occupied during MIS 5. *Quaternary International*, 435, 129-143. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.088>
- Duval, M., Sancho, C., Calle, M., Guilarte, V., Peña-Monné, J.L. (2015). On the interest of using the multiple center approach in ESR dating of optically bleached quartz grains: some examples from the Early Pleistocene terraces of the Alcanadre River (Ebro basin, Spain). *Quaternary Geochronology*, 29, 58-69. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.06.006>
- Fernández Peris, J., Barciela, V., Blasco R., Cuartero, F., Hortelano, L., Sañudo, P. (2014). La Cova del Bolomor (Tavernes de la Vallidigna, Valencia, España), En: R. Sala (Ed.), *Los cazadores recolectores del Pleistoceno y del Holoceno en Iberia y el Estrecho de Gibraltar*. Universidad de Burgos-Fundación Atapuerca, Burgos, 323-331.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M. (1999). Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, Northern Australia: part 1, experimental design and statistical models. *Archaeometry*, 41, 339-364. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987.x>

- García Ruiz, J.M., Martí Bono, C., Valero Garcés, B., González Sampérez, P., Lorente, A., Beguería, S., Edwards, L. (2000). Derrubios de ladera en el Pirineo central español: Significación cronológica y paleoclimática, En: J.L. Peña Monné, M. Sánchez-Fabre, M., V. Lozano, M.V. (Eds.), Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea. Instituto de Estudios Turoleses, Teruel, 63-79.
- García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Peña-Monné, J.L., Sancho, C., Rhodes, E.J., Valero-Garcés, B., González-Sampérez, P., Moreno, A. (2012). Glacial and fluvial deposits in the Aragon Valley, Central Western Pyrenees: Chronology of the Pyrenean Late Pleistocene Glaciers. *Geographiska Annaler: series A, Physical Geography*, 95, 15-32. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2012.00478.x>
- Hughes, P.D., Gibbard, P.L. (2018). Global glacier dynamics during 100 ka Pleistocene glacial cycles. *Quaternary Research*, 90, 222-243. <https://doi.org/10.1017/qua.2018.37>
- Lambeck, K., Chappell, J. (2001). Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, 292, 679-686. <https://doi.org/10.1126/science.1059549>
- Lewis, C., McDonald, E., Sancho, C., Peña-Monné J.L., Rhodes, E. (2009). Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers, NE Spain. *Global and Planetary Change*, 67, 141-152. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.01.001>
- López Olmedo, F. Ardévol, L. (1994). Mapa Geológico de España 1:50.000 serie Magna, hoja 251 (Arén). I.G.M.E, Madrid.
- Margari, V., Skinner, L.C., Hodell, D.A., Martrat, B., Toucanne, S., Grimalt, J.O., Gibbard, P.L., Lunkka, J.P., Tzedakis, P.C. (2014). Land-ocean changes on orbital and millennial time scales and the penultimate glaciation. *Geology*, 42, 183-186. <https://doi.org/10.1130/G35070.1>
- Martínez-Moreno, J., Mora, R., Casanova, J. (2004). El marco cronométrico de la cueva de L'Estret de Tragó (Os de Balaguer, La Noguera) y la ocupación de la vertiente sur de los Prepirineos durante el Paleolítico medio. *Saldvie*, 4, 1-16.
- Montes, L. (1988). El Musteriense en la Cuenca del Ebro. *Monografías Arqueológicas*, 28. Universidad de Zaragoza, Zaragoza.
- Montes, L., Utrilla, P., Martínez-Bea, M. (2006). Trabajos recientes en yacimientos musterien- ses de Aragón. Una revisión de la transición Paleolítico Medio/Superior en el Valle del Ebro. *Zona Arqueológica*, 7, 214-233.
- Montes, L., Utrilla, P. (2014). La Cueva de los Moros 1 de Gabasa (Huesca), En: R. Sala (Ed), Los cazadores recolectores del Pleistoceno y del Holoceno en Iberia y el Estrecho de Gibraltar. Universidad de Burgos-Fundación Atapuerca, Burgos, 181-188.
- Montes, L., Domingo, R., Peña-Monné, J.L., Sampietro-Vattuone, M.M., Rodríguez-Ochoa, R., Utrilla, P. (2016). Lithic materials in high fluvial terraces of the central Pyrenean piedmont (Ebro Basin, Spain). *Quaternary International*, 393, 70-82. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.03.042>
- Mora, R., Benito-Calvo, A., Martínez-Moreno, J., González-Marcén, P., de la Torre, I. (2011). Chrono-stratigraphy of the Upper Pleistocene and Holocene archaeological sequence in Cova Gran (south-eastern Pre-Pyrenees, Iberian Peninsula). *Journal of Quaternary Science*, 26, 635-644. <https://doi.org/10.1002/jqs.1486>
- Mora, R., Martínez-Moreno, J., Roy, M., Benito-Calvo, A., Polo, A., Samper, S. (2018). Contextual, techno-typological and chronometric implications from Cova Gran to the Middle-to-Upper Palaeolithic debate in Northeastern Iberia. *Quaternary International*, 474, 30-43. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.05.017>
- Peña Monné, J.L. (1983). La Conca de Tremp y las Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana. *Estudio Geomorfológico*. Instituto de Estudios Ilerdenses, Lérida.
- Peña Monné, J.L. (1988). Las acumulaciones cuaternarias de los llanos leridanos. Aspectos generales e itinerarios de campo. *Institut d'Estudis Ilerdencs*, Lérida.
- Peña Monné, J.L., Sancho, C. (1988). Correlación y evolución cuaternaria del sistema fluvial Segre-Cinca en su curso bajo (provs. de Lérida y Huesca). *Cuaternario y Geomorfología*, 2, 77-83.
- Peña-Monné, J.L., Chueca, J., Julián, A. (1998). Los derrubios estratificados del sector central pirenaico: Cronología y límites altitudinal. En: A. Gómez Ortiz, F.S. Franch, L. Schulte, A. García Navarro (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Editorial Serv. Publ. Universitat de Barcelona, Barcelona, 205-216.
- Peña Monné, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E., Rhodes, E. (2003). Las morrenas terminales de los valles glaciares del Gállego y Cinca (Piri-

- neos de Huesca). Datos cronológicos. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 4, 91-109.
- Peña Monné, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E., Rhodes, E. (2004). Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvio-glaciares (Pirineo de Huesca). En: J.L. Peña Monné, L.A., Longares, M. Sánchez Fabre (Eds.), *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Univ. Zaragoza e Inst. Fernando el Católico, Zaragoza, 71-84. <http://age.ieg.csic.es/fisica/docs/007.pdf>
- Peña Monné, J.L., Turu, V., Calvet, M. (2011). Les terrasses fluvials del Segre i afluent principals: Descripció d'afloraments i assaig de correlació. En: V. Turu, A. Constante (Eds.), *El Cuaternario en España y áreas afines, avances en 2011*. INQUA, Andorra, 51-55.
- Polo-Díaz, A., Benito-Calvo, A., Martínez-Moreno, J., Mora Torcal, R. (2016). Formation processes and stratigraphic integrity of the Middle-to-Upper Palaeolithic sequence at Cova Gran de Santa Linya (Southeastern Prepyrenees of Lleida, Iberian Peninsula). *Quaternary International*, 417, 16–28. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.113>
- Prescott, J.R., Hutton, J.T. (1994). Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. *Radiat. Meas.*, 23, 497-500. [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8)
- Railsback, L.B., Gibbard, Ph.L., Head, M. Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111, 94-106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>
- Ríos-Garaizar, J., Gárate Maidagan, D., Gómez-Olivencia, A., Iriarte, E., Arceredillo-Alonso, D., Iriarte-Chiapusso, M.J., García-Ibaibarriaga, N., García-Moreno, A., Gutiérrez-Zugasti, I., Torres, T., Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Bailón, S., Murelaga, X., Ordiales, A., Ortiz, J.E., Rofes, J., San Pedro, Z. (2015). Short-term Neandertal occupations in the late Middle Pleistocene of Arlanpe (Lemoa, northern Iberian Peninsula). *Comptes Rendus Paleovol*, 14(3), 233-244 <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2014.11.006>
- Samsó, J.M., Cuevas, J.L., Mercadé, Ll., Arbués, P., Barberá, X., Corregidor, J., López Blanco, M., Salueña, I. (2010). Mapa Geologic de Catalunya 1:25000 Espills (251-2-2). Inst. Cartogràfic de Catalunya, Barcelona.
- Samsó, J.M., García Sainz, J.M., Mateos, I., Tallada, A., Copons, R. (2012). Mapa Geològic de Catalunya 1:25000 Areny (251.2.1). Inst. Cartogràfic de Catalunya, Barcelona.
- Sánchez de la Torre, M. Mangado, X. (2016). ¿De dónde vienen? Aprovechamiento de rocas sedimentarias silíceas en el yacimiento magdalenense al aire libre de Montlleó (Prats i Sansor, Lleida). *Trabajos de Prehistoria*, 73(1), 7-28. <https://doi.org/10.3989/tp.2016.12161>
- Sancho, C. (1991). Geomorfología de la cuenca baja del río Cinca. Instituto de Estudios Aragoneses, Huesca.
- Sancho, C., Peña-Monné, J.L., Lewis, C., McDonald, E., Rhodes, E. (2004). Registros fluviales y glaciares cuaternarios de las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y Depresión del Ebro). *Geo-Guías*, 1. Itinerarios Geológicos por Aragón, SGE, 181-205.
- Sancho, C., Calle, M., Peña-Monné, J.L., Duval, M., Oliva-Urcía, B., Pueyo, E.L., Benito, G., Moreno, A. (2016). Dating the Earliest Pleistocene alluvial terrace of the Alcanadre River (Ebro Basin, NE Spain): Insights into the landscape evolution and involved processes. *Quaternary International*, 407, 86-95. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.050>
- Sancho, C., Arenas, C., Pardo, G., Peña-Monné, J.L., Rhodes, E., Bartolomé, M., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C. (2018). Glaciolacustrine deposits formed in an ice-dammed tributary valley in the South-central Pyrenees: new evidences for the Late Pleistocene climate evolution. *Sedimentary Geology*, 366, 47-66. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.01.008>
- Santamaría Álvarez, D., Rasilla Vives, M. de la (2013). Datando el final del Paleolítico medio en la Península Ibérica. Problemas metodológicos y límites de la interpretación. *Trabajos de Prehistoria*, 70, 241-263. <https://doi.org/10.3989/tp.2013.12111>
- Sola, C., Montes, L., Domingo, R. (2016). Rotas en mil pedazos: un estudio preliminar de esquilas óseas del sitio musteriense de Roca San Miguel (Arén, Huesca). *Saldvie*, 16, 55-62.
- Stange, K.M., Van Balen, R., Carcaillet, J., Vandenberghe, J. (2013a). Terrace staircase development in the Southern Pyrenees foreland: Inferences from ^{10}Be terrace exposure ages at the Segre River. *Global and Planetary Change*, 101, 97-112. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.12.007>

- Stange, K.M., Van Balen, R.T., Vandenberghe, J., Peña-Monné, J.L., Sancho, C. (2013b). External controls on Quaternary fluvial incision and terrace formation at the Segre River, Southern Pyrenees. *Tectonophysics*, 602, 316-331. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.033>
- Terradillos-Bernal, M., Díez Fernández-Lomana, J.C., Jordá Pardo, J.F., Benito-Calvo, A., Clemente, I., Hilgers, A. (2014). San Quirce (Palencia, Spain), un yacimiento del Paleolítico medio en la Meseta norte. En: R. Sala (Ed.), *Los cazadores recolectores del Pleistoceno y del Holoceno en Iberia y el Estrecho de Gibraltar*. Universidad de Burgos-Fundación Atapuerca, Burgos, 584-586.
- Turu, V., Peña Monné, J.L. (2006a). Las terrazas fluviales del sistema Segre-Valira (Andorra. La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orientales): Relación con el glaciario y la tectónica activa. En: A. Pérez-Alberti, J. López-Bedoya (Eds.), *Geomorfología y Territorio*. Ed. Univ. Santiago, Santiago de Compostela, 113-127.
- Turu, V., Peña Monné, J.L. (2006b). Ensayo de reconstrucción cuaternaria de los valles del Segre y Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orientales): morrenas y terrazas fluviales. En: A. Pérez-Alberti, J. López-Bedoya (Eds.), *Geomorfología y Territorio*. Ed. Univ. Santiago, Santiago de Compostela, 129-144.
- Utrilla, P., Montes, L., Blasco, F., Torres, T., Ortiz, J.E. (2010). La cueva de Gabasa revisada 15 años después: un cubil para las hienas y un cazadero para los Neandertales. *Zona Arqueológica*, 13, 376-389.
- Vega, S., Samper Carro, S., Pizarro Barberà, J., Mora, R., Martínez-Moreno, J., Benito-Calvo, A. (2015). Abric Pizarro (Àger, Lleida): Un nou jaciment del Paleolític Mitjà al Prepirineu oriental. *Primeres Jornades D'arqueologia I Paleontologia de Ponent*, 32-39. <http://hdl.handle.net/10687/422482>

Recibido el 10 de mayo de 2021
Aceptado el 1 de junio de 2021



**Plata y bismuto como trazadores de la contaminación histórica
en el estuario de los ríos Tinto y Odiel (S.O. de España)**

*Silver and bismuth as tracers of historical pollution
in the Tinto-Odiel estuary (SW Spain)*

Cáceres, L.M. ^(1,a); Ruiz, F. ^(1,a,*); Rodríguez Vidal, J. ^(1,a); Campos, J.M. ^(2,a);
Fernández, L. ^(2,a); González-Regalado, M.L. ⁽¹⁾; Arroyo, M. ⁽¹⁾; Gómez, P. ⁽¹⁾; Toscano, A. ⁽¹⁾

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva. Avda. Tres de Marzo, s/n;
21071-Huelva, España. * E-mail: ruizmu@uhu.es

(2) Departamento de Historia, Geografía y Antropología, Universidad de Huelva.
Avda. Tres de Marzo, s/n; 21071-Huelva, España

(a) Centro de Investigación en Patrimonio Histórico, Cultural y Natural (CIPHNCN),
Universidad de Huelva, 21071-Huelva, Spain.

Resumen

Este trabajo analiza la evolución vertical de facies y el contenido en Ag y Bi de un testigo continuo extraído en el estuario medio del río Tinto (S.O. España). El análisis sedimentológico y paleontológico permite definir cuatro facies sedimentarias, características de depósitos aluviales (F1: 6,5-6,2 ka BP), la presencia de facies estuarinas durante la inundación marina del sector coincidente con el máximo transgresivo holoceno y el periodo inmediatamente posterior (F2: 6,2-5,2 ka BP), el tránsito a marismas (F3: 5,2 ka BP-siglo XIX) y un relleno antrópico de finales del siglo XX. Los contenidos de Ag y Bi permiten precisar tres periodos principales de contaminación histórica: i) inicio de las actividades mineras y explotación de Ag durante la edad de Bronce (~4,5-3,2 ka BP); ii) periodo de máxima intensidad de la explotación minera romana (siglos I-II DC); y iii) minería intensiva reciente (desde 1870).

Palabras clave: Minería histórica; evolución sedimentaria; contaminación metálica; estuario ríos Tinto-Odiel; S.O. España.

Abstract

This paper analyzes the vertical evolution of facies and the Ag and Bi contents of a continuous core extracted in the middle estuary of the Tinto river (S.O. Spain). The sedimentological and paleontological analysis allows



to define four sedimentary facies, characteristics of alluvial deposits (F1: 6.5-6.2 ka BP), the marine flooding of the sector during the maximum of the Holocene transgression and the period immediately after (F2: 6.2-5.2 ka BP), the transition to marshes (F3: 5.2-19th century) and an anthropic landfill since the end of the 20th century. The concentrations of Ag and Bi make it possible to specify three main periods of historical contamination: i) the start of mining activities and the exploitation of Ag during the Bronze Age (~ 4.5-3.2 ka BP); ii) the period of maximum intensity of Roman mining (1st-2nd centuries DC); and iii) recent intensive mining (since 1870).

Key words: Historical mining; sedimentary evolution; metallic pollution; Tinto-Odiel estuary; SW Spain.

1. Introducción

En la última década, han proliferado los estudios sobre la evolución paleogeográfica y paleoambiental de medios litorales (Arteaga *et al.*, 2015; May *et al.*, 2021). Una parte sustancial de estas investigaciones se centra en el análisis multidisciplinar de testigos continuos, con especial atención a su evolución textural y sedimentológica (Caporizo *et al.*, en prensa), registro paleontológico (Irabien *et al.*, 2020), contenido mineralógico (Yan *et al.*, 2020) o en su datación y creación de modelos de edad (Ahn *et al.*, 2021). La geoquímica también aporta interesantes contribuciones, y especialmente el análisis de elementos mayores, elementos traza o más específicamente tierras raras (Pozo *et al.*, 2020).

En este contexto, son muy interesantes aquellos trabajos centrados en la evaluación de los efectos de diversas acciones (deforestación, vertidos agrícolas, desechos mineros, vertidos industriales, represamiento, etc) sobre lagunas, bahías, deltas, estuarios o ensenadas (Job *et al.*, 2020). La evolución geoquímica vertical de los testigos continuos obtenidos en estos ambientes contribuye a precisar su datación, así como a evaluar el impacto de cada acción antrópica sobre el medio ambiente (Boehnert *et al.*, 2020). La plata y el bismuto se encuentran dentro de los elementos habitualmente usados para delimitar los niveles contaminados y su grado de polución, y especialmente en relación con episodios históricos de explotación minera y vertidos industriales en las cuencas de los ríos próximos (Dolor *et al.*, 2012; Ruiz *et al.*,

2020).

En este trabajo, se efectúa un análisis multidisciplinar de un testigo continuo extraído en el estuario de los ríos Tinto y Odiel. A partir del estudio sedimentológico y macrofaunístico, se pretende efectuar una reconstrucción paleoambiental de un sector del estuario medio del río Tinto, así como determinar las fases históricas de contaminación de este estuario en base a los contenidos en Ag y Bi.

2. Área de estudio

Los ríos Tinto y Odiel conforman un amplio estuario en su desembocadura conjunta en el océano Atlántico (Fig. 1 A). Está constituido por un conjunto interior de marismas e islas barrera (p.e. Isla Saltés) que se encuentra protegido parcialmente por dos flechas litorales (Punta Umbría, Punta Arenillas) y dos espigones artificiales. Los sedimentos pleistocenos y holocenos que lo componen se sitúan sobre un sustrato de edad Messiniense a Pleistoceno, debido a la fuerte erosión fluvial que sufrió esta zona durante el Pleistoceno Superior (Cáceres, 1995).

Los principales procesos hidrodinámicos del estuario están condicionados principalmente por las mareas y, en menor medida, por los aportes fluviales. El régimen mareal es mesomareal y semidiurno, con un rango mareal medio de 3,6 m (Borrego *et al.*, 1993). Tanto el río Odiel (caudal medio: 12,45 m³s⁻¹; máximo > 1,000 m³s⁻¹) como el río Tinto (caudal medio < 10 m³s⁻¹; máximo > 400 m³s⁻¹) tienen

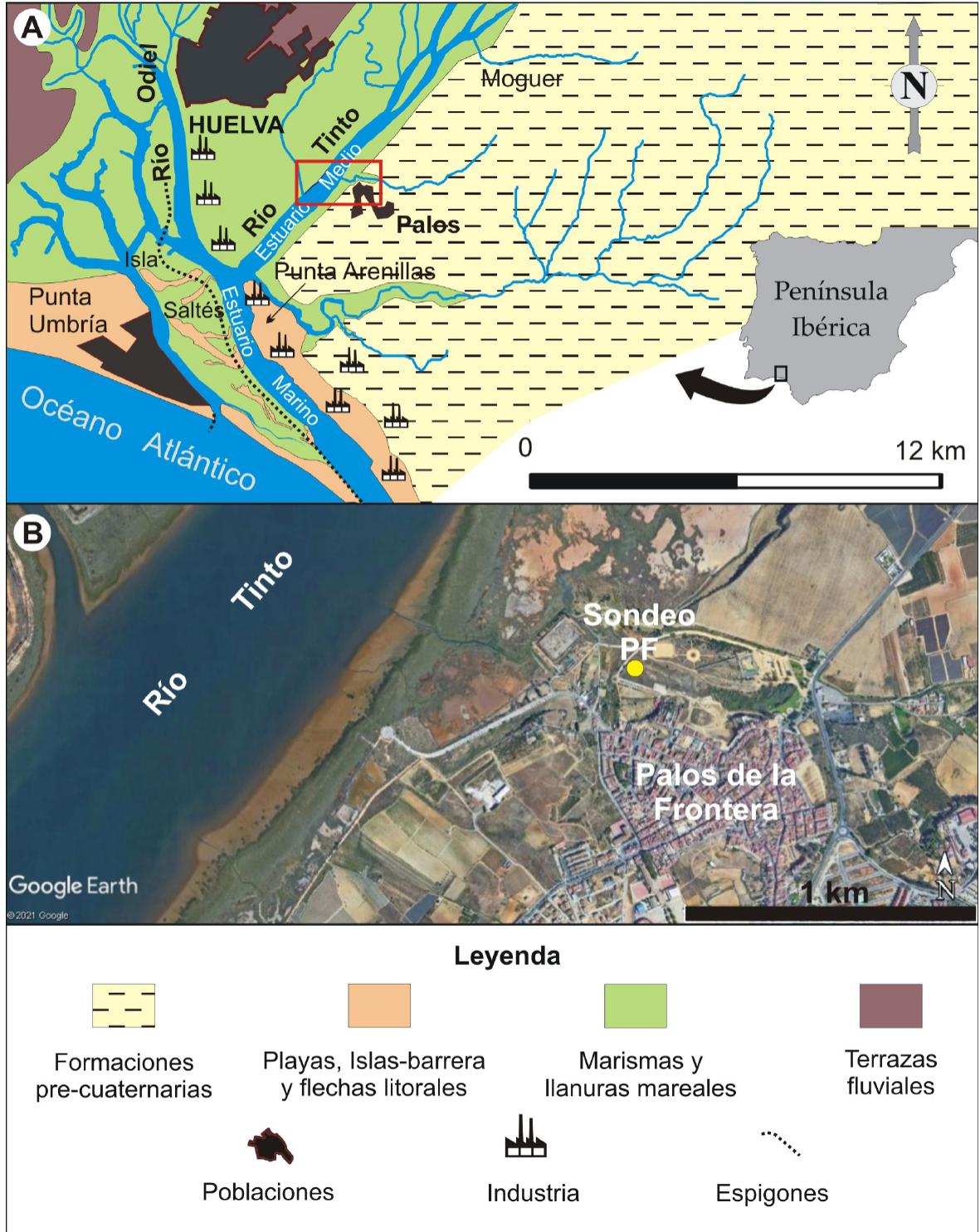


Figura 1: A: Estuario de los ríos Tinto y Odiel: situación y mapa geomorfológico parcial; B: localización del sondeo PF.
 Figure 1: A: Tinto-Odiel estuary: location and partial geomorphological map; B: Location of core PF.

caudales escasos y muy irregulares (Borrego *et al.*, 1994; Cánovas, 2008). La interacción fluvio-mareal divide al estuario en tres sectores (Borrego, 1992): a) estuario fluvial; b) estuario medio; y c) estuario marino.

Las cuencas de ambos ríos drenan los depósitos vulcanogénicos de sulfuros masivos de la Faja Pirítica Ibérica (FPI), una de las mayores provincias metalogénicas del mundo (Sáez *et al.*, 1999). Estos depósitos han sido explotados desde hace al menos 4.500 años, de acuerdo con la evolución geoquímica de testigos continuos extraídos en este estuario (Davis *et al.*, 2000). En los sedimentos estuarinos, se detecta un incremento en la concentración de oro, así como de otros metales (Cu, Pb, As) durante este periodo inicial (Leblanc *et al.*, 2000), en tanto que la fundición de plata comenzó durante el Bronce Inicial y Bronce Medio (3.800-3.200 años BP). La primera explotación intensiva se desarrolló durante la época romana (especialmente en los siglos I-II DC), si bien la máxima extracción de estos recursos minerales se produjo desde 1870 y hasta la actualidad. Una revisión histórica más pormenorizada puede consultarse en Olías y Nieto (2012). Entre 1960 y 1995, esta contaminación se incrementó con los vertidos industriales procedentes de dos polos de promoción industrial instalados en los márgenes del estuario.

3. Metodología

El testigo PF (10,1 m; 37°14'3"; 6°53'47"W) fue extraído cerca de la localidad de Palos de la Frontera, en la ribera oriental del estuario medio del río Tinto (Fig. 1B), con una recuperación continua de sedimento y un diámetro de perforación de 11,6 mm. Se sitúa en una zona ya emergida a principios del siglo XX y que solo se inunda durante grandes temporales de invierno (Campos, 2020). Se han seleccionado 23 muestras para los análisis texturales, paleontológicos y geoquímicos, en base a las diferentes facies sedimentarias presentes, sus límites y una revisión previa de la distribución de los bioclastos en el tes-

tigo. La descripción litológica ha sido complementada con el análisis granulométrico de las muestras mediante el levigado de las fracciones más gruesas (>63 μm) en el laboratorio general del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Huelva. Las fracciones inferiores a 63 μm fueron analizadas con un contador de partículas Mastersizer-2000 en el CIDERTA de la Universidad de Huelva.

El contenido en plata y bismuto fue determinado y certificado por MS Analytical (Langley, Canadá) en las 23 muestras seleccionadas mediante espectrometría de emisión atómica de plasma acoplado inductivamente (ICP-OES). Se han tomado al menos dos muestras por cada metro de testigo. Los resultados de diferentes replicas obtuvieron variaciones menores del 5%, con un control de calidad basado en más de 30 muestras de referencia (p.e. OREAS 904). Los límites de detección fueron de 0,01 mg kg^{-1} para ambos metales.

El contenido macropaleontológico de 23 submuestras (20 g) fue extraído y clasificado taxonómicamente, de acuerdo con Gómez (2017) y el WoRMS (World Register of Marine Species (WoRMS)). Los bivalvos y gasterópodos fueron identificados y contados para estudiar su distribución en el testigo.

Se han realizado cuatro dataciones radiométricas en el Centro Nacional de Aceleradores. Los datos han sido calibrados mediante el programa CALIB 7.1, con la aplicación del efecto reservorio determinado por Martins y Soares (2013) para este área. Las edades finales corresponden a edades calibradas con un intervalo de 2σ . Las edades obtenidas fueron completadas con la comparación entre las variaciones geoquímicas verticales de plata y bismuto y los principales periodos de extracción minera de los que se tiene constancia histórica: i) primeras actividades mineras (~4.5 ka BP); ii) etapa romana, con máximos hacia el siglo I DC; y iii) minería intensiva contemporánea (desde 1870) (Olías y Nieto, 2012).

4. Resultados

4.1. Facies sedimentarias

Pueden distinguirse cuatro facies sedimentarias, algunas de ellas con distintas subfacies en función del contenido faunístico, la presencia de restos carbonosos o de fragmentos vegetales. El tramo basal del testigo PF (Fig. 2: F1: 10,1-9,2 m) está compuesto por arenas finas y medias limosas con importantes porcentajes de gravas (hasta un 20%). No presenta microfaua. Sobre él se dispone una alternancia de arenas finas y limos arcillosos bioclásticos (F2: 9,2-7,3 m), con un abundante registro malacológico. Los gasterópodos son dominantes, con *Peringia ulvae* (Pennant, 1777) y *Bittium reticulatum* (da Costa, 1778) como especies más abundantes acompañadas de ostreidos y otras especies marinas de gasterópodos (p.e. *Rissoa guerinii* Récluz, 1843). Los siguientes 6,7 m (Fig. 2: F3: 7,3-0,6 m) están formados por limos arcillosos grisáceos (F3). Pueden distinguirse tres subfacies: i) inferior (F3a: 7,3-4,3 m), con frecuentes ejemplares de *P. ulvae*, numerosas espinas de equinodermos y abundantes restos vegetales; ii) medio (F3b: 4,3-1,3 m), con ausencia de restos macrofaunísticos; y iii) superior (F3c: 1,3-0,6 m), caracterizado por la presencia de restos carbonosos y macrorrestos vegetales. Los 0,6 m superiores del testigo PF están formados por un relleno antrópico reciente.

4.2. Dataciones

Las dataciones realizadas permiten definir los periodos de depósito de las distintas facies se-

dimentarias (Tab. 1). Las arenas basales carbonosas de F1 se habrían depositado entre cal. 6,5 ka BP y 6,2 ka BP aproximadamente, en tanto que la edad de los sedimentos bioclásticos de F2 abarcaría el siguiente milenio (~cal. 6,2-5,2 ka BP). Los siguientes 5,2 ka asistieron al depósito de las distintas subfacies de F3, que fueron cubiertas durante el siglo XX por el relleno antrópico representado por F4.

4.3. Evolución geoquímica: plata y bismuto

Ambos metales presentan bajas concentraciones en los sedimentos arenosos de F1 (Fig. 2; Ag: 0,24 mg kg⁻¹; Bi: 0,24-0,31 mg kg⁻¹). Estos niveles se mantienen o incluso disminuyen en los sedimentos bioclásticos de F2 (Ag: 0,2-0,23 mg kg⁻¹; Bi: 0,19-0,23 mg kg⁻¹) y en la base de F3a (Ag: 0,12-0,24 mg kg⁻¹; Bi: 0,2-0,24 mg kg⁻¹). Estos contenidos aumentan notablemente en la parte media de F3a, a partir de la muestra PF-13, con un primer pico entre las muestras PF-12 y PF-10 (Ag: 1,11-1,56 mg kg⁻¹; Bi: 1,27-2,15 mg kg⁻¹). Estas concentraciones disminuyen en la parte superior de F3a (Ag: 1,2 mg kg⁻¹; Bi: 0,89 mg kg⁻¹).

Las máximas concentraciones de plata se encuentran en la transición entre F3a y F3b (1,69-1,78 mg kg⁻¹), coincidentes con un leve repunte en el contenido en Bi (1,49-1,59 mg kg⁻¹). A continuación, se observa una importante disminución en ambos elementos en la parte media de F3b, seguida del pico máximo de Bi (4,3-5,64 mg kg⁻¹) y un leve incremento en Ag (0,51-0,59 mg kg⁻¹) en el techo de esta subfacies. Estos valores disminuyen notablemente en F3c.

Tabla 1: Dataciones radiométricas del testigo PF.

Table 1: Datings of core PF.

Muestra	Código	Material	$\delta^{14}\text{C}$ (‰ ₀₀)	Edad ¹⁴ C no calibrada (BP)	Edad ¹⁴ C calibrada (BP)
PF-18	CNA-4277	Materia orgánica	-26,7	6407 \pm 32	5469-5325
PF-20	CNA-4278	Materia orgánica	-26,2	6993 \pm 33	5982-5785
PF-21	CNA-4279	Concha	-0,4	5690 \pm 30	6187-5990
PF-22	CNA-4280	Materia orgánica	-28	7437 \pm 33	6392-6236

5. Discusión

5.1. Interpretación paleoambiental de las facies sedimentarias

Los materiales arenosos de F1 procederían de una sedimentación aluvial, también presente en otros testigos próximos del río Tinto sobre un sustrato mioceno (Arroyo *et al.*, 2021a). Los sedimentos bioclásticos de F2 presentan un abundante registro de gasterópodos típicos de medios mesolitorales fangosos o con lechos de algas (p.e. *P. ulvae*) o de medios algo más profundos caracterizados por la presencia de praderas de fanerógamas (p.e. *B. reticulatum*; Gómez, 2017). En consecuencia, este intervalo supone una invasión marina de esta zona, que coincide con el máximo eustático holoceno (+ 1 m nmm) en el sector suroccidental de la Península Ibérica (~cal. 6.5-6 ka BP; Dabrio *et al.*, 1998; Silva *et al.*, 2017). Esta transgresión continuó de forma más atenuada

hasta alcanzar aproximadamente el nivel del mar actual hacia los 5 ka BP en esta área (Boski *et al.*, 2002). Finalmente, la evolución vertical de F3 supondría un tránsito progresivo desde medios mesomareales (subfacies F3a) hasta zonas de marisma (subfacies F3b), con una conexión mareal decreciente, ya muy limitada en F3c. Ejemplos similares han sido descritos en otros testigos de este estuario (Arroyo *et al.*, 2021b). Los últimos 0,6 m del testigo PF están constituidos por un relleno antrópico arenoso de finales del siglo XX (F4).

4.2. Plata y bismuto como trazadores de episodios de contaminación histórica

Estos metales presentan bajas concentraciones en F1 y F2. El primer incremento detectado (Fig. 2; muestras PF-12 a PF-10; 6,2-5,8 m) coincidiría con el inicio de las explotaciones mineras en este sector durante el tercer milenio antes de nuestra era (~4.5 ka BP) y

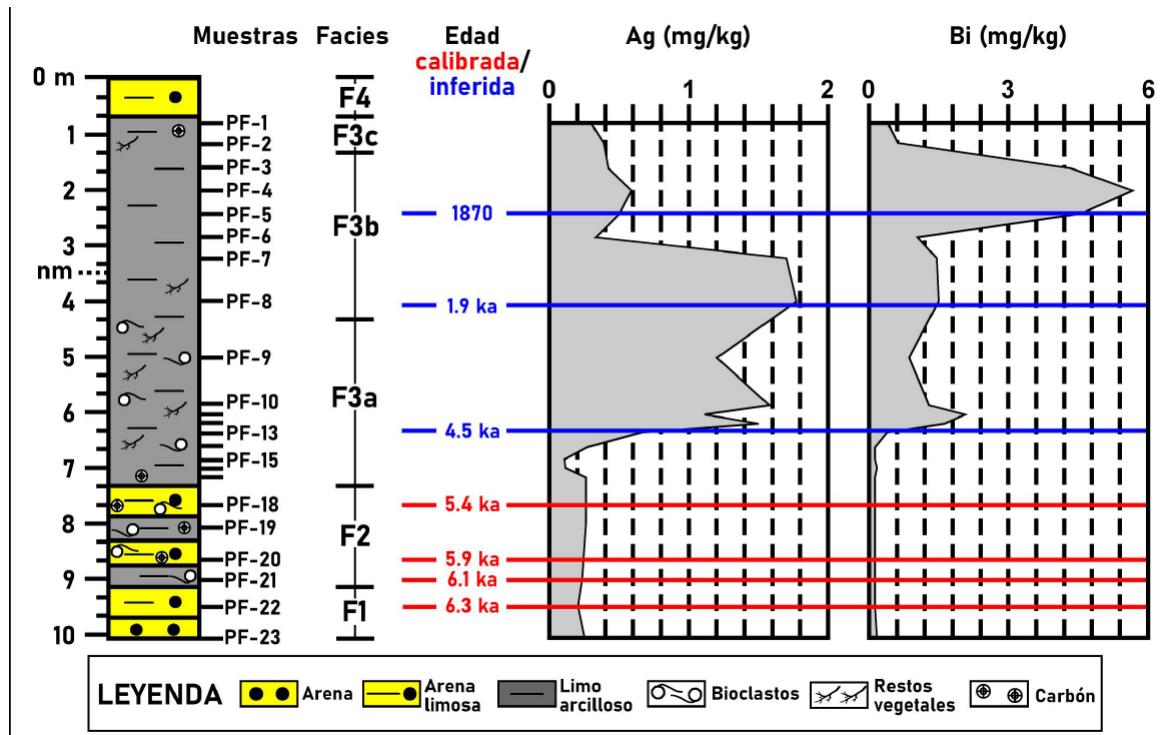


Figura 2: Testigo PF. Sedimentología, datación y análisis geoquímico (Ag y Bi).

Figure 2: Core PF. Sedimentology, dating and geochemical analysis.

el comienzo de la fundición de plata entre el Bronce Inicial y Bronce Medio (3,8-3,2 ka BP) en esta área (Davis *et al.*, 2000; Nocete *et al.*, 2008). Durante los siguientes milenios, la explotación de los recursos mineros de la Faja Pirítica también se manifiesta en el testigo PF (F3a: muestra PF-9), de forma que se mantienen concentraciones más altas tanto de Ag ($1,2 \text{ mg kg}^{-1}$) como de Bi ($0,89 \text{ mg kg}^{-1}$) en relación con F1 y F2. En esta zona, el Bronce Final (3,2-2,9 ka BP) asistió a un gran florecimiento minero-metalúrgico (Salkield, 1987).

Las máximas concentraciones de plata medidas en la transición entre F3a y F3b se asociarían a la explotación minera intensiva durante la época romana, y especialmente en los primeros siglos de nuestra era. Durante esta época, se intensificó la búsqueda y extracción de plata a partir de los suelos jarosíticos (Olías y Nieto, 2012). En los siguientes 1.500 años, se produjo una decadencia de la actividad minera, que puede correlacionarse con la disminución en los contenidos metálicos del tramo superior de F3b.

Entre 1870 y 1950 tuvo lugar un fuerte impulso de la minería de sulfuros masivos polimetálicos en la FPI. La incidencia de esta nueva fase en la contaminación metálica del estuario de los ríos Tinto y Odiel se refleja en las máximas concentraciones de Bi de todo el testigo PF a techo de F3b y un leve incremento en Ag. Estos máximos contenidos en metales también han sido hallados en otros testigos de este estuario durante este periodo (Van Geen *et al.*, 1997; Ruiz *et al.*, 2008). En el último tercio del siglo XX se observa una fuerte crisis y decadencia del sector minero, con una disminución progresiva de la producción de cobre y el cierre de la práctica totalidad de las minas (Harvey, 1981; Olías *et al.*, 2010). Esta regresión minera tuvo su incidencia en la disminución de las concentraciones tanto de Ag como especialmente de Bi en F3c, que coinciden con una disminución de la conexión mareal y la implantación de marismas en este sector estuarino. La polución industrial de finales del siglo XX no afectó a este sector, al encontrarse fuera del rango mareal (Campos, 2020).

5. Conclusiones

El análisis geoquímico (Ag y Bi) del testigo PF registra el impacto de los distintos episodios históricos de actividad minera en la contaminación de los sedimentos del estuario medio del río Tinto. Sus sedimentos aluviales basales y los depósitos bioclásticos suprayacentes, procedentes de la inundación marina durante el máximo transgresivo holoceno, presentan muy bajas concentraciones de estos metales. El inicio de la actividad minera ($\sim 4,5 \text{ ka BP}$) y de las labores de fundición de plata durante la Edad de Bronce ocasionaron un notable incremento relativo de las concentraciones de Ag (entre cinco y siete veces) y Bi (hasta un orden de magnitud) en los sedimentos estuarinos durante este periodo. En relación a la plata, estos contenidos aumentan durante el periodo de máxima explotación minera romana (siglos I-II DC), coincidiendo con la explotación de suelos jarosíticos. Posteriormente, la decadencia de la actividad minera ocasiona una disminución en los niveles de ambos metales, para incrementarse finalmente de forma notable para el Bi (hasta 30 veces en relación a los sedimentos aluviales o marinos basales) durante la minería intensiva desarrollada a partir de la segunda mitad del siglo XIX. En consecuencia, el análisis de las variaciones geoquímicas verticales de ambos metales, unido a la interpretación sedimentaria de las facies presentes y al análisis histórico del sector estudiado, constituyen una valiosa herramienta para detectar los episodios principales de contaminación durante los últimos 4.500 años en este sector suratlántico peninsular.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado principalmente por el Ayuntamiento de Palos de la Frontera, dentro del proyecto de investigación y recuperación del Puerto Histórico de Palos de la Frontera. Ha sido desarrollado también dentro de los siguientes proyectos: a) proyecto DGYCIT CTM2006-06722/MAR; b) proyecto DGYCIT CGL2006-01412; c) Del Atlántico al

Tirreno. Los puertos hispanos y sus relaciones comerciales con Ostia Antica. DEATLAN-TIR II - HAR2017-89154-P - (Plan Nacional de I+D+i); y d) proyecto FEDER 2014-2020 UHU-1260298. Otros fondos han procedido de la Junta de Andalucía (grupos HUM-132, RNM-238, and RNM-293). Es una contribución al Centro de Investigación en Patrimonio Histórico, Cultural y Natural (CIPHNCN) de la Universidad de Huelva.

Bibliografía

- Ahn, H.S., Lim, J., Kim, S.W. (2021). Magnetic Properties of a Holocene Sediment Core from the Yeongsan Estuary, Southwest Korea: Implications for Diagenetic Effects and Availability as Paleoenvironmental Proxies. *Frontiers in Earth Science*, 9, 593332. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.593332>
- Arroyo, M., Ruiz, F., Campos, J.M., Bermejo, J., González-Regalado, M.L., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., Olías, M., Abad, M., Izquierdo, T., Gómez, P., Toscano, A., Romero, V., Gómez, G. (2021a). Where did Christopher Columbus start?. The estuarine scenario of a historical date. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 250, 107162. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.107162>
- Arroyo et al. (2021b). Natural and anthropic pollution episodes during the Late Holocene evolution of the Tinto River estuary (SW Spain). *Scientia Marina*, 85, 113-123.
- Arteaga, C., Blázquez, J., Roldán, L. (2015). Consideraciones paleogeográficas en la bahía de Algeciras. Acerca de un posible tsunami en la Carteia romana (San Roque, Cádiz). *Cuaternario y Geomorfología*, 29, 137-156. <https://doi.org/10.17735/cyg.v29i1-2.31978>
- Boehnert, S., Ruiz, S., Fox, B.R.S., Yokoyama, Y., Hebbeln, D. (2020). Historic development of heavy metal contamination into the Firth of Thames, New Zealand. *Geo-Marine Letters*, 40, 149-165. <https://doi.org/10.1007/s00367-019-00597-9>
- Borrego, J. (1992). *Sedimentología del estuario del río Odiel (Huelva, SO España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 296 pp.
- Borrego, J., Morales, J.A., Pendón, J.G. (1993). Elementos morfodinámicos responsables de la evolución reciente del estuario bajo del río Guadiana (Huelva). *Geogaceta*, 11, 86-89.
- Borrego, J., Morales, J.A., Pendón, J.G. (1994). *Holocene estuarine facies along the mesotidal coast of Huelva, south-western Spain*. In: Fleming, B.W., Bartoloma, A. (Eds.), *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments*, 151-170. Hoboken, New Jersey: International Association of Sedimentologists, Wiley-Blackwell. <https://doi.org/10.1002/9781444304138.ch10>
- Boski, T., Moura, D., Veiga-Pires, C., Camacho, S., Duarte, N.R., Scott, D.B., Fernandes, S.G. (2002). Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology*, 150, 103-122. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00270-6](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00270-6)
- Cáceres, L.M. (1995). *Geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir (Huelva)*. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva, 245 pp.
- Campos, J.M. (2020). *Síntesis final: el Puerto Histórico de Palos. Ubicación, estructura y evolución*. En: Campos, J. M. (ed.), *La recuperación geoarqueológica del puerto histórico de Palos de la Frontera (ss. XIV-XVI). Medio natural e instalaciones portuarias*, 267-278. Huelva: Excmo. Ayuntamiento de Palos de la Frontera, Universidad de Huelva.
- Cánovas, C.R. (2008). *La calidad del agua de los ríos Tinto y Odiel. Evolución temporal y factores condicionantes de la movilidad de los metales*. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva, 425 pp.
- Caporizzo, C., Gracia, F.J., Aucelli, P.C., Barbero, L., Martín-Puertas, C., Lagóstena, L., Ruiz, J.A., Alonso, C., Mattei, G., Galán-Ruffoni, I., López-Ramírez, J.A., Higuera-Milena, A. (en prensa). Late-Holocene evolution of the Northern Bay of Cádiz from geomorphological, stratigraphic and archaeological data. *Quaternary International*.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Lario, J., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., González, J.A., Flores, J.A. (1998). Sequence stratigraphy of Holocene incised-valley fills and coastal evolution in the Gulf of Cádiz (southern Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 77, 263-281. <https://doi.org/10.1023/A:1003643006015>
- Davis, R.A., Welty, A.T., Borrego, J., Morales, J.A., Pendón, J.G., Ryan, J.G. (2000). Rio Tinto estuary (Spain): 5000 years of pollution. *Environmental Pollution*, 39, 1107-1116. <https://doi.org/10.1007/s002549900096>
- Dolor, M.K., Helz, G.R., McDonough, W.F. (2012). Cause of the chalcophile trace element enri-

- chments marking the Holocene to Anthropocene transition in northern Chesapeake Bay sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 82, 79-91. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.06.040>
- Gómez, G. (2017). *Guía de los moluscos marinos de Huelva y el Golfo de Cádiz*. Diputación de Huelva, 300 pp.
- Harvey, C.E. (1981). *The Rio Tinto Company: An economic history of a leading international mining concern, 1873-1954*. Penzance, United Kingdom, A. Hodge, 390 pp.
- Irabien, M. J., Cearreta, A.; Gómez-Arozamena, J.; García-Artola, A. (2020). Holocene vs Anthropocene sedimentary records in a human-altered estuary: The Pasaia case (northern Spain). *Marine Geology*, 429, 106292. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106292>
- Job, T., Penny, D., Morgan, B., Hua, Q., Gadd, P., Zawadzki, A. (2020). Multi-stage Holocene evolution of the River Murray Estuary, South Australia. *The Holocene*, 31, 50-65. <https://doi.org/10.1177/0959683620961487>
- Leblanc, M., Morales, J.A.; Borrego, J., Elbaz-Poulichet, F. (2000). 4500-year-old mining pollution in Southwestern Spain: Long-term implications for modern mining pollution. *Economic Geology*, 95, 655-662. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.3.655>
- Martins, J.M.M., Soares, A.M.M. (2013). Marine radiocarbon reservoir effect in Southern Atlantic Iberian coast. *Radiocarbon*, 55, 1123-1134. <https://doi.org/10.1017/S0033822200048037>
- May, S. M., Norpoth, M., Pint, A., Shumilovskikh, L., Brill, D., Rixhon, G., Moret, P., Graumira, I., García-Jiménez, I., León-Martín, C., Reicherter, K., Brückner, H. (2021). Mid- to late Holocene environmental changes and human-environment interactions in the surroundings of La Silla del Papa, SW Spain. *Geoarcheology*, 2021, 1-28. <https://doi.org/10.1002/gea.21846>
- Nocete, F., Queipo, G., Sáez, R., Nieto, J. M., Inacio, N., Bayona, M.R., Peramo, A., Cruz-Auñón, R. (2008). Specialised copper industry in the political centres of the Guadalquivir Valley during the Third Millennium BC: The smelting quarter of Valencina de la Concepción, Sevilla, Spain (2750-2500 BC). *Journal of Archaeological Sciences*, 35, 717-732. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2007.05.019>
- Olías, M., Nieto, J.M. (2012). El impacto de la minería en los ríos Tinto y Odiel a lo largo de la historia. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 25, 177-192.
- Olías, M., Nieto, J.M., Sarmiento, A.M., Ruiz, C. (2010). *La contaminación minera de los ríos Tinto y Odiel*. Universidad de Huelva, 166 pp.
- Pozo, M., Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Carretero, M.I., Monge, G., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., Abad, M., Tosquella, J., Izquierdo, T., Muñoz, J.M., Prudencio, M.I., Dias, M.I., Marques, R., Gómez, P., Toscano, A., Romero, V., Arroyo, M. (2020). The origin and evolution of Late Holocene tsunamiites in the Doñana National Park (SW Spain): trace elements as geochemical proxies. *Minerals*, 10, 956. <https://doi.org/10.3390/min10110956>
- Ruiz, F., Borrego, J., González-Regalado, M.L., López González, N., Carro, B., Abad, M. (2008). Impact of millennial mining activities on sediments and microfauna of the Tinto River estuary (SW Spain). *Marine Pollution Bulletin*, 56, 1258-1264. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2008.04.036>
- Ruiz, F., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., Olías, M., González-Regalado, M.L., Campos, J.M., Bermejo, J., Abad, M., Izquierdo, T., Carretero, M.I., Pozo, M., Monge, G., Tosquella, J., Prudencio, M.I., Dias, M. I., Marques, R., Gómez, P., Toscano, A., Romero, V. (2020). Silver and copper as pollution tracers in Neogene to Holocene estuarine sediments from southwestern Spain. *Marine Pollution Bulletin*, 150, 110704. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2019.110704>
- Sáez, R., Pascual, E., Toscano, M., Almodóvar, G. R. (1999). The Iberian Type of volcano-sedimentary massive sulphide deposits. *Mineralium Deposita*, 34, 549-570. <https://doi.org/10.1007/s001260050220>
- Salkield, L.U., (1987). *A technical history of the Rio Tinto mines: some notes on exploitation from pre-Phoenician times to the 1950s*. The Institute of Mining and Metallurgy, Londres, 114 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3377-4>
- Silva, P.G., Bardají, T., Roquero, E., Baena-Preysler, J., Cearreta, A., Rodríguez-Pascua, M.A.; Rosas, A. Zazo, C., Goy, J.L. (2017). El Periodo Cuaternario: La Historia Geológica de la Prehistoria. *Cuaternario y Geomorfología*, 31, 113-154. <https://doi.org/10.17735/cyg.v31i3-4.55588>
- Van Geen, A., Adkins, J.F., Boyle, E.A., Nelson, C.H., Palanques, A. (1997). A 120 yr record of widespread contamination from mining of the Iberian pyrite belt. *Geology*,

25, 291-294. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0291:AYROWC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0291:AYROWC>2.3.CO;2)

Yan, D., Wünnemann, B., Gao, S., Zhang, Y. (2020). Early Holocene tidal flat evolution in a western embayment of East China Sea, in

response to sea level rise episodes. *Quaternary Science Reviews*, 250, 106642. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106642>

Recibido el 3 de mayo de 2021

Aceptado el 8 de junio de 2021



Inicio del poblamiento prehistórico en la isla de Bioko (Guinea Ecuatorial)

Beginning of the prehistoric settlement on the island of Bioko (Equatorial Guinea)

Rosas, A. ⁽¹⁾; García-Taberner, A. ⁽¹⁾; Morales, J.I. ⁽²⁾; Rodríguez Berriguete, A. ⁽³⁾;
Fero Meñe, M. ⁽⁴⁾; Esono Mba, F. ⁽⁵⁾; Sánchez del Moral, S. ⁽¹⁾

(1) Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), Madrid, España. arosas@mncn.csic.es

(2) SERP, Departament d'Història i Arqueologia, Secció de Prehistòria, Universitat de Barcelona, Barcelona, España.

(3) Laboratory of Sedimentary Geology (LAGESED), Institute of Geosciences, Federal University of Rio de Janeiro, Brazil.

(4) Universidad Nacional de Guinea Ecuatorial (UNGE), Malabo, Equatorial Guinea

(5) Instituto Nacional de Desarrollo Forestal y Gestión del Sistema de Áreas Protegidas (INDEFOR-AP), Bata, Equatorial Guinea.

Resumen

El inicio del poblamiento humano en la isla de Bioko (antigua Fernando Poo) (Guinea Ecuatorial) es un tema mal conocido. Investigaciones previas establecen una secuencia de ocupación exclusivamente Holocena a pesar de que Bioko ha estado conectada con el continente durante al menos el último periodo glacial. Con objeto de localizar evidencias de ocupación pleistocena se localizaron 44 afloramientos, distinguiéndose sedimentos volcánicos, materiales eluviales, volcano-sedimentarios y aluviales. Entre estos cabe destacar el hallazgo de una larga serie de sedimentos lacustres correspondientes a un paleolago ubicado en un cráter. A pesar de lo exhaustivo de las prospecciones no se halló ninguna evidencia de presencia humana atribuible a una cronología pleistocena. Nuestros resultados confirman una ocupación muy tardía de Bioko posterior a los 8000 años BP. La ausencia de ocupaciones previas podría obedecer a condiciones ecológicas hostiles (pluviosidad, parasitismo), aunque es posible que las ocupaciones pleistocenas estuvieran restringidas a las zonas costeras y que estas se encuentren hoy sumergidas.

Palabras clave: Guinea Ecuatorial; Bioko; ocupación humana; Pleistoceno; Holoceno.

Abstract

The beginning of human settlement on the island of Bioko (formerly Fernando Poo) (Equatorial Guinea) is a poorly known issue. Previous research establishes an exclusively Holocene occupation sequence despite the fact that Bioko has been connected to the mainland, at least, during the last ice age. In order to locate



evidence of Pleistocene occupation, 44 points / outcrops were located, distinguishing volcanic sediments and eluvial and alluvial volcano-sedimentary materials. These include the discovery of a long series of lake sediments corresponding to a paleolake located in a crater. Despite the exhaustiveness of the surveys, no evidence of human presence attributable to a Pleistocene chronology was found. Our results confirm a very late occupation of Bioko after 8000 years BP. The absence of previous occupations could be due to hostile ecological conditions (rainfall, parasitism), although it is possible that Pleistocene occupations were restricted to coastal areas and that these are now submerged.

Key words: Equatorial Guinea; Bioko; human occupation; Pleistocene; Holocene.

1. Introducción

El reciente cambio de paradigma para explicar el origen de la especie humana actual, con la propuesta de un “multirregionalismo en África” (Stringer, 2016; Scerri *et al.*, 2018), ha reactivado el interés por la prehistoria africana en regiones previamente consideradas como marginales. En particular, África centro-occidental es actualmente objeto de un especial interés (Taylor, 2014; Scerri *et al.*, 2018) al considerarse posible centro de origen de uno de los cuatro grandes grupos basales de *Homo sapiens* (Lipson *et al.*, 2020). Sin embargo, los condicionantes geológicos, climáticos y ecológicos de los territorios actualmente cubiertos por selva ecuatorial no preservan secuencias estratigráficas de entidad y el registro arqueo-paleontológico centroafricano carece de restos fósiles de vertebrados, así como de dataciones radiométricas sólidas (Mercader, 2002; Taylor, 2014). Un renovado impulso investigador pretende subsanar esta carencia informativa (Taylor 2016; Scerri *et al.*, 2018; 2021), incluyendo nuevas prospecciones en Guinea Ecuatorial (Fig. 1) (Rosas, 2015; Rosas *et al.*, 2018; Terrazas *et al.*, 2018).

Los datos actuales indican que las poblaciones humanas iniciaron la ocupación de las selvas de la amplia cuenca del Congo muy tardíamente durante el Pleistoceno Superior (Mercader, 2002; Taylor, 2014). Es aceptada la ausencia de Achelense en todo el cinturón selvático centroafricano y se debate si algunos yacimientos de su periferia (Kalambo Falls, Zambia) preservan industrias de

edades próximas a los 100.000-80.000 años, tipológicamente descritas como Sangoense (tecnocomplejo de transición del Achelense al *Middle Stone Age* propio de África centroccidental) (Taylor, 2016). Ya en edades próximas a los 40.000 años se documentan ocupaciones prehistóricas con industrias líticas del MSA (*Middle Stone Age*) asociados al tecnocomplejo Lumpemban (Taylor, 2014) en las zonas más próximas a la costa atlántica de Gabón (Okala, Lopé) y en el interior de Camerún (Shum Laka). Y en una fase posterior entre hace 30.000 y 10.000 años las industrias microlíticas en cuarzo del LSA (*Late*



Figura 1. Situación geográfica de la isla de Bioko (antigua Fernando Poo) (Guinea Ecuatorial) en el Golfo de Guinea.

Figure 1. Geographical situation of the island of Bioko (formerly Fernando Poo) (Equatorial Guinea) in the Gulf of Guinea.

Stone Age) están muy extendidas en todo el cinturón centroafricano (Cornelissen, 2003).

En Guinea Ecuatorial (GE) los datos sobre su evolución Cuaternaria son aún muy escasos, tanto en su ámbito insular (Bioko, Annobon, Corisco, Elobey Grande y Elobey Chico) como en la región continental (conocida como Río Muni; Fig. 1). Además, la clara diferenciación geográfica de las regiones insular y continental de GE determina historias evolutivas bien diferenciadas. Mercader y Martí (1999; 2003) localizaron yacimientos del MSA con fechas radiocarbónicas superiores a los 30.000 años en Mosumu (Río Muni) asentando el modelo de una presencia de poblaciones finipleistocenas en la región atlántica centroafricana. Posteriormente, nuestro equipo ha llevado a cabo prospecciones arqueo-paleontológicas desde 2014, tanto en Río Muni como en la isla de Bioko (Rosas, 2015). En Río Muni se han detectado ocupaciones humanas paleolíticas en distintos sectores del país: estuario del Río Muni, cabo San Juan, área de Mosumo, alrededores del parque Nacional de Monte Alén y de especial abundancia en la región de Río Campo, muy próximo a la frontera con Camerún (Rosas, 2015; Terrazas y Rosas, 2016; Rosas *et al.*, 2019a). En todos estos casos los atributos tecno-tipológicos de la industria lítica son coherentes con los rasgos regionales del MSA, incluyendo la aparición de algunos elementos que apuntan a una especialización en el aprovechamiento de recursos leñosos.

Sin embargo, poco sabemos de las dinámicas del poblamiento inicial del ámbito insular en el golfo de Guinea, incluyendo las islas de Bioko, Corisco y las Elobey Grande y Chico (Fig. 1). De estas, Bioko presenta un especial interés dada su mayor extensión y riqueza geo-biológica. Históricamente, la comprensión de la prehistoria de Bioko ha venido condicionada por tres de sus peculiaridades: 1) las culturas insulares correspondientes a la Edad del Hierro carecen de metalurgia, por lo que se les asignó erróneamente un carácter neolítico (Martín del Molino, 1989); 2) no hay apenas evidencias de ocupación humana durante el Pleistoceno (Mercader y Martí,

2003) y 3) todo ello a pesar de su hipotética conexión geográfica con el continente, al menos durante el último periodo glacial (ver más adelante). En base a los trabajos de diferentes investigadores (Martín del Molino, 1899; Perramón, 1968; Martí *et al.* 2000) el modelo arqueológico actual sostiene que las evidencias más antiguas de presencia humana en la isla provienen del yacimiento de Banapá, al que se podrían unir, con evidencias menos concluyentes, los de Mongola y Lopeló. Tales ocupaciones corresponderían a una fase precerámica, asimilada al LSA, de cronologías próximas a los 8000 BP (Clist, 2020). A esta hipotética primera fase de colonización le suceden en discontinuidad diferentes culturas cerámicas atribuidas a la edad del hierro, antepasadas directas de las poblaciones Bubi, que pueblan actualmente la isla. Sin embargo, sigue siendo una incógnita el momento de las primeras ocupaciones y queda por testar la hipótesis de un posible poblamiento pre-Holoceno de la isla, contemporáneo al de las regiones próximas del continente. Con este fin nuestro equipo realizó dos campañas de prospecciones arqueo-paleontológicas en Bioko cuyos resultados presentamos en este trabajo.

2. La isla de Bioko (antigua Fernando Poo)

2.1 Contexto geográfico y geológico

La isla de Bioko (2.017 km²) se sitúa en el Golfo de Guinea (GPS: 8°20'-8°55'E; 3°10'-3°50'N), a unos 35 km al SO de la costa de Camerún (Fig. 1). Es de génesis volcánica y volcanosedimentaria y forma parte del lineamiento volcánico de Monte Camerún (Cameroon Hot Line; Yamgouot *et al.*, 2016), de dirección NE-SO, que representa el desarrollo de una anomalía térmica del manto durante el Cuaternario (Kagou Dongmo *et al.*, 2010; Nkono *et al.*, 2014). Consta de tres estratovolcanes amalgamados de edad K/Ar inferior a 1.33± 0.07 Ma sobre basaltos (Chauvel *et al.*, 2005; Ngounouno Yamgouot *et al.*, 2016), con vulcanismo reciente típicamente estromboliano.

El vulcanismo de Bioko presenta lavas basálticas (picritas con nódulos de peridotita, basaltos alcalinos, hawaiitas, mugearitas con kaersutita), poco diferenciadas, que han sido consideradas como un residuo de fusión del manto (Schlüter, 2006), así como materiales piroclásticos, cenizas e ignimbritas (Costafreda *et al.*, 2019). A diferencia de otras islas de este alineamiento volcánico de carácter oceánico (Annobón, Santo Tomé y Príncipe), Bioko descansa sobre la plataforma continental (Schlüter, 2006), en aguas someras de 60 m de profundidad (Jones, 1994). Villalta y Assens (1967) interpretan la presencia a una cota de 800 m de un bloque calizo aislado que incluía un ammonites cretácico como un fragmento de plataforma sedimentaria arrancado y arrastrado por una erupción. En altitudes intermedias de la isla se aprecian potentes acumulaciones de materiales piroclásticos como depósitos de pie de monte, así como potentes suelos y perfiles de alteración sobre los basaltos. En Bioko también se localizan depósitos sedimentarios en zonas bajas de la isla, próximas a la costa y en relación a cursos fluviales, resultado de la meteorización, erosión y transporte de los materiales volcánicos. Entre estos sedimentos volcanosedimentarios se distinguen potentes capas eluviales, así como depósitos de piedemonte y coluviones sobre los cuales se desarrollan potentes suelos (Costafreda *et al.* 2019). A estos hay que añadir otras formaciones aluviales y fluviolacustres detectadas en nuestras prospecciones (ver resultados). Algunos de estos sedimentos son objeto de explotación para la obtención de áridos como material de construcción (Costafreda *et al.*, 2019). En la cuenca del Río San Nicolás en los alrededores de Malabo, se encuentran potentes depósitos de arcillas sepiolíticas; al SO de Malabo, en la aldea de El Cacahual se encuentran yacimientos e indicios de arenas silíceas, compuestas fundamentalmente por cuarzo, acompañados de feldspatos, caolinita, moscovita e illita (Costafreda *et al.*, 2019). La presencia de cuarzo en cantidades importantes es muy llamativa dada la naturaleza básica de las áreas fuentes, donde el cuarzo no es un mineral que forme dichas rocas volcánicas. Los granos de cuarzo

presentan tamaños homogéneos y no están muy redondeados (Costafreda *et al.*, 2019) lo cual indica un origen local, en el que el transporte de estos granos habría sido escaso y la fuente habría sido un antiguo plutón granítico o afloramientos de gneises hoy desaparecidos. Las implicaciones de esta acumulación sedimentaria en Bioko podrían ser (i) se trata de las raíces de un volcán exhumado, es decir un plutón de composición granítica s.l. formado en una cámara magmática a relativa profundidad que hubiera quedado expuesto en superficie, lo cual implicaría el levantamiento isostático de la isla y el desmantelamiento de un volcán antiguo (improbable, pero no imposible); o bien (ii) que la isla de Bioko se hubiera formado sobre un relieve desgajado del cratón, de composición gnéisica y que aflora en algún lugar de la isla, es decir, que la isla se hubiera construido sobre/en relación a un bloque de cratón separado del continente (probablemente durante el rifting atlántico) que está expuesto y por tanto es susceptible de ser erosionado. Esto también podría implicar que Bioko podría haber sido un bloque de tierra emergida con anterioridad al inicio del vulcanismo datado (previo a 1.3 Ma). Tal circunstancia tendría importantes connotaciones para la historia biogeográfica de la isla.

2.2 Biogeografía de Bioko

Se acepta que la isla de Bioko ha mantenido conexiones terrestres con el continente en épocas frías (con descenso del nivel del mar), al menos durante el último periodo glacial (Eisentraut, 1973; Cámara Artigas y Díaz del Olmo, 2016). La batimetría máxima entre el continente y Bioko es de 60 m (de forma general, inferior a los 100 m en todo caso; Giresse *et al.*, 1995; Owono *et al.*, 2020). Los sedimentos procedentes del río Níger, arrastrados por la corriente de Guinea, cubren el fondo marino permitiendo las citadas profundidades máximas (Jones, 1994). De este modo, trazando una línea a -60 m en una curva global de variación del nivel del mar (Waelbroeck *et al.*, 2002), es evidente que existen repetidos períodos con niveles del mar muy inferiores,

por lo que habría diferentes “ventanas temporales” en los que un ancho puente terrestre unió la isla con el continente africano por las costas de Camerún durante el descenso de los niveles marinos correspondientes a la última glaciación (hace 70.000 años). Durante todo este tiempo los bosques de montaña se extendieron por la totalidad de la isla (Eisentraut, 1973). La estrecha conexión de Bioko con el continente viene también ratificada por su composición ecológica. La fauna y la flora de Bioko son relativamente ricas en especies, lo que refleja su origen continental, pero con bajos niveles de endemismo de especies, indicando lo breve de su aislamiento (Jones, 1994). La existencia del citado puente anuló durante 30.000-40.000 años el aislamiento geográfico indispensable para la aparición de endemismos (Eisentraut, 1973; Pérez de Val, 1993).

La subida del nivel del mar aisló de nuevo Bioko en el Holoceno inicial, hace tan solo 11-10.000 años (Eisentraut, 1973; Clist, 2020), sumergiendo el istmo que separa la isla con la costa del actual Camerún. Más aún, según Giresse (1995) hasta el 8000 BP aún se podría pasar a pie desde el continente. Por tanto, incluso en ausencia de navegación, el acceso humano a las tierras que hoy constituyen la isla de Bioko ha sido potencialmente factible al menos durante la parte final del Pleistoceno Superior e inicios del Holoceno.

3. Material y Métodos

En el marco del programa de investigación paleo-antropológica en Guinea Ecuatorial emprendido desde 2014 (Rosas, 2015; Terrazas y Rosas, 2016), se acometieron dos campañas de prospección en la isla de Bioko con el fin de localizar nuevos yacimientos que pudieran ilustrar su evolución Cuaternaria. Dado el carácter volcánico de la isla, las condiciones de conservación tafonómica podrían ser distintas a las del continente y haber favorecido la conservación de restos de origen orgánico. La isla fue dividida en cinco sectores: 1) llanura de Malabo, define un área triangular al noroeste

de la isla; 2) franja noroeste; 3) franja noeste; 4) sector de Moka y zona de sutura entre el norte y sur de la isla y 5) sector sur, este último el menos prospectado (Fig. 2; Tablas 1a y 1b). Las estrategias seguidas para el trabajo de campo fueron: 1.- Localización previa sobre mapa geológico de lugares con depósitos sedimentarios de edad y condiciones de formación favorables a la conservación de fósiles. 2.- Seguimiento sistemático de desmontes y taludes de carreteras y pistas forestales. Cada lugar con afloramientos y/o secciones estratigráficas de interés fueron numerados y denominados con la notación “BK” (Fig. 2) y el número sucesivo correspondiente, cuya geolocalización fue recogida con GPS. Igualmente se documentaron exhaustivamente mediante fotografías y notas de campo. En total se registraron un total de 44 localidades, donde se recogieron muestras, se describieron los rasgos estratigráficos básicos y se tomaron fotografías digitales (Fig. 2). En un primer nivel de aproximación, las secciones se clasificaron de acuerdo a las siguientes categorías: coladas basálticas, materiales piroclásticos sin alterar, perfiles de alteración, materiales eluviales (depósitos meteorizados muy próximos a la roca madre), suelos transportados y depósitos aluviales (Tabla 1a y b). Además de las secciones verticales expuestas, se han podido inspeccionar en superficie (secciones estratigráficas longitudinales) amplias extensiones desmanteladas por la acción de obras públicas.

4. Resultados

La Figura 2 recoge la localización de los afloramientos observados en la isla de Bioko y la Tablas 1a y 1b se resumen los datos geográficos y geológicos básicos. De los 44 afloramientos, 11 corresponden a materiales aluviales, todos ellos distribuidos en cotas por debajo de los 105 m de altitud mientras que 9 corresponden a materiales eluviales y sobre estos últimos, 4 suelos situados entre los 100 y los 400 metros de altitud. De entre las 5 localidades con materiales piroclásticos, 3 son brechas volcánicas situadas por debajo de la



Figura 2. Vista de detalle de los afloramientos observados (BK#) y sectores de prospección en la isla de Bioko.
 Figure 2. Detail view of the observation points / outcrops (BK #) and prospecting sectors on the island of Bioko.

cota de 50 m y 2 conos de lapilli en cotas elevadas, por encima de los 600 m. Finalmente, se detectaron 11 secciones de coladas basálticas distribuidas en todas las cotas, incluidos 4 perfiles de alteración con sustrato basáltico entre los 50 y o 150 m.

En la franja oeste, próximo a Basacato se distinguen potentes bancos de materiales arcillosos y detríticos grises (Fig. 3A y B), apoyados sobre un sustrato basáltico muy alterado. Ocasionalmente se aparecen coladas basálticas sobre el manto de meteorización (Fig. 3C). Estos materiales albergan en su interior

abundantes planos de deslizamiento con superficies estriadas (*slickensides*) recubiertas por una pátina negruzca, probablemente de minerales de manganeso (Fig. 3D), que indicarían el carácter expansivo de los materiales.

Entre los sedimentos aluviales, BK12 ejemplifica un transporte aluvial relativamente largo con cantos redondeados y pulidos que podría corresponder a la removilización por arrollada difusa de un depósito de torrentera (Fig. 4). BK14 y BK15 pueden corresponder a terraza aluvial con cantos rodados y una abundante matriz arcillosa de color pardo oscuro, como

Tabla 1a. Localización geográfica y geológica de los afloramientos observados de la isla de Bioko considerados en el trabajo.
 Table 1a. *Geographical and geological location of the points / outcrops of the island of Bioko considered in the work.*

Localidad	Latitud	Longitud	Altitud	Sector geográfico	Situación geológica	Material geológico	Descripción breve
BK01	03°40'14.0"N	08°39'03.8"E	142	Franja noroeste	Llanura aluvial	Perfil de alteración	Poco evolucionado; material arcilloso con cantos dm dispersos; espesor > 0.5 m
BK02	03°35'36.6"N	08°37'11.3"E	115	Franja noroeste	Transición ladera costa	Perfil de alteración	Poco evolucionado, alto contenido en arcilla; espesor > 0.5 m
BK03	03°34'21.3"N	08°37'20.0"E	116	Franja noroeste	Transición ladera costa	Perfil de alteración	Poco evolucionado; material granular grueso; espesor > 0.5 m
BK04	03°34'05.9"N	08°37'19.3"E	109	Franja noroeste	Transición ladera costa	Materiales volcánicos	Actividad efusiva: Coladas basálticas
BK05	03°32'32.4"N	08°36'39.8"E	89	Franja noroeste	Transición ladera costa	Perfil de alteración	Poco evolucionado; espesor > 0.5 m
BK06	03°31'41.2"N	08°36'14.9"E	70	Franja noroeste	Transición ladera costa	Perfil de alteración	Moderadamente evolucionado; a techo, superficie endurecida de morfología ondulada, espesor generalmente: inferior a 0.5 m
BK07	03°30'27.6"N	08°35'37.5"E	104	Franja noroeste	Cráter, paleolago	Lacustre	Depósitos tabulares clásticos finamente laminados, organizados en secuencias
BK8				Sector sur		Perfil de alteración	Poco evolucionado; arcilla y roca alterada
BK09	03°28'09.2"N	08°29'22.3"E	5	Sector sur	Línea de costa	Playa	Playa de cantos angulosos cm oscuros entre salientes de roca redondeada por oleaje
BK10	03°30'24.9"N	08°35'09.0"E	78	Franja noroeste	Cráter, paleolago	Lacustre	Depósitos tabulares clásticos finamente laminados, organizados en secuencias
BK13	03°21'09.7"N	08°35'38.4"E	1331	Sector sur	Ladera de volcán	Materiales volcánicos	Actividad explosiva: lapilli
BK43	03°43'16.3"N	08°39'37.9"E	15	Franja noroeste	Litoral	Terraza fluvial	Cantos cm-dm, moderadamente redondeados, dispersos en una matriz arcillosa
BK44	03°37'36.8"N	08°36'40.6"E	20	Franja noroeste	Línea de costa	Materiales volcánicos	Actividad efusiva: coladas de lava basáltica erosionadas por oleaje

Tabla 1b. Localización geográfica y geológica de los afloramientos observados de la isla de Bioko considerados en el trabajo.

Table 1b. Geographical and geological location of the points / outcrops of the island of Bioko considered in the work.

Localidad	Latitud	Longitud	Altitud	Sector geográfico	Situación geológica	Material geológico	Descripción breve
BK11	03°31'41.6"N	08°34'39.2"E	7	Franja noreste	Línea de costa	Playa	Playa de arena parda sobre un paleorrelieve de roca volcánica redondeada por oleaje
BK12	03°41'15.3"N	08°39'34.4"E	96	Franja noreste	Llanura aluvial	Terraza fluvial	Cantos cm-dm, moderadam. redondeados, dispersos en una matriz arcillosa
BK14	03°46'19.5"N	08°42'53.9"E	45	Llanura de Malabo	Llanura aluvial	Terraza fluvial	Cantos cm-dm, moderadam. redondeados, dispersos en una matriz arcillosa
BK15	03°46'18.4"N	08°42'40.7"E	76	Llanura de Malabo	Llanura aluvial	Terraza fluvial	Cantos cm-dm, moderadam. redondeados, dispersos en una matriz arcillosa
BK16	03°45'59.4"N	08°42'29.1"E	54	Llanura de Malabo	Llanura aluvial	Terraza fluvial	Cantos cm-dm, moderadam. redondeados, dispersos en una matriz arcillosa
BK17	03°46'30.3"N	08°41'24.8"E	19	Franja noreste	Línea de costa	Materiales volcánicos	Actividad explosiva: brecha volcánica-ignimbritas
BK18	03°45'37.5"N	08°42'06.6"E	53	Llanura de Malabo	Llanura aluvial	Perfil de alteración	Suelo tipo Andosol; arcilloso
BK19	03°45'43.7"N	08°41'20.4"E	47	Franja noreste	Llanura aluvial	Terraza fluvial	Cantos cm-dm, moderadam. redondeados, dispersos en una matriz arcillosa
BK20	03°45'45.4"N	08°41'03.9"E	19	Franja noreste	Línea de costa	Materiales volcánicos	Actividad explosiva: brecha volcánica-ignimbritas
BK21	03°43'19.1"N	08°43'16.6"E	103	Llanura de Malabo	Llanura aluvial	Terraza fluvial	Cantos cm-dm, moderadam. Redondeados, dispersos en una matriz arcillosa
BK22	03°44'03.9"N	08°49'57.0"E	206	Llanura de Malabo	Llanura aluvial	Perfil de alteración	Poco evolucionado; arcilla y roca alterada; espesor >0.5 m
BK23	03°45'27.4"N	08°54'10.4"E	12	Llanura de Malabo	Línea de costa	Playa	Playa de arenas negra con abundantes conchas de moluscos
BK24	03°45'58.0"N	08°53'36.0"E	6	Llanura de Malabo	Línea de costa	Playa	Playa de cantos angulosos cm oscuros sueltos entre salientes de roca redondeada por oleaje

Localidad	Latitud	Longitud	Altitud	Sector geográfico	Situación geológica	Material geológico	Descripción breve
BK25	03°45'12.6"N	08°50'17.5"E	43	Llanura de Malabo	Llanura aluvial	Perfil de alteración	Poco evolucionado; arcilloso; espesor > 0.5 m
BK26	03°45'39.8"N	08°46'35.8"E	50	Llanura de Malabo	Llanura aluvial	Materiales volcánicos	Actividad explosiva: brecha volcánica-ignimbritas
BK27	03°44'54.1"N	08°44'47.2"E	43	Llanura de Malabo	Llanura aluvial	Perfil de alteración	Moderadamente evolucionado; arcilloso a granular, con bloques de roca dispersos; espesor > 0.5 m
BK28	03°43'03.5"N	08°51'58.9"E	447	Llanura de Malabo	Llanura aluvial	Perfil de alteración	Moderadamente evolucionado; suelo de tipo Andosol; arcilloso; espesor > 0.5 m
BK29	03°40'11.9"N	08°54'43.5"E	294	Franja noreste	Ladera de volcán	Materiales volcánicos	Actividad explosiva y efusiva: alternancia de lavas y brechas volcánicas
BK30	03°23'03.1"N	08°45'36.0"E	56	Franja noreste	Transición ladera costa	Perfil de alteración	Poco evolucionado; granular de cantos angulosos (microbrecha); espesor > 0.5 m
BK31	03°19'38.0"N	08°43'11.3"E	653	Sector de Moka	Ladera de volcán	Perfil de alteración	Poco evolucionado; saprolito
BK32	03°25'27.9"N	08°43'11.9"E	400	Sector de Moka	Ladera de volcán	Perfil de alteración	Poco evolucionado, posiblemente antropizado; muy arcilloso
BK33	03°24'23.2"N	08°44'35.1"E	178	Sector de Moka	Ladera de volcán	Terraza fluvial	Cantos cm-dm, moderadamente redondeados, dispersos en una matriz arcillosa
BK34	03°36'24.5"N	08°53'02.7"E	302	Franja noreste	Ladera de volcán	Materiales volcánicos	Actividad efusiva: coladas de lava basáltica
BK35	03°34'29.6"N	08°51'16.0"E	383	Franja noreste	Ladera de volcán	Perfil de alteración	Moderadamente evolucionado; gran espesor
BK36	03°31'42.1"N	08°50'06.6"E	272	Franja noreste	Ladera de volcán	Perfil de alteración	Moderadamente evolucionado; gran espesor
BK37	03°27'51.8"N	08°47'14.5"E	274	Sector de Moka	Ladera de volcán	Materiales volcánicos	Actividad efusiva: coladas de lava basáltica
BK38	03°23'34.4"N	08°45'56.2"E	19	Sector de Moka	Transición ladera costa	Materiales volcánicos	Actividad efusiva: coladas de lava basáltica
BK39	03°20'07.8"N	08°43'33.2"E	626	Sector de Moka	Ladera de volcán	Materiales volcánicos	Actividad explosiva: lapilli
BK40	03°20'29.2"N	08°41'14.1"E	1013	Sector de Moka	Ladera de volcán	Materiales volcánicos	Actividad efusiva: coladas de lava basáltica
BK41	03°21'53.7"N	08°39'49.4"E	1572	Sector de Moka	Ladera de volcán	Perfil de alteración	Poco evolucionado; espesor > 0.5 m
BK42	03°23'34.7"N	08°39'34.6"E	1291	Sector de Moka	Ladera de volcán	Materiales volcánicos	Actividad efusiva: coladas de lava basáltica

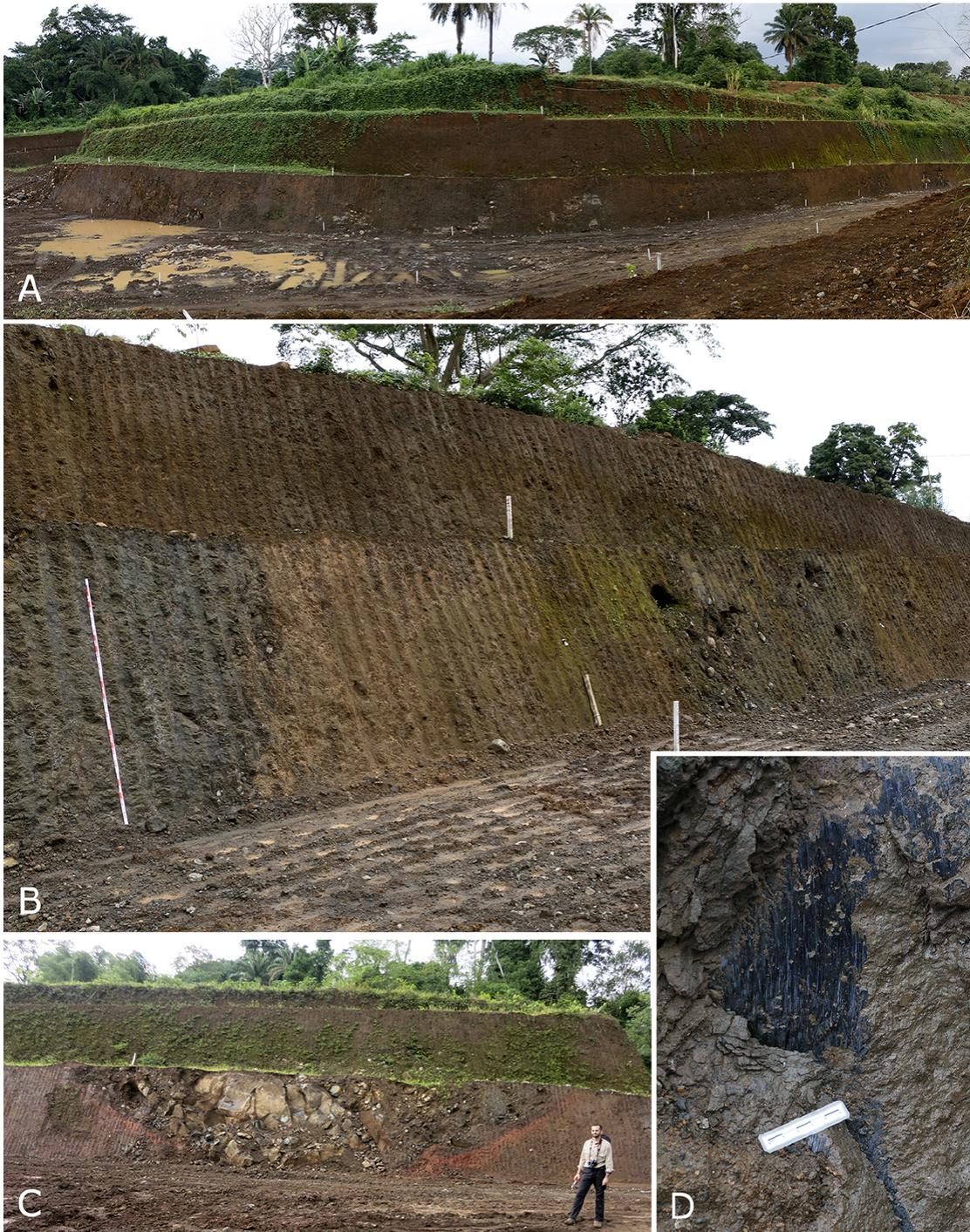


Figura 3. Sección estratigráfica de Basacato. A) Vista general, desmonte de carretera; B) detalle del corte estratigráfico; C) colada basáltica sobre sedimentos aluviales; D) superficie de deslizamiento tapizada de depósitos minerales.

Figure 3. Basacato stratigraphic section. A) General view, road clearing; B) detail of the strtigraphic section; C) basatic pouring on aluvial sediments; note the reddish streak of flushing; D) sliding surface upholstered with blackened mineral deposits.



Figura 4. A) Vista general de llanura aluvial de Malabo con el monte (volcán) Basilé al fondo. B) detalle de la terraza y materiales basálticos rodados.
Figure 4. A) General view of the alluvial plain of Malabo with the mount (volcano) Basilé in the background. B) Detail of the terrace and rolled basalt materials.



Figura 5. A) Sedimentos fluvio-lacustres de un paleolago situado en el interior de un cráter; B) detalle del corte estratigráfico.
Figure 5. A) Fluvial-lacustrine sediments of a paleolago located inside a crater; B) detail of the stratigraphic section.

también se observa en BK12 (Fig. 4). BK16 y BK21 recogen una terraza al descubierto con cantos rodados muy heterométricos desde gravas finas hasta 25 cm \varnothing , (predominan valores de 8-12 cm).

Entre los materiales piroclásticos cabe señalar BK20, con brechas volcánicas clasto soportado con escasa matriz de arena gruesa (ignimbritas, flujos piroclásticos, etc.). En el puerto de Malabo, BK26 presenta una serie de coladas con brecha volcánica sellada a techo con una colada de lava.

Merecen un comentario especial los afloramientos BK7 y BK10 (en el límite con el río Tiburones), donde afloran sedimentos de aparente ambiente fluvio-lacustre de al menos 20 m de potencia (Fig. 5). Su situación en el mapa ha permitido detectar un paleolago

ubicado en el interior de un antiguo cráter de explosión volcánica, que presenta unas características morfológicas y sedimentarias semejantes a las de lagos formados en maares; similar tanto a los actuales lagos Biao y Loreto como a los rellenos de antiguos cráteres, por ejemplo en la Caldera de San Carlos en Bioko o en el lago Mazafim en Annobón. El relleno de esta pequeña cuenca consiste en la alternancia de dos litologías diferenciadas que se han definido como facies autóctonas y facies alóctonas (Fig. 5B). Las facies autóctonas están compuestas por lutitas oscuras depositadas por decantación en un ambiente de baja energía, correspondientes a la fracción suspendida en el propio lago del maar en los momentos en los que no llegan sedimentos gruesos al sistema. Las facies alóctonas están formadas por niveles terrígenos que tienen su origen en el anillo del antiguo cráter y están

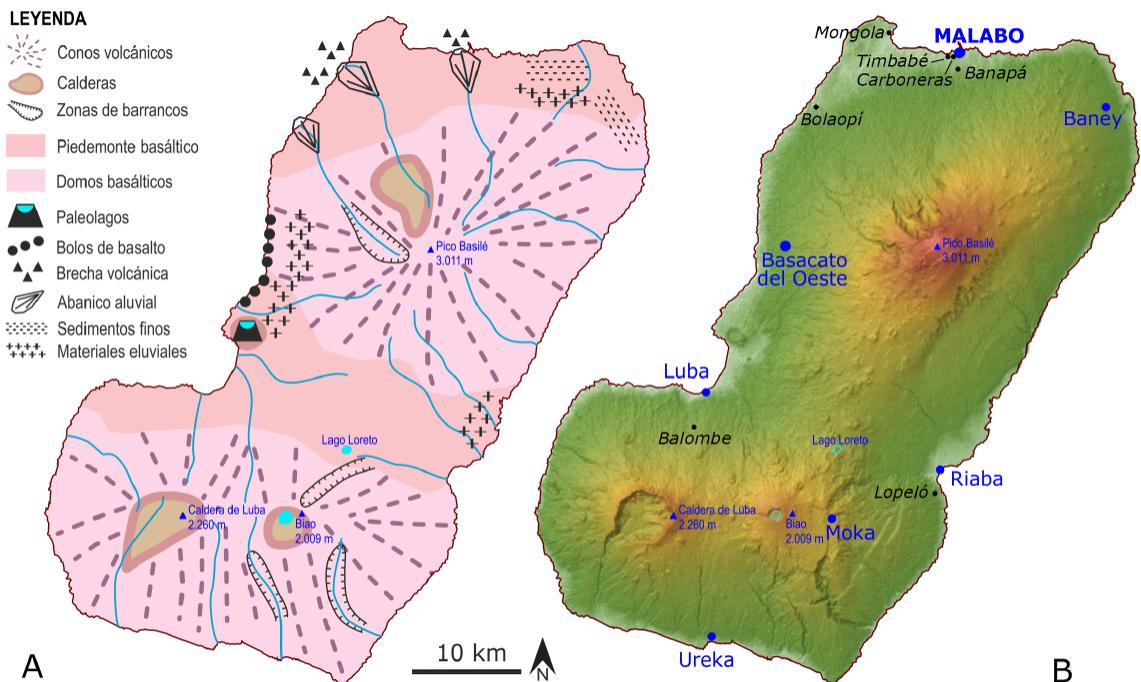


Figura 6. A) Mapa geomorfológico de la isla de Bioko modificado de Lerebours-Pigeonnière y Edjó Ovono (2001) sobre el que se representan detalles geomorfológicos parciales observados durante las prospecciones arqueopaleontológicas. B) Mapa de relieve con ubicación de los yacimientos prehistóricos más relevantes y poblaciones de referencia (en azul).

Figure 6. A) Geomorphological map of the island of Bioko modified from Lerebours-Pigeonnière and Edjó Ovono (2001) on which partial geomorphological details observed during archaeo-paleontological surveys are partially represented. B) Map of relief with the location of the most significant prehistoric sites and reference populations (in blue).

compuestos por piroclastos y cenizas volcánicas principalmente. Estos depósitos llegan al sistema mediante cortos flujos acuosos de origen pluvial y permiten su interpretación en un contexto variable del régimen hídrico. Sin duda es un lugar que merece atención por su potencial interés paleoclimático además de presentarse favorable para la obtención de dataciones absolutas.

En términos generales se aprecia una segregación altimétrica de las formaciones geológicas (Fig. 6). En cotas elevadas se observan materiales piroclásticos frescos; en una franja intermedia se sitúan grandes paquetes de materiales eluviales profundamente meteorizados sobre los que se han desarrollado potentes suelos y en cotas más bajas se sitúan sedimentos aluviales, muy en especial en la llanura de Malabo (Fig. 6), entre los que se aprecian formaciones con abundantes cantos rodados. En las áreas costeras se conservan sedimentos susceptibles de registrar ocupaciones humanas y los lugares de mayor interés se localizan en los lados norte y noroeste (Fig. 6). Pueden verse también a ambos lados del estrechamiento de la isla próximos a las bahías de Luba (oeste) y Riaba (este). En distintos lugares de la isla se aprecian abundantes perfiles de alteración, con potentes suelos de elevado desarrollo vertical como corresponde a un clima ecuatorial lluvioso. En ningún caso se localizaron restos orgánicos fosilizados ni restos de industria lítica asimilables a ningún periodo paleolítico.

5. Discusión

La existencia de un poblamiento humano pleistoceno más o menos intenso en la isla de Bioko se ha visto tradicionalmente como algo plausible y esperable (ver Tabla 2). El argumento principal de esta hipótesis reposa en el hecho de que la isla habría quedado unida al continente durante las regresiones marinas del último ciclo glacial, permitiendo a los grupos humanos que habitaban las zonas colindantes (e.g. Mercader *et al.*, 2002; Cornelissen, 2003 Taylor, 2014) frecuentarla sin necesidad de navegación. Las cronologías

mínimas más aceptadas para el poblamiento del occidente selvático centroafricano se sitúan alrededor de los 40.000 años BP (Taylor, 2016), por lo que la conexión terrestre con la isla de Bioko podría haber sido utilizada en diferentes momentos desde el Estadio Isotópico Marino 3 (60-25 ka) hasta la transgresión del Holoceno inicial. Del mismo modo, algunas referencias difusas a la existencia de materiales líticos de la Middle o Late Stone Age en otras islas guineanas como Elobey Grande (Perramón, 1968; Clist, 1995; Martí *et al.*, 2000), ha servido de apoyo para este planteamiento. Sin embargo, los datos empíricos para discutir sobre la antigüedad del primer poblamiento de Bioko se limitan a una única evidencia, las industrias recuperadas en la secuencia estratificada de Banapá (Fig. 6), documentada por Amador Martín del Molino en 1951. Pese al minucioso y extenso trabajo de campo realizado por el religioso claretiano, la información disponible sobre el yacimiento y sus industrias es bastante escueta, y el principal argumento a favor de su ascendencia paleolítica es la ausencia de cerámicas y útiles pulimentados en el mismo contexto. De este modo, no es posible realizar ninguna inferencia tecnológica o tipológica para ubicarlas crono-culturalmente, y mucho menos aventurarnos en una propuesta cronológica precisa, menos aún tras la reciente constatación de que la tradición técnica del Middle Stone Age perduró hasta momentos holocenos en la periferia del cinturón tropical en África Oriental (Scerri *et al.*, 2021).

De acuerdo con los resultados de nuestras prospecciones, dado el tamaño de la isla y la intensidad en los muestreos, la hipótesis de una ocupación paleolítica en Bioko encuentra muy poco soporte. La ausencia de ocupaciones pre-neolíticas en la isla podría obedecer a un despoblamiento humano de esta región del golfo de Guinea (Camerún) durante el Pleistoceno o bien a condiciones especialmente hostiles para la fisiología humana. Tal ausencia coincidiría con la idea sostenida durante décadas que ha cuestionado la capacidad de las poblaciones humanas para sobrevivir exclusivamente de los recursos de la

pluvisilva antes de la agricultura. En este caso, Bioko sería un buen ejemplo de ello y puede servir de modelo de referencia a la hora de comprender la historia evolutiva de los homínidos en los ecosistemas de pluvisilva de África Central. La gran extensión territorial y los patrones de movilidad necesarios para la obtención sistemática de recursos que permita la subsistencia en los bosques lluviosos muy posiblemente no se den en Bioko. Otras posibles explicaciones para la falta de ocupación paleolítica podrían ser la ausencia de materias primas de calidad diferentes al basalto, las condiciones insalubres del territorio, con su elevada pluviosidad (hoy en día, el volumen de precipitaciones al sur de Bioko es de los más elevados del planeta (>3350mm/año; <https://es.climate-data.org/africa/guinea-ecuatorial-122/>) o la alta incidencia de enfermedades parasitarias (a modo de ejemplo, la malaria sigue siendo actualmente la causa principal de mortalidad infantil).

Una vez documentada la llegada tardía de las poblaciones humanas a Bioko, un problema estrechamente relacionado es elucidar el origen genético de estas primeras poblaciones. Queda claro que las ocupaciones de Timbabé (2200-2000 BP) y posteriores (Tabla 2) pueden inscribirse en las sucesivas dispersiones de pueblos de lenguas bantú, antepasados de las actuales poblaciones Bubi de Bioko. Se trata de pueblos sedentarios correspondientes a la edad del hierro, pero sin metalurgia, lo que representa una singularidad ligada al carácter insular de Bioko. Sin embargo, la adscripción genética de los pobladores anteriores, representados en Banapá (en torno al 8000 BP), a las que podríamos unir las ocupaciones paleolíticas de las islas de Corisco y Elobey Grande, permanece muy especulativa. Caben al menos dos posibilidades. Podría tratarse de cazadores-recolectores de poblaciones negras (previas a las prácticas agrícolas, en última instancia procedentes del este de África

Tabla 2. Secuencia arqueológica comparada de la isla de Bioko, con datos propios adaptados a los de Martín del Molino (1999); Mercader et al. (2003); Clist (1999) y González-Ruibal et al. (2011); * según Martí et al (2000).

Tabla 2. Comparative archaeological sequence of the island of Bioko, with own data adapted to those of Martín del Molino (1999); Mercader et al. (2003); Clist (1999) and González-Ruibal (2011); * according to Martí et al (2000).

	Continente: Guinea Ecuatorial- Camerún-Gabón	Isla de Bioko			Isla Elobey Grande	Isla de Corisco	
Holoceno reciente	Proto-histórico/colonial	Siglos XVII-XIX	Proto-histórico/colonial				
	Edad del hierro	Siglo XVI	Balombé/contacto europeo	Fases culturales cerámicas. Sin metalurgia	Fases culturales cerámicas. Con metalurgia		
		Siglo XIII-XVI AD	Buelá				
		Siglo X-XIII AD	Bolaopí /Concepción				
		Siglo V-XI AD	Carboneras				
pre Siglo V AD	Timbabé						
Holoceno inicial	Neolítico. Primeras dispersiones Bantú	2.200-3.500 BP	?			?	
	Neolítico	3.500 BP	?				
	LSA (Later Stone Age)	8.000 BP	Banapá			LSA*	LSA
Pleistoceno	MSA (Middle Stone Age)	30.000	Sin ocupación. Datos propios			MSA?*	Sin ocupación.
	Sin ocupación. Datos propios	> 50.000	Sin ocupación. Datos propios			Sin ocupación	Sin ocupación

ca). O bien, como supone Clist (1989), podría tratarse de cazadores-recolectores del tronco genético centroafricano (los habitantes —pigmeos— más antiguos de las pluvisilvas centroafricanas ligados a los actuales Baka de Camerún). Curiosamente, Gelabert *et al.* (2019) identifican en los actuales bubis flujo génico procedente de cazadores-recolectores centroafricanos de pluvisilva producido con posterioridad a la ocupación de la isla. La cita alternativa es también aplicable a las ocupaciones humanas en el continente, ya sean del MSA o del LSA. En nuestra opinión, dada la alta diversidad tecno-tipológica detectada en los nuevos enclaves de Guinea Ecuatorial (Rosas *et al.* 2019b), unido a la baja visibilidad arqueológica de los pueblos pigmeos cazadores-recolectores, cuya cultura material está basada fundamentalmente en productos vegetales, las ocupaciones paleolíticas corresponderían a poblaciones del tronco basal afroccidental, tanto en las islas como en el continente.

6. Conclusiones

Con los datos disponibles se descarta una ocupación humana en la isla de Bioko durante el Pleistoceno a pesar de la existencia de puentes geográficos con el continente. Solo después de la elevación del nivel del mar tras el último máximo glacial y la expansión de la pluvisilva atlántica de tierras bajas se evidencian registros de ocupación humana en la isla. El no haber sido detectada ninguna evidencia de actividad humana y dada la intensidad de las prospecciones, podría considerarse que en Bioko la ausencia de evidencia de ocupaciones humanas pleistocenas podría constituir una evidencia sólida de que la isla estuvo desocupada por humanos durante ese periodo. En otros términos, es muy probable que no haya habido ocupación paleolítica en Bioko. No obstante lo dicho, cabría también la posibilidad de que una presencia humana en la isla durante el Pleistoceno no hubiera dejado evidencias visibles en la zona actualmente emergida. Dado el carácter fuertemente montañoso de la isla no se puede

descartar que las ocupaciones fueran estrictamente litorales y que se encontrasen por debajo del nivel del mar actual. Igualmente, visitas humanas esporádicas o de baja intensidad durante el Pleistoceno superior habrían generado un escaso registro material, cuya visibilidad arqueológica sería prácticamente nula, especialmente en un contexto tropical. Las litologías disponibles para la fabricación de herramientas de piedra en la isla tampoco contribuirían en este sentido. Aunque el conjunto de los datos nos lleva a descartar una ocupación humana paleolítica en Bioko, futuros trabajos de campo ayudaran a matizar y completar su secuencia arqueo-paleontológica y a resolver alguno de los problemas aquí planteados.

Agradecimientos

Gracias a Darío Fidalgo, Mateo Ornia y Javier Fernández por la lectura crítica del manuscrito. Al doctor Ignasi de Juan y a the Bioko Biodiversity Protection Program (BBPP) por su imprescindible apoyo logístico. Agradecemos la oportunidad ofrecida por los editores de CyG para la publicación de este trabajo y expresamos nuestro agradecimiento a Pablo G. Silva y un revisor anónimo por sus útiles comentarios y a Javier Elez por su ayuda editorial. Ministerio de Ciencia e Innovación (MICINN/FEDER): CGL2016-75109-P y CGL2017-90984-EXP; Fundación Palarq. J.I. M. es beneficiario de IJCI-2017-31445.

Bibliografía

- Cámara Artigas, R., Díaz del Olmo, F. (2016). Relaciones entre las formaciones vegetales de montaña de Pico Basilé (Isla de Bioko, Guinea Ecuatorial) y Monte Camerún (Camerún): conexiones y barreras biogeográficas durante el Plio-Cuaternario. En: Avances en Biogeografía: áreas de distribución: entre puentes y barreras. Editorial Universidad de Granada. 56-64.
- Chauvel, C., Dia, A.N., Bulourde, M., Chabaux, F., Durand, S., Ildefonse, P., Gérard, M., Déruelle, B., Ngounouno, I. (2005). Do decades of tro-

- pical rainfall affect the chemical compositions of basaltic lava flows in Mt Cameroon? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141, 195e223. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.10.008>
- Clist, B. (1991). Age de la Pierre Récent: Guinée-Équatoriale. En (R. Lanfranchi , B. Clist) Aux origines de l'Afrique Centrale. Centre Culturel Français Saint-Exupéry de Libreville & Centre International des Civilisations Bantu de Libreville, Paris, 105-106.
- Clist, B. (2020). Guinea Ecuatorial. Más de 40.000 años de historia revelados por la arqueología. *L'Harmattan*, 1-24. ISBN 978-2-343-18908-6.
- Cornelissen, E. (2003). On Microlithic Quartz Industries at the End of the Pleistocene in Central Africa: The Evidence from Shum Laka (NW Cameroon). *African Archaeological Review*, 20, 1–24. <https://doi.org/10.1023/A:1022830321377>
- Costafreda Mustelier, J.L., Martín Sánchez, D.A., Leyva Rodríguez, C.A. y Costafreda Velázquez, J.L. (2019). Introducción al estudio de las rocas y minerales industriales de la isla de Bioko, República de Guinea Ecuatorial. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas y Energía Universidad Politécnica de Madrid (España). ISBN: 978-84-09-09374-8.
- Costafreda Mustelier, J.L., Leyva Rodríguez, C., Parra y Alfaro, J.L., Ndong Bacale, M. (2012). Los Yacimientos de Arcillas de la Isla de Bioko. Caracterización y Aplicaciones Tecnológicas. *Actas III Congreso Nacional de Áridos. X Jornadas Iberoamericanas de Materiales de Construcción*, Cáceres.
- Eisentraut, M. (1973). Die Wirbeltierfauna von Fernando Poo und Westkamerun unter besonderer Berücksichtigung der Bedeutung der pleistozänen Klimaschwankungen für die heutige Faunenverbreitung, *Bonner zoologische Monographien* 3, 1–428.
- Gelabert, P., Ferrando-Bernall, M., De Dios, T., Matorre ,B., Campoy, E., Gorostiza, A., Patin, E., Gonzalez-Martin, A., Lalueza-Fox, C. (2019). Genome-wide data from the Bubi of Bioko Island clarifies the Atlantic fringe of the Bantu dispersal. *BMC Genomics*, 20, 179. <https://doi.org/10.1186/s12864-019-5529-0>
- Giresse, P., Aloisi, J. C., Kuete, M., Monteillet, J., & Ngueutchoua, G. (1995). Quaternary sedimentary deposits on the Cameroon shelf: characterization of facies and late Quaternary shorelines. *Quaternary International*, 29, 75-87. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(95\)00009-8](https://doi.org/10.1016/1040-6182(95)00009-8)
- Gonzalez-Ruibal, A., Picornell Gelabert, L., Valenciano Mane, A. (2011). Early Iron Age burials from Equatorial Guinea: the sites of Corisco Island, *Journal of African Archaeology*, 9, 41-66. <https://doi.org/10.3213/1612-1651-10182>
- Jones, P.J. (1994). Biodiversity in the Gulf of Guinea: an overview. *Biodiversity and Conservation*, 3, 772-784. <https://doi.org/10.1007/BF00129657>
- Kagou Dongmo, A., Nkouathio, D., Pouclet, A., Bardinzeff, J.-M., Wandji, P., Nono, A., Guillou, H. (2010). The discovery of late Quaternary basalt on Mount Bambouto: Implications for recent widespread volcanic activity in the southern Cameroon Line. *Journal of African Earth Sciences*, 57, 96-108. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.07.015>
- Lerebours-Pigeonnière, A. y Edjó Ovono, F. (2001). Atlas de Guinea Ecuatorial. Series: Atlas de l'Afrique. Éditions J.A., Paris.
- sMartí, R. (2003). Arqueología en el cinturón forestal de Guinea Ecuatorial. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Educación a Distancia, Madrid.
- Martí, R., Mercader, J., Fernandez, N. (2000). El origen de la ocupación humana en la Isla de Bioko. *Arqueología, Historia y Etnografía. Revista de Arqueología*, 232, 14-23.
- Martín del Molino, A. (1989). Prehistoria de Guinea Ecuatorial. *Africa 2000*, 10-11, 4-21.
- Mercader, J. (2002). Forest people: the role of African rainforests in human evolution and dispersal. *Evolutionary Anthropology: Issues, News, and Reviews*, 11, 117-124. <https://doi.org/10.1002/evan.10022>
- Mercader, J., Martí, R. (1999). Middle Stone Age Sites in the tropical forests of Equatorial Guinea Nyame Akuma, 51, 14-24.
- Mercader, J., Martí, R. (2003). The Middle Stone Age occupations of Atlantic central Africa: new evidence from Equatorial Guinea and Cameroon. En (J. Mercader) *Under the canopy: the archaeology of tropical rain forests*, Rutgers University Press, New Brunswick, 64-92.
- Nkono, C., Féménias, O., Demaiffe, D. (2014). Geodynamic model for the development of the Cameroon Hot Line (Equatorial Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 100, 626-633. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.08.008>
- Pérez de Val, J. (1993). El bosque de altura de Bioko. *Africa 2000*, 18-19, 9-14. <https://doi.org/10.4206/bosque.1993.v14n2-03>
- Perramon, R. (1968). Contribución a la prehistoria y protohistoria de Rio Muni. Instituto cla-

- retiano de Africanistas, Santa Isabel de Fernando Poo.
- Owono, F. M., Atangana, J. N., Owona, S., Dauteuil, O., Ngapna, M. N., Guillocheau, F., ... & Ntamak-Nida, M. J. (2020). Tectono-stratigraphic evolution and architecture of the Miocene Rio del Rey basin (Cameroon margin, Gulf of Guinea). *International Journal of Earth Sciences*, 109(7), 2557-2581. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01917-6>
- Rosas, A. (2015). Primera expedición paleoantropológica a Guinea Ecuatorial. *Naturalmente*, 4, 30-36.
- Rosas, A., Fero, M., García-Taberner, A. (2019a). Segunda expedición paleoantropológica a Guinea Ecuatorial. *El estuario del Río Muni. Naturalmente*, 21, 26-32.
- Rosas, A., García-Taberner, A., Fero Meñe, M., Ebana Ebana, C., Feme Mba, F. Paleo-anthropological explorations in Equatorial Guinea (West Central Africa). The estuary of the Muni River. (2019b). 9th Annual Meeting of the European Society for the study of Human Evolution. Poster.
- Schlüter, T. (2006). *Geological Atlas of Africa. With Notes on Stratigraphy, Tectonics, Economic Geology, Geohazards, Geosites and Geoscientific Education of Each Country.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Scerri, E.M.L., Thomas, M.G., Manica, A., Gunz, P., Stock, J.T., Stringer, C., Grove, M., Groucutt, H.S., Timmermann, A., Rightmire, G.P., d'Errico, F., Tryon, C.A., Drake, N.A., Brooks, A.S., Dennell, R.W., Durbin, R., Henn, B.M., Lee-Thorp, J., deMenocal, P., Petraglia, M.D., Thompson, J.C., Scally, A., Chikhi, L. (2018). Did Our Species Evolve in Subdivided Populations across Africa, and Why Does It Matter? *Trends in Ecology and Evolution*, 33, 582-594. <https://doi.org/10.1530/ey.16.14.9>
- Scerri, E. M. L., Niang, K., Candy, I., Blinkhorn, J., Mills, W., Cerasoni, J.N., Bateman, M.D., Crowther, A., Groucutt, H.S. (2021). Continuity of the Middle Stone Age into the Holocene. *Scientific Reports*, 11, 70. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-79418-4>
- Stringer, C. (2016). The origin and evolution of *Homo sapiens*. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 371(1698), 20150237. <https://doi.org/10.1098/rstb.2015.0237>
- Taylor, N. (2014). Central and West African Middle Stone Age: Geography and Culture. En (C. Smith) *Encyclopedia of Global Archaeology.* Springer New York, NY, 1208-1227. https://doi.org/10.1007/978-1-4419-0465-2_1886
- Taylor, N. (2016). Across Rainforests and Woodlands: A Systematic Reappraisal of the Lupemban Middle Stone Age in Central Africa, in: Jones, S.C., Stewart, B.A. (Eds.), *Africa from MIS 6-2: Population Dynamics and Paleoenvironments.* Springer Netherlands, Dordrecht, 273-299. https://doi.org/10.1007/978-94-017-7520-5_15
- Terrazas, A., Rosas, A. (2016). A New Approach to the Middle Stone Age from Continental Equatorial Guinea: A Preliminary Fieldwork Report. *Nyame Akuma*, 85, 129-139.
- Terrazas, A., Benavente, M., Cruz, T., Menéndez, B., Rodríguez, J., Soler, A., González, G., Berañendi, L., Sedov, S. (2018). Archaeology and paleoenvironment during the Middle Stone Age (MSA) in Equatorial Guinea: preliminary advances. *Actas* <https://uispp2018.sciences-conf.org/180239/document>.
- Villalta, J.F. y Assens, J. (1967). Hallazgo de un ammonites cretácico en la isla volcánica de Fernando Poo (Guinea ecuatorial española). *Acta Geologica Hispanica*, 2, 117-118.
- Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., Lambeck K., Mcmanus J.F., Balbon E., Labracherie, M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295-305. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00101-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9)
- Yamgouot, F.N., Déruelle, B., Gbambié Mbowou, I.B., Ngounouno, I., Demaiffe, D. (2016). Geochemistry of the volcanic rocks from Bioko Island ("Cameroon Hot Line"): Evidence for plume-lithosphere interaction. *Geoscience Frontiers*, 7, 743-757. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.06.003>

Recibido el 14 de mayo de 2021

Aceptado el 9 de junio de 2021



**Características geoquímicas y micropaleontológicas de las marismas
en el Estero de Urías, Golfo de California, México**

*Geochemical and micropalaeontological characteristics of saltmarshes
in the Estero de Urías coastal lagoon, Gulf of California, Mexico*

Cearreta, A. ⁽¹⁾; Machain-Castillo, M.L. ⁽²⁾; Ruiz-Fernández, A.C. ⁽³⁾; Sánchez-Cabeza, J.A. ⁽³⁾;
Serrato-De la Peña, J.L. ⁽³⁾; Flores-Verdugo, F. ⁽³⁾; Pérez-Bernal, L.H. ⁽³⁾

(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apartado 644,
48080 Bilbao, Spain. alejandro.cearreta@ehu.eus

(2) Unidad Académica de Procesos Oceánicos y Costeros, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad
Nacional Autónoma de México, Circuito Exterior s/n, Ciudad Universitaria, 04510 Ciudad de México, D.F., México.

(3) Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Unidad Académica Mazatlán, Universidad Nacional
Autónoma de México, Calz. J. Montes Camarena s/n, Col. Playa Sur, 82040 Mazatlán, Sinaloa, México.

Resumen

Se analizaron la composición elemental de los sedimentos y la distribución y abundancia de microfósiles en dos zonas de marisma de la laguna costera Estero de Urías (Golfo de California, México) con el fin de determinar las características ambientales de este medio marino restringido. En los sedimentos se detectó un enriquecimiento por metales (en particular Cu, Ni, Pb y Zn) probablemente debido a la combustión de carburantes relacionada con las actividades del puerto y la estación termoeléctrica aledaña a la laguna. Los foraminíferos bentónicos y los ostrácodos mostraron una relación con la elevación topográfica sobre el nivel marino medio, con muy pocas especies constituyendo las asociaciones. No se observó una relación entre la contaminación de los sedimentos y la presencia o abundancia de individuos y caparazones en las muestras. Este enfoque combinado entre geoquímica y micropaleontología se considera adecuado para la identificación de posibles impactos humanos y variaciones en el nivel del mar a partir de secuencias sedimentarias históricas y holocenas en esta región costera.

Palabras clave: metales; microfósiles; marismas; laguna costera; Golfo de California.

Abstract

The elemental composition of sediments and the distribution and abundance of microfossils were analyzed in two saltmarsh areas of the Estero de Urías coastal lagoon (Gulf of California, Mexico) to determine the current



environmental characteristics of this restricted marine environment. Enrichment by metals (particularly Cu, Ni, Pb and Zn) was detected likely due to the combustion of fuels related to the harbour activities and the thermoelectric station adjacent to the coastal lagoon. Benthic foraminifera and ostracods showed a relationship with topographic elevation above mean sea level, with very few species constituting the assemblages. No relationship was observed between sediment pollution and the presence or abundance of individuals and tests. The combined approach between geochemistry and micropalaeontology is considered suitable for the identification of possible human impacts and sea-level variations from historical and Holocene sedimentary sequences of this coastal region.

Key words: metals; microfossils; saltmarshes; coastal lagoon; Gulf of California.

1. Introducción

En las regiones subtropicales, las marismas son el ecosistema costero más marginal sometido a la influencia marina y se localizan en la posición topográficamente más elevada posible bajo influencia mareal. Suelen ser de carácter hipersalino y pueden estar colonizadas por vegetación halófitas (Flores-Verdugo *et al.*, 2007).

Los sedimentos costeros son el resultado de la mezcla de materiales transportados desde el continente y desde el mar. Los materiales de origen terrígeno, suministrados por fuentes fluviales y eólicas, incluyen elementos metálicos que ocurren naturalmente en la corteza terrestre y que son movilizados por procesos naturales (p. ej., meteorización y erosión) o antropogénicos (p. ej., vertidos urbanos e industriales). En cambio, los sedimentos de origen marino contienen elementos abundantes en el agua de mar y que han sido depositados mediante precipitación de sales insolubles o adsorción sobre la superficie de las partículas suspendidas en la columna de agua. El estudio de la composición química de los sedimentos proporciona valiosa información acerca de las condiciones actuales en el ambiente de depósito (p. ej., grado de contaminación) y ayuda a identificar su procedencia. Elementos como Al, Li y Ti son utilizados como indicadores de origen detrítico y como elementos de referencia para normalizar las concentraciones de metales contaminantes (Loring y Rantala, 1992). Por otro lado, elementos como Cl, Na, Ca y Br son abundantes en el medio marino

(López-Buendía *et al.*, 1999; Leri y Myneni, 2011) y se emplean como indicadores de procedencia y de transición entre ambientes sedimentarios.

Estudios previos en el Estero de Urías han mostrado elevadas concentraciones de Cd, Pb, Zn y Cu (Soto-Jiménez y Páez-Osuna, 2001; Ruiz-Fernández *et al.*, 2019), así como de Hg (Jara-Marini *et al.*, 2008a y b; Ruiz-Fernández *et al.*, 2009; Raygoza-Viera *et al.*, 2014) que han sido asociados con vertidos puntuales de desechos urbanos e industriales, así como producto de la actividad portuaria.

Los foraminíferos son protistas que segregan o construyen un caparazón mineralizado capaz de preservarse en el registro sedimentario. Presentan una elevada sensibilidad a determinados parámetros ambientales (salinidad, temperatura, elevación topográfica o tipo de sustrato) y son utilizados como herramientas para caracterizar o reconstruir las condiciones ambientales presentes y pretéritas en medios marinos. Estudios previos en la costa pacífica mexicana han mostrado que determinadas asociaciones de foraminíferos caracterizan los diferentes ecosistemas costeros. Así, Walton (1955) analizó las asociaciones vivas y totales (foraminíferos vivos y muertos juntos) de la Bahía de Todos Santos y del Estero de Punta Banda (Baja California). Stewart (1958) estudió los sedimentos de la Laguna de San Miguel (Baja California) concluyendo que los ambientes de marisma apenas contienen foraminíferos. Más tarde, Bandy (1963) realizó una revisión de los foraminíferos presentes

en ambientes parálidos del Golfo de California señalando que las especies dominantes y restringidas a las marismas son exclusivamente de naturaleza aglutinante. En la Bahía de Topolobampo (Sinaloa), Phleger y Ayala-Castaños (1969) reportaron una abundancia muy variable de las asociaciones vivas entre puntos de muestreo. Alvarado-Zambrano (2012) estudió la posible incorporación de metales en los caparazones de *Ammonia tepida* (Cushman) en el Estero de Urías mezclando individuos vivos y caparazones muertos (asociación total) pero no obtuvo resultados determinantes. Finalmente, Ruiz-Fernández *et al.* (2016) encontraron muy pocos foraminíferos en el registro sedimentario reciente del Estero de Urías debido a la destrucción post-mortem de los caparazones aglutinantes.

Los ostrácodos son animales artrópodos acuáticos que segregan un caparazón bivalvo de carbonato de calcio. Son utilizados como indicadores ecológicos debido a su especificidad en relación a algunas variables ambientales, y la preservación de sus valvas en el registro sedimentario permite la reconstrucción del ambiente a través del tiempo. Su capacidad de habitar medios dulceacuícolas, salobres y marinos los hace particularmente útiles en estudios de ambientes costeros (Boomer y Eisenhauer, 2002). Los ostrácodos en el Pacífico mexicano han sido poco estudiados. Machain-Castillo y Gío-Argáez (1993) hicieron una revisión de este grupo reportando casi 350 especies (muchas de ellas en nomenclatura abierta). Las faunas estuarinas sólo fueron estudiadas por Benson (1959) en los esteros de Punta Banda y del río San Miguel, por Benson y Kaesler (1963) para el Estero de Tastiota y la laguna La Cruz (N del Golfo de California), y por McKenzie y Swain (1967) para el complejo de lagunas Scammon (Manuela, Guerrero Negro y Ojo de Liebre).

En este trabajo se evalúan las características geoquímicas y la distribución y abundancia de las especies de foraminíferos y ostrácodos presentes en los sedimentos superficiales de dos marismas del Estero de Urías (Fig. 1), en función de la contaminación antropogénica

presente y de su posición topográfica en este medio litoral parcialmente antropizado. Esta información será de utilidad en la interpretación paleoambiental del registro sedimentario y de los procesos naturales y antrópicos que han operado en esta zona costera durante el Holoceno. Hasta el momento no se ha publicado ningún trabajo previo detallado combinando micropaleontología y geoquímica en las marismas actuales de la costa del Pacífico de México.

2. Área de estudio

El Estero de Urías (23°11' N, 106°22' W) se sitúa en la costa suroriental del Golfo de California, México, adyacente a la ciudad de Mazatlán (~500.000 habitantes) (Fig. 1). Es una laguna costera de barrera arenosa formada durante el ascenso marino holoceno (Curry *et al.*, 1969) con una bocana permanentemente abierta al Océano Pacífico y que en la actualidad no recibe un aporte fluvial continuo de agua dulce. Su forma inicial es alargada y perpendicular a la costa doblando posteriormente hacia el sur con su eje mayor paralelo al litoral, tiene una longitud total de unos 17 km (Jara-Marini *et al.*, 2008a) y una anchura media inferior a 1 km. Su lámina de agua presenta 800 ha de superficie en pleamar con profundidades de <1 m a 12 m en el canal de navegación que se draga cada 2 años (Montaño-Ley *et al.*, 2008) y está gobernado por las mareas que son semidiurnas, con máximas de 1,8 m y mínimas de 0,3 m.

El clima del área es de tipo subtropical subhúmedo cálido (García, 1973) con una temperatura media mensual de 25°C (máxima de 29,7°C y mínima de 18,8°C), una marcada temporada de lluvias desde finales de junio hasta octubre, asociada a tormentas tropicales y huracanes, y una temporada de estiío desde noviembre a junio. La precipitación media anual es de 800 mm y la tasa de evaporación media anual de 1.100 mm.

La salinidad media ha sido estimada en 34 ups, con un máximo durante la estación

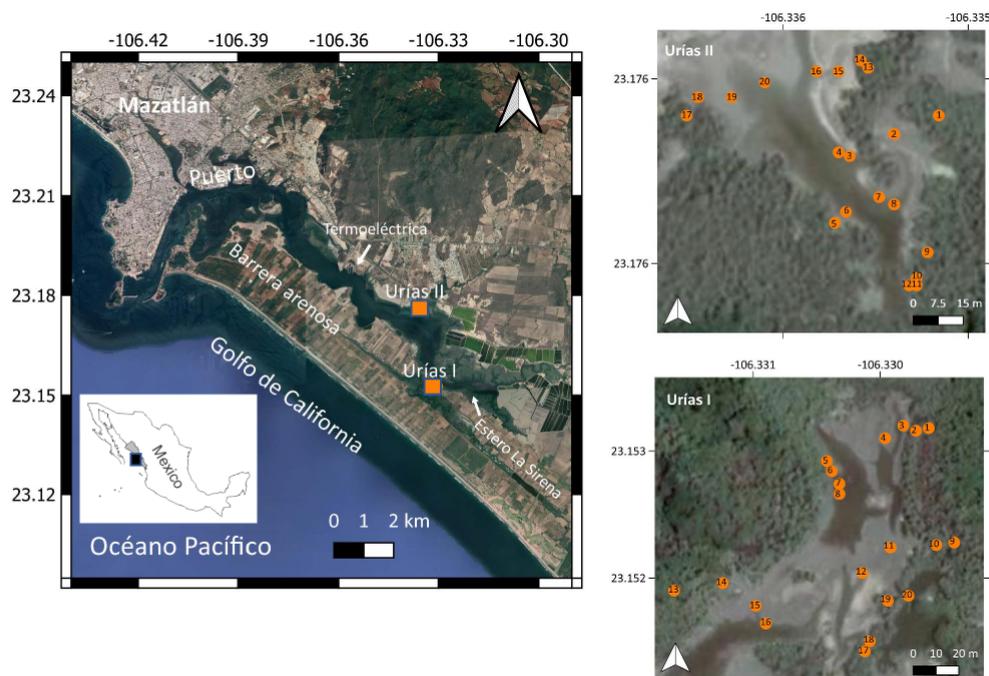


Figura 1: Localización geográfica de la laguna costera Estero de Urías (Golfo de California, México), las marismas seleccionadas (cuadrados naranjas) y las muestras superficiales recogidas en cada marisma (círculos naranjas).

Figure 1: Geographical location of the Estero de Urías coastal lagoon (Gulf of California, Mexico), selected saltmarshes (orange squares) and surface samples collected from each saltmarsh (orange circles).

seca (39 ups) y un mínimo durante la estación lluviosa (31 ups) (Cardoso-Mohedano *et al.*, 2015). La parte más interna de esta laguna costera está bordeada por una franja de manglares con tres especies (*Rhizophora mangle* o mangle rojo, *Laguncularia racemosa* o mangle blanco y *Avicennia germinans* o mangle negro) distribuidas sucesivamente en una estrecha franja con alturas inferiores a los 7 m y cubriendo una superficie total de 627,4 ha. Tierra adentro aparece secundado por manglares tipo matorral de *A. germinans* inferiores a 1,5 m de altura debido al estrés salino, en una extensión total de 700 ha. Estos manglares son seguidos topográficamente por una estrecha marisma hipersalina (hasta >80 ups) de 370 ha sin vegetación o con escasa vegetación halófila de *Salicornia* spp. y *Batis maritima*, hasta bordear con los ambientes terrestres caracterizados por relictos de selva secundaria baja caducifolia o cultivos de palma de coco y mango. En el extremo sur (Estero La Sirena) se localizan los manglares

mejor desarrollados en estructura y densidad con alturas superiores a los 10 m distribuidos en canales mareales (Flores-Verdugo *et al.*, 2007; Páez-Osuna *et al.*, 2016).

Dentro del sistema lagunar se ubica una importante flota pesquera de camarón y atún junto con una infraestructura industrial portuaria y una estación termoeléctrica (Fig. 1). El sistema recibe las aguas domésticas no tratadas de asentamientos humanos irregulares, actividades agrícolas, así como de la industria pesquera y estanques camaronícolas. Todo ello ha provocado su transformación física con estructuras urbanas, industriales y portuarias (Ruiz-Luna y Berlanga-Robles, 2003; Aldana-Gutiérrez *et al.*, 2021), una severa reducción de las superficies de manglar (Ruiz-Luna y Berlanga-Robles, 2003) y el enriquecimiento de sus aguas, sedimentos y biota con metales pesados (Soto-Jiménez y Páez-Osuna, 2001; Jara-Marini *et al.*, 2008a, 2012; Ruiz-Fernández *et al.*, 2018) y contaminantes

orgánicos (Jaward *et al.*, 2012; Raygoza-Viera *et al.*, 2014), particularmente desde los años 1980s (Ontiveros-Cuadras *et al.*, 2019).

3. Metodología

3.1. Muestreo de campo

En mayo 2012 se estudiaron dos marismas (Urías I y II) ubicadas en la sección más interna de la laguna costera y rodeadas por vastas extensiones de manglar. Los puntos de muestreo fueron elegidos en función de su accesibilidad y localización topográfica, alejados de caminos para evitar una previa perturbación física del medio (Fig. 1).

Se recogieron 40 muestras de sedimento superficial (20 en cada marisma, 2 réplicas por muestra) con espátulas de plástico en el interior de un aro de PVC de 10 cm de diámetro y 1 cm de profundidad (total ~80 cm³ de sedimento). Las muestras para el análisis micropaleontológico fueron vertidas en un recipiente con etanol para preservar el protoplasma de los individuos vivos. Las réplicas para los análisis geoquímicos se introdujeron en bolsas de plástico con cierre hermético. Se determinó la posición de cada punto de muestreo mediante una estación total Topcon GTS-105N-1, con una resolución de 1 mm. La elevación de los puntos de muestreo está referida al nivel 0 m del puerto de Mazatlán.

3.2. Análisis de laboratorio

Las muestras de sedimento utilizadas para los estudios geoquímicos se congelaron, secaron por liofilización (equipo Freezone Labconco 7754042) y se molieron en morteros de porcelana (excepto las alícuotas para la determinación del tamaño de grano). Para el análisis de composición elemental, se colocaron alícuotas de 4 g de sedimento molido en celdas de polietileno con fondo de película Prolene®. Las muestras se compactaron manualmente utilizando una barra redondeada de teflón. El análisis se realizó mediante espectrometría

por fluorescencia de rayos X (XRF, sus siglas en inglés) con un sistema Spectro® Xepos-3. La distribución del tamaño de grano se determinó por el método de dispersión de rayos láser con un analizador Malvern® Mastersizer en muestras de sedimento previamente tratadas con H₂O₂ al 30% para eliminar la materia orgánica. Las concentraciones de materia orgánica fácilmente oxidable (MO) y de carbonatos (como CaCO₃) se determinaron por métodos volumétricos, de acuerdo con Loring y Rantala (1992) y Stuardo y Villarroel (1976), respectivamente. El control de calidad incluyó la determinación de blancos analíticos y la evaluación de la exactitud y reproducibilidad de los métodos mediante el análisis de réplicas de materiales de referencia (n=6; IAEA-158, IAEA-405 y IAEA-433 para XRF; Malvern QAS3002 para tamaño de grano). Los resultados se encontraron dentro del intervalo de valores certificados correspondientes ($\pm 2 \sigma$). Los coeficientes de variación obtenidos fueron: <8% para los análisis de XRF, MO y CaCO₃, y <5% para el tamaño de grano.

Se realizó un análisis de varianza (ANOVA) de una vía (Tukey HSD test; $p < 0,05$) para evaluar posibles diferencias en los parámetros geoquímicos entre las estaciones de muestreo; un análisis de correlación de Pearson ($p < 0,05$) para determinar el grado de asociación entre variables; y un análisis de factores (AF) para identificar los grupos de variables geoquímicas que mejor explican la distribución de las muestras y su agrupación. Los análisis estadísticos se realizaron con el software Estadística 10 de StatsSoft Inc.

En el análisis micropaleontológico se utilizaron dos tamices con apertura de malla 2 mm (para recoger los fragmentos vegetales más grandes) y 63 micras, y cada muestra fue lavada con agua corriente para eliminar la fracción fina. El contenido arenoso fue vertido en un cuenco de porcelana al que se añadió una solución de Rosa de Bengala (Walton, 1952). Posteriormente la muestra fue concentrada en foraminíferos usando la técnica de flotación con tricloroetileno (Murray, 1979). Todos los caparazones presentes fueron recogidos y

estudiados con un microscopio binocular de luz reflejada Nikon SMZ 1500. En total, fueron estudiados unos 12.000 foraminíferos (más de 6.600 caparazones muertos y casi 5.300 individuos vivos) y se identificaron 9 especies. La presencia, abundancia y dominancia de las diferentes especies se usaron para la interpretación ambiental. Cuando fue posible, se extrajeron los caparazones e individuos presentes en cada muestra hasta obtener una cantidad superior a 300 ejemplares por cada asociación (muerta y viva). Cuando los foraminíferos fueron escasos, se extrajeron todos los caparazones e individuos disponibles en las muestras. Únicamente las asociaciones con más de 100 individuos o caparazones fueron consideradas como representativas y utilizadas para realizar análisis estadísticos (Murray, 2006).

Una submuestra de 7 g de sedimento seco para el análisis de los ostrácodos fue lavada con agua corriente a través de un tamiz de malla de 63 micras. El residuo seco se revisó al microscopio estereoscópico y se extrajeron todos los caparazones y valvas presentes en la muestra. Debido al pequeño número de ostrácodos presentes, no se distinguió entre individuos vivos y muertos por lo que los resultados obtenidos corresponden a la asociación total.

4. Resultados

4.1. Caracterización geoquímica de los sedimentos

La composición elemental, distribución de tamaño de grano y altura topográfica de las muestras se presentan en la Tabla 1, la Figura 2 y la Tabla 1S (material suplementario). De acuerdo al análisis de ANOVA ($p < 0,05$), no existen diferencias significativas entre las marismas Urías I y Urías II respecto a las concentraciones de Al, Ti, Rb, Na, Ca, Sr, P, As, Co, Cr, Ni y V, y el porcentaje de arcillas. Sin embargo, Urías I presentó los valores más altos de porcentajes de limos, C_{org} y $CaCO_3$, así como

de Br, Cl, Cu, Fe, Mn, Pb y Zn. En Urías II se encontraron los valores más elevados de altitud, porcentaje de arenas y concentraciones de K, Si y Zr.

Se realizó un análisis de factores (AF) con los datos geoquímicos de las muestras de ambas marismas, y dos factores explican el 69% de su variabilidad (Tabla 1). Las variables significativas del factor 1 (procedencia) explican el 38% de la variabilidad e incluyen las concentraciones de Al, Ti, K, Si, Rb, P y Cr con signo positivo (indicadores de procedencia terrestre) y de Na, Br y Cl con signo negativo (indicadores de procedencia o contenido en agua marina). El factor 2 (contaminación) explica el 31% de la variabilidad e incluye las concentraciones de Ni, Cu, Pb, Zn, Mn y Fe con signo positivo, así como el porcentaje de arenas y la concentración de Zr con signo negativo (efecto del tamaño de grano). Los metales tienden a acumularse en los sedimentos finos (Loring y Rantala, 1992) y, por tanto, sus concentraciones se reducen con el aumento de arenas, en las cuales se encuentra el mineral pesado zircón (Salminen, 2005). La altitud no es una variable significativa en ninguno de los dos factores descritos y sólo se correlacionó positiva y significativamente con las concentraciones de As y V en la marisma Urías I, así como con Zr en Urías II, lo cual indica que una parte de estos elementos ha sido transportada desde el continente.

La disposición de los puntos de muestreo en el plano cartesiano (Fig. 2a y b), como consecuencia de su enriquecimiento en determinados elementos químicos, indica que las muestras de Urías I (muestras 1-20, ubicadas mayoritariamente en el cuadrante superior izquierdo) tienen un carácter más marino que las de Urías II (muestras 21-40, predominantemente situadas en los cuadrantes superior e inferior derecho) que presentan características más terrígenas.

El factor de enriquecimiento (FE) permite comparar las concentraciones de metales en las muestras superficiales con sus concentraciones naturales (CN) en cada marisma. Ambas concentraciones se normalizaron por

Tabla 1: Resultados del análisis de factores (AF) de la composición elemental de los sedimentos superficiales de las marismas de la laguna costera Estero de Urías (Golfo de California, México).

Table 1: Results of the elemental composition factor analysis (FA) of surface sediments from the saltmarshes of the Estero de Urías coastal lagoon (Gulf of California, Mexico).

Variable	Cargas de factores (rotación Varimax) (Las variables significativas tienen cargas >0,65)		
	Factor 1	Factor 2	Comunalidad
Ti	0,94	0,08	0,89
Si	0,93	-0,29	0,95
K	0,93	-0,14	0,88
Cl	-0,91	0,03	0,83
Rb	0,86	0,20	0,78
P	0,86	-0,02	0,74
Al	0,86	0,23	0,79
Na	-0,81	-0,08	0,67
Br	-0,74	0,42	0,72
Cr	0,73	0,49	0,77
Co	0,52	0,22	0,32
Zn	0,09	0,93	0,87
Cu	-0,22	0,91	0,88
Pb	0,16	0,86	0,76
Fe	0,35	0,84	0,83
Mn	0,31	0,75	0,66
Ni	0,01	0,73	0,53
Arena	0,26	-0,69	0,55
Zr	0,62	-0,67	0,84
CO ₃	-0,47	0,63	0,62
C _{org}	-0,53	0,61	0,65
As	0,08	0,58	0,34
V	0,15	0,47	0,24
Altitud	0,42	-0,47	0,39
Varianza	9,13	7,35	16,48
% Var	0,38	0,31	0,69

la concentración de Al para compensar la influencia de cambios en la mineralogía y tamaño de grano de las muestras (Loring y Rantala, 1992). Las CN fueron determinadas a partir del promedio de las concentraciones de metales en sedimentos antiguos (>100 años) obtenidas de un testigo sedimentario recolectado en cada una de las zonas de muestreo y fechado mediante ²¹⁰Pb (Ruiz-Fernández *et al.*, 2016). Las CN de los elementos analizados son

generalmente más altas en la marisma Urías I, excepto para los elementos detríticos Al, Si y Rb que son más elevadas en Urías II (marisma con mayor altitud e influencia terrígena). De acuerdo a los criterios de Sutherland (2000), los sedimentos en Urías I muestran signos de contaminación moderada (2<FE<5) por V y Ni; en tanto que Urías II presentó contaminación significativa (5<FE<20) por Ni y moderada por Co, Cu, Pb, V y Zn.

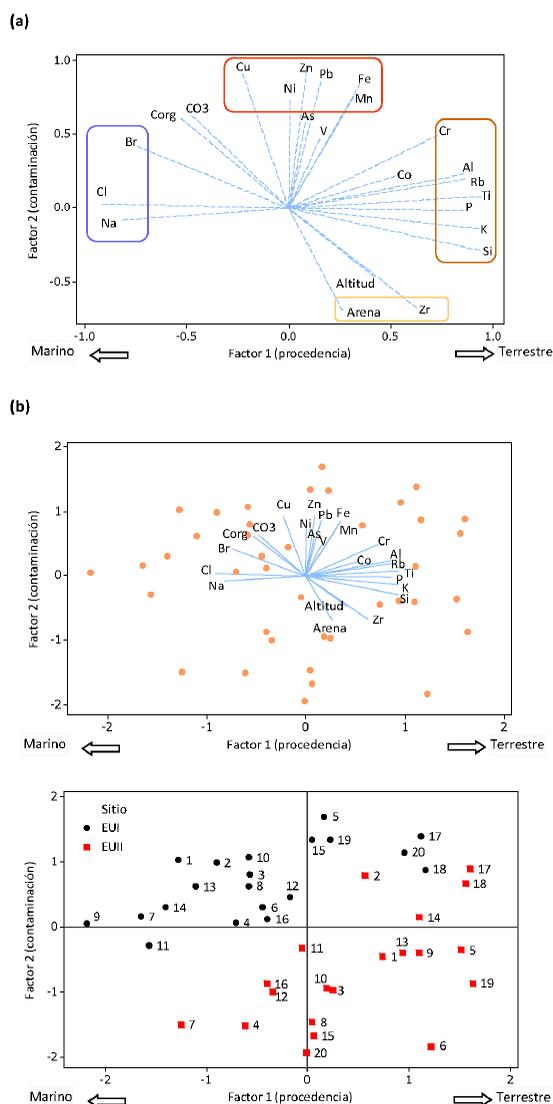


Figura 2: (a) Gráfico de cargas del análisis de factores de la composición elemental en sedimentos superficiales de las marismas del Estero de Urías (Golfo de California, México); (b) Gráficos de doble proyección de la distribución de las muestras superficiales del Estero de Urías con base a su composición elemental.

Figure 2: (a) Plot of the loadings from the factor analysis for the elemental composition in surface sediments of the saltmarshes from the Estero de Urías coastal lagoon (Gulf of California, Mexico); (b) Biplots of the distribution of surface samples in the Estero de Urías coastal lagoon based on their elemental composition.

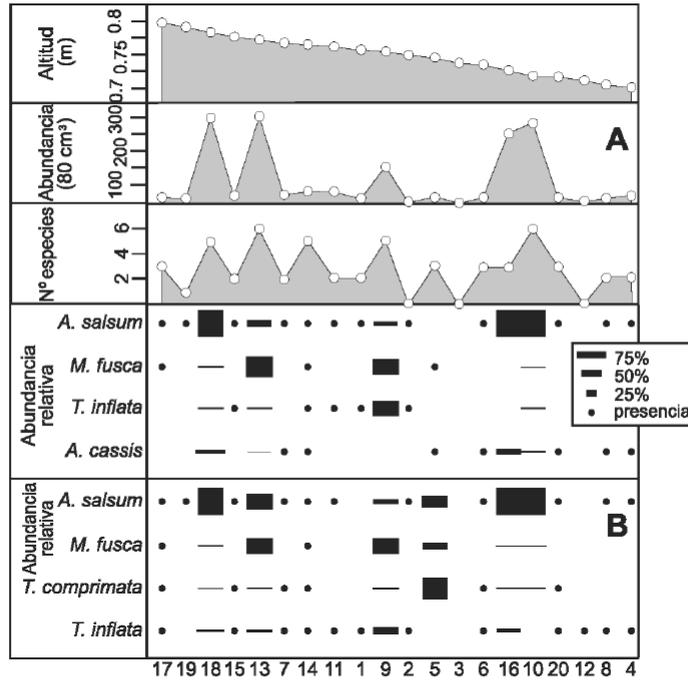
4.2. Contenido micropaleontológico

La abundancia de las asociaciones vivas de foraminíferos fue muy variable entre las estaciones de muestreo (rango 0-476 individuos/80 cm³, media 132) (Tabla 2, Fig. 3). Los individuos vivos fueron mucho más abundantes en Urías II (media 189), que presenta una posición topográfica algo más elevada sobre el nivel marino que Urías I. Se encontraron 8 especies vivas, aunque el máximo número de especies en cada punto de muestreo fue 6, con una menor diversidad específica en Urías II (media 2). Las formas más abundantes en las asociaciones vivas de Urías I fueron *Ammotium salsum* (Cushman y Brönnimann) (59%), *Miliammina fusca* (Brady) (22%), *Trochammina inflata* (Montagu) (9%) y *Ammotium cassis* (Parker) (5%), mientras que las asociaciones vivas de Urías II estaban dominadas sólo por *A. salsum* (90%) y *A. cassis* (9%). Estas asociaciones vivas estuvieron exclusivamente compuestas por especies de caparazón aglutinante.

En las asociaciones muertas se encontraron asimismo 8 especies. La forma *Entzia macrescens* (Brady) apareció muy esporádicamente sólo en Urías I, así como las especies calcáreas *A. tepida* y *Criboelphidium gunteri* (Cole) cuya escasa presencia sugiere su carácter alóctono en este ambiente de marisma (Tabla 2). Las asociaciones muertas también estuvieron exclusivamente dominadas por especies aglutinantes, cuyas formas mayoritarias fueron *A. salsum* (59%), *M. fusca* (20%), *Tiphotrocha comprimata* (Cushman y Brönnimann) (12%) y *T. inflata* (6%) en la marisma Urías I. En Urías II, en cambio, las especies mayoritarias fueron *A. salsum* (72%), *M. fusca* (21%) y *A. cassis* (5%).

Las asociaciones vivas y muertas fueron muy similares entre sí en las dos marismas. La comparación de ambas asociaciones para cada muestra utilizando el índice de Rogers (1976) indica una elevada similitud en Urías I y Urías II (83% en ambos casos). Las principales diferencias fueron la presencia más abundante de *A. cassis* en las asociaciones vivas que en

Urias I marisma



Urias II marisma

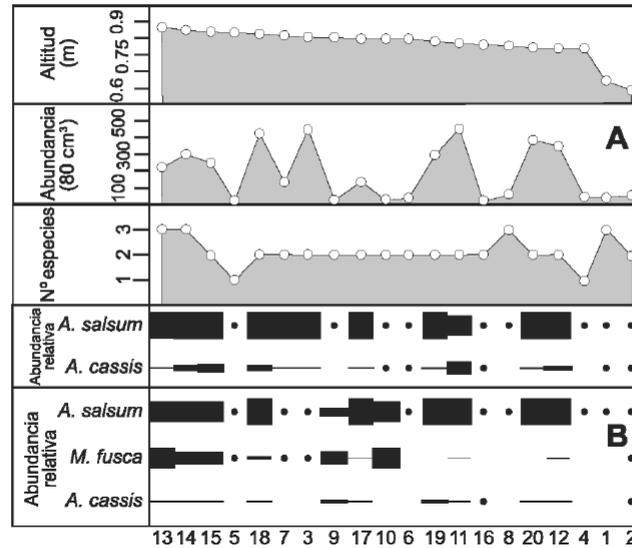


Figura 3: Abundancia absoluta (80 cm³), número de especies, y distribución y abundancia relativa de las especies dominantes de foraminíferos bentónicos (A: asociaciones vivas, B: asociaciones muertas) en relación a la posición topográfica de las muestras superficiales en las marismas de la laguna costera Estero de Urias (Golfo de California, México). El círculo negro indica la presencia de esa especie en una asociación de foraminíferos con <100 individuos o caparazones.

Figure 3: Absolute abundance (80 cm³), number of species, and distribution and relative abundance of the dominant species of benthic foraminifera (A: living assemblages, B: dead assemblages) in relation to the topographic position of surface samples from the saltmarshes of the Estero de Urias coastal lagoon (Gulf of California, Mexico). The black circle indicates the presence of this species in a foraminiferal assemblage with <100 individuals or tests.

Tabla 2: Abundancia relativa (%) de las especies de foraminíferos bentónicos, resultados del análisis micropaleontológico de sus asociaciones vivas y muertas, y abundancia absoluta de la especie *C. castus* (asociación total de ostrácodos) en las muestras superficiales recogidas en las marismas de la laguna costera Estero de Urías (Golfo de California, México). El asterisco indica la presencia de la especie en una asociación de foraminíferos con <100 individuos o caparazones.

Muestra	<i>Ammonia tepida</i>	<i>Ammotium cassisi</i>	<i>Ammotium salsum</i>	<i>Arenoparrella mexicana</i>	<i>Criboelphidium gunteri</i>	<i>Entzia macrescens</i>	<i>Miliammina fusca</i>	<i>Tiphotrecha con-primata</i>	<i>Trochammina inflata</i>	Nº individuos/caparazones	Nº especies	% aglutinantes	% hialinos	%Similitud V/M	<i>Cyprideis castus</i>
Asociaciones vivas Urías I															
1			*					*		4	2	-	-		
2										0	0	-	-		
3										0	0	-	-		
4		*	*							33	2	-	-		
5		*		*			*			16	3	-	-		
6		*	*	*						15	3	-	-		
7		*	*							24	2	-	-		
8		*	*							12	2	-	-		
9			9,2	9,2			40,8	4,6	36,2	152	5	100	0		
10		3,9	86,4	1,1			1,4	3,6	3,6	279	6	100	0		
11			*						*	43	2	-	-		
12										0	0	-	-		
13		1,0	22,3	2,0			64,9	3,3	6,6	305	6	100	0		
14		*	*				*	*	*	57	5	-	-		
15			*						*	16	2	-	-		
16		11,7	87,9		0,4					240	3	99,6	0,4		
17			*	*			*			10	3	-	-		
18		8,5	89,5	0,7			1,0		0,3	295	5	100	0		
19			*							7	1	-	-		
20	*	*	*							15	3	-	-		
Total										1523					
Asociaciones muertas Urías I															
1									*	10	1	-	-	-	
2			*	*					*	11	3	-	-	-	
3										0	0	-	-	-	2
4		*	*						*	31	3	-	-	-	1
5		0,5	31,4	1,0			17,1	50,0		210	5	100	0	-	
6			*					*	*	61	3	-	-	-	
7		*	*					*	*	62	4	-	-	-	3
8			*					*	*	38	2	-	-	-	12
9			13,3	1,2		0,3	58,7	7,2	19,4	346	6	100	0	75,2	
10		1,3	92,1	1,3			0,5	3,2		316	5	100	0	92,5	
11			*						*	63	2	-	-	-	
12						*			*	2	2	-	-	-	4
13		3,8	44,4	0,6			41,4	5,9	3,9	338	6	100	0	72,5	
14			*	*			*	*	*	56	5	-	-	-	
15		*	*					*	*	90	4	-	-	-	
16		2,4	79,0	0,3			0,6	6,0	11,7	333	6	100	0	81,4	14
17			*			*	*	*	*	28	5	-	-	-	
18		2,8	92,8				0,3	0,9	3,1	318	5	100	0	92,9	
19			*							9	1	-	-	-	
20	*		*					*	*	22	4	-	-	-	
Total										2344					36

Table 2: Relative abundance (%) of benthic foraminiferal species, results of the micropalaeontological analysis of their live and dead assemblages, and absolute abundance of the species *C. castus* (total assemblage of ostracods) in surface samples collected from the saltmarshes of the Estero de Urias coastal lagoon (Gulf of California, Mexico). The asterisk indicates the presence of the species in a foraminiferal assemblage with <100 individuals or tests.

Muestra	<i>Ammonia tepida</i>	<i>Ammotium cassisi</i>	<i>Ammotium salsum</i>	<i>Arenoparrella mexicana</i>	<i>Criboelphidium gunteri</i>	<i>Entzia macrescens</i>	<i>Miliammina fusca</i>	<i>Tiphotocha con-primata</i>	<i>Trochammina inflata</i>	Nº individuos/caprazones	Nº especies	% aglutinantes	% hialinos	%Similitud V/M	<i>Cyprideis castus</i>
Asociaciones vivas Urias II															
1		*	*				*			26	3	-	-		
2		*	*							39	2	-	-		
3		2,6	97,4							462	2	100	0		
4			*							35	1	-	-		
5			*							15	1	-	-		
6		*	*							38	2	-	-		
7		0,7	90,3							155	2	100	0		
8			*		*				*	71	3	-	-		
9			*				*			38	2	-	-		
10		*	*							24	2	-	-		
11		31,5	68,5							476	2	100	0		
12		12,9	87,1							350	2	100	0		
13		4,4	86,7				8,9			225	3	100	0		
14		6,0	91,7				2,3			300	3	100	0		
15		12,1	87,9							256	2	100	0		
16		*	*							17	2	-	-		
17		3,8	96,2							156	2	100	0		
18		5,8	94,2							428	2	100	0		
19		7,4	92,6							297	2	100	0		
20		7,6	92,4							368	2	100	0		
Total										3776					
Asociaciones muertas Urias II															
1			*		*		*	*		47	4	-	-	-	
2		*	*				*	*		50	4	-	-	-	
3			*		*		*			78	3	-	-	-	10
4	*		*							11	2	-	-	-	225
5			*				*			26	2	-	-	-	
6			*							32	1	-	-	-	
7			*				*			21	2	-	-	-	19
8			*							18	1	-	-	-	50
9		11,7	26,7	0,8			48,3	12,5		120	5	100	0	-	
10			40,6				56,9	2,5		202	3	100	0	-	
11		3,2	96,4				0,4			467	3	100	0	71,7	
12		6,7	91,3				2,0			357	3	100	0	93,8	4
13		3,0	45,6				50,6	0,8		395	4	100	0	57,5	
14		4,3	64,6				31,2			489	3	100	0	71,2	
15		3,9	67,9		0,3		26,5	1,5		389	5	99,7	0,3	71,8	21
16		*	*	*	*			*		33	5	-	-	-	
17		3,5	94,6				1,9			370	3	100	0	98,1	
18		2,4	86,4				10,8	0,3		369	4	100	0	88,8	
19	0,2	10,4	89,4							414	3	99,8	0,2	96,8	21
20	0,5	7,3	91,1		0,7			0,5		425	5	98,8	1,2	98,4	94
Total										4313					444

las muertas de Urías I y, alternativamente, de las especies *T. comprimata* en Urías I y *M. fusca* y *T. inflata* en Urías II cuya presencia es importante en las asociaciones muertas y muy escasa en las asociaciones vivas (Tabla 2).

Por otra parte, se encontraron ostrácodos en 6 muestras de Urías I y en 8 muestras de Urías II, siendo su abundancia mayor en la segunda marisma (Tabla 2). Se recuperaron un total de 480 valvas, variando entre 1 y 225 valvas por estación de muestreo. Todas las valvas pertenecen exclusivamente a la especie *Cyprideis castus* Benson e incluyen individuos adultos y juveniles. La marisma Urías II muestra mejores condiciones para la presencia de ostrácodos, al igual que ocurría para los foraminíferos.

5. Discusión

Los intervalos de concentración de los elementos indicadores de influencia terrígena (Al, K, Si, Ti, Rb) son similares en las dos marismas, indicando que ambas reciben el mismo tipo de material detrítico siliciclástico, lo que sugiere la misma procedencia. K, Si y Al son los elementos principales asociados a la fracción de los aluminosilicatos y están presentes en silicatos primarios como los feldspatos y en minerales secundarios como las arcillas (López *et al.*, 2006). Pese a la similitud de los intervalos, las concentraciones de K y Si son significativamente ($p < 0,05$) menores en Urías I que en Urías II. Las concentraciones de Si y K mostraron correlaciones positivas con la altitud, lo que sugiere que en esta última marisma existe una mayor influencia terrígena debido a su mayor altura con respecto al nivel medio del mar (Fig. 2).

No hay diferencia significativa en las concentraciones de As, Co, Cr, Ni y V entre las dos marismas muestreadas. De acuerdo al AF, estos metales están asociados al suministro de material terrígeno (Fig. 2) y el enriquecimiento por Ni y V en ambos lugares y por Co en Urías II tiene su origen en el transporte por escorrentía. El enriquecimiento por Cu,

Pb y Zn en Urías II probablemente se debe a precipitación atmosférica, independiente del aporte terrígeno o marino (Fig. 2). Estudios previos han reportado contaminación por metales en el Estero de Urías (Soto Jiménez y Páez-Osuna, 2001; Ruiz-Fernández *et al.*, 2009) que pudiera estar relacionada con la combustión de carburantes (p. ej., embarcaciones, estación termoeléctrica) o la incineración de desechos (p. ej., relleno sanitario) que liberan vapores contaminantes a la atmósfera. La agrupación de Cu, Pb y Zn con Fe y Mn (Fig. 2) está relacionada con la adsorción de los metales traza en oxihidróxidos de Fe y Mn, fenómeno común en sedimentos marinos (Calvert, 1976).

Ambas marismas mostraron un notable enriquecimiento por Na, Cl, Br con respecto a sus concentraciones naturales en los testigos sedimentarios perforados por Ruiz-Fernández *et al.* (2016), y sugiere un aumento de la influencia marina en estas zonas probablemente relacionada con el reciente incremento en el nivel del mar que se observa en el registro histórico del mareógrafo del puerto de Mazatlán (Servicio Mareográfico Nacional de México, www.mareografico.unam.mx).

Los foraminíferos de las marismas actuales han sido estudiados desde la década de 1950 (Phleger y Walton, 1950). Las especies que ahí viven son capaces de soportar un amplio rango de cambios diarios y estacionales (p. ej., exposición subaérea e inundación mareal, temperaturas variables, dilución de la salinidad por la lluvia o concentración hipersalina por evaporación) (Murray, 1971) y, como resultado, pocas especies pueden ser consideradas endémicas de estos ambientes (Phleger, 1965a). Las asociaciones de zonas elevadas de las marismas son muy similares en todo el planeta (Phleger, 1970; Scott, 1976b) y son generalmente formas aglutinantes (Phleger, 1965b). En el Estero de Urías, las escasas especies encontradas presentaron una fuerte dominancia de *A. salsum* y *M. fusca* que, en conjunto, representan entre 81-90 % de las asociaciones vivas y 81-93 % de las asociaciones muertas. Las especies secunda-

rias son *A. cassis*, *T. inflata* y *T. comprimata*, estas dos últimas particularmente presentes en Urías I (Fig. 3). Las asociaciones vivas y muertas fueron muy similares entre sí en las dos marismas. Sin embargo, las principales diferencias observadas en la composición específica de las asociaciones (abundancia de *A. cassis* en las asociaciones vivas de Urías I, y de *T. comprimata* (Urías I) y *M. fusca* y *T. inflata* (Urías II) en las asociaciones muertas) parece deberse a los ciclos reproductivos estacionales de estas especies y al carácter acumulativo de las asociaciones muertas a lo largo del tiempo (Tabla 2).

Las asociaciones de foraminíferos en marismas presentan, asimismo, una abundancia de caparazones muy elevada pero variable, que no muestra un patrón consistente ni incluso dentro de la misma marisma (Phleger, 1965a). Estas características han sido atribuidas a la naturaleza muy cambiante de este ambiente (p. ej., variaciones extremas de salinidad, exposición subaérea en cada ciclo mareal, cambios estacionales de temperatura) y a los numerosos factores locales (p. ej., disponibilidad de alimento, tipo (sexual o asexual) y periodo (estacional o continuo) de reproducción) que influyen sobre la composición de estas asociaciones (Murray, 1971). En el Estero de Urías, las asociaciones de foraminíferos (vivas y muertas) mostraron una abundancia de caparazones desigual entre las distintas estaciones con numerosos puntos que presentaron un número muy bajo (<100 individuos/80 cm³) e incluso una ausencia completa de caparazones (Tabla 2). Este hecho no está relacionado con ninguno de los parámetros ambientales medidos en este trabajo y responde a la característica distribución espacial en parches de estos organismos (Murray, 2006).

La distribución de los foraminíferos en las marismas está controlada por la elevación topográfica sobre el nivel marino (que determina la duración de su exposición subaérea mareal) y por la salinidad media (Murray, 2006). La existencia de una zonación vertical fue observada inicialmente por Phleger (1965a) y

documentada por Scott (1976a) y ha sido reconocida en todo el planeta (Cearreta *et al.*, 2002). Las marismas del Estero de Urías presentan una variación topográfica muy reducida de 0,177 m (desde 0,679 hasta 0,856 m), no muestran una variación significativa en la composición específica de sus asociaciones, y definen de modo muy robusto la distribución y abundancia de las especies de foraminíferos características de estos ambientes mareales extremos. En consecuencia, si la preservación de estos microfósiles fuese adecuada en el registro sedimentario holoceno, sería posible identificar antiguas posiciones del nivel marino en estas secuencias con una gran precisión. Sin embargo, Perry *et al.* (2008) ya observaron que en ambientes intermareales tropicales las asociaciones actuales dominadas por caparazones aglutinantes presentan una preservación muy pobre en el registro sedimentario. Del mismo modo, Ruiz-Fernández *et al.* (2016) detectaron muy pocos caparazones aglutinantes en testigos sedimentarios perforados en las marismas del Estero de Urías debido a su destrucción post-mortem durante el enterramiento, mientras que los escasos caparazones de naturaleza calcárea estaban bien preservados.

En cuanto a los ostrácodos, la única especie que aparece en estas marismas (*C. castus*) se encuentra ampliamente distribuida en las costas del Pacífico mexicano en condiciones de salobres a hipersalinas (Machain-Castillo y Gío-Argáez, 1993). La presencia de poblaciones abundantes compuestas de juveniles, adultos y caparazones completos incluyendo en su interior partes blandas implica un origen autóctono y una baja energía en el medio.

En este trabajo no se ha observado relación alguna entre la contaminación de los sedimentos y la presencia o abundancia de los individuos y caparazones presentes en las distintas muestras. A pesar de que el factor de enriquecimiento mostró una mayor contaminación por metales en Urías II, esta marisma presenta las mayores abundancias tanto de foraminíferos como de ostrácodos.

6. Conclusiones

Las marismas actuales del Estero de Urías están caracterizadas geoquímicamente por un enriquecimiento moderado en metales con respecto a sus concentraciones naturales, posiblemente como consecuencia de la combustión de carburantes relacionada con las intensas actividades portuarias y de producción de electricidad que se desarrollan alrededor de esta laguna costera. Desde un punto de vista micropaleontológico, estas zonas topográficamente elevadas y localizadas en el límite superior de la influencia mareal, muestran la presencia de un número muy pequeño de especies tolerantes a su extrema variabilidad ambiental que se desarrollan dentro de un rango altitudinal muy reducido. Estos resultados pueden considerarse como una línea base para la valoración de los impactos antrópicos y los procesos de ascenso del nivel marino en esta región costera. La metodología iniciada con este trabajo, que involucra la utilización combinada de indicadores geoquímicos y microfósiles, puede ser utilizada con éxito para la interpretación de las variaciones naturales y los cambios de origen antrópico en secuencias sedimentarias que revelen la historia ambiental de estos ecosistemas a lo largo del tiempo.

Agradecimientos

Investigación financiada por los proyectos CONACyT-153492, CONACYT SEMAR-NAT-2016-01-278634, MINECO (RTI2018-095678-B-C21, MCIU/AEI/FEDER, UE) y UNAM PAPIIT IN103721. Alfredo Galaviz y Vladislav Carnero apoyaron en el trabajo de campo, Humberto Bojórquez en el trabajo analítico, y Germán Ramírez en la elaboración de figuras. La posición topográfica de las muestras fue determinada por Mario Vargas Cárdenas (Ingeniería Civil de Sinaloa). Los foraminíferos fueron extraídos por Haizea Quintas-Mendizabal y los ostrácodos por Alejandro Rodríguez-Ramírez y X. Antonio Nava-Fernández. El Dr. Manu Monge-Ganuzas y un revisor anónimo ayudaron a mejorar el ma-

nuscrito original con sus comentarios y sugerencias constructivas. Contribución nº 20 de la Unidad de Investigación Geo-Q Zentroa (Laboratorio Joaquín Gómez de Llarena).

Bibliografía

- Aldana-Gutiérrez, G., Ruiz-Fernández, A.C., Pérez-Bernal, L.H., Flores-Verdugo, F., Cuellar-Martínez, T., Sánchez-Cabeza, J.A. (2021). Flujos e inventarios de carbono azul en manglares asociados a una laguna costera antropizada. *Geofísica Internacional*, 60, 13-30. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2021.60.1.2011>
- Alvarado-Zambrano, D. (2012). Incorporación de metales en testas de foraminíferos desde los sedimentos y agua asociados en la laguna costera Estero de Urías, Sinaloa, México. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 114 pp.
- Bandy, O.L. (1963). Dominant paralic foraminifera of southern California and the Gulf of California. *Contributions of the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 14, 127-134.
- Benson, R.H. (1959). Ecology of recent ostracodes of the Todos Santos Bay region, Baja California, México. *The University of Kansas Paleontological Contributions, Arthropoda*, 1, 1-80.
- Benson, R.H., Kaesler, R.L. (1963). Recent marine and lagoonal ostracodes from the Estero de Tastiota region, Sonora, México (northeastern Gulf of California). *The University of Kansas Paleontological Contributions, Arthropoda*, 3, 1-34.
- Boomer, I., Eisenhauer, G. (2002). Ostracod faunas as palaeoenvironmental indicators in marginal marine environments. En: J. Holmes, A. Chivas (Eds.), *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*. American Geophysical Union, Washington D.C., 131, pp. 135-149. <https://doi.org/10.1029/131GM07>
- Calvert, S.E. (1976). The mineralogy and geochemistry of near-shore sediments. En: J.P. Riley, R. Chester (Eds.), *Chemical Oceanography*. Academic Press, New York, 410 pp. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-588606-2.50014-X>
- Cardoso-Mohedano, J.G., Bernardello, R., Sánchez-Cabeza, J.A., Molino-Minero-Re, E., Ruiz-Fernández, A.C., Cruzado, A. (2015). Accumulation of conservative substances in a sub-tropical coastal lagoon. *Estuarine Coas-*

- tal and Shelf Science, 164, 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.06.022>
- Cearreta, A., Irabien, M.J., Ulibarri, I., Yusta, I., Croudace, I.W., Cundy, A.B. (2002). Recent salt marsh development and natural regeneration of reclaimed areas in the Plentzia estuary, N. Spain. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 54, 863-886. <https://doi.org/10.1006/ecss.2001.0862>
- Curry, J.R., Emmel, F.J., Crampton, P.J.S. (1969). Holocene history of a strand plain, Lagoonal coast, Nayarit, Mexico. En: A. Ayala-Castañares, F.B. Phleger (Eds.), *Lagunas Costeras, Un Simposio. Memorias del Simposio Internacional Lagunas Costeras*. UNAM-UNESCO, Nov. 28-30, 1967. México D.F., pp. 63-100.
- Flores Verdugo, F.J., Agraz Hernández, C., Benítez Pardo, D. (2007). Ecosistemas acuáticos costeros: importancia, retos y prioridades para su conservación. En: O. Sánchez *et al.* (Eds.), *Perspectivas sobre conservación de ecosistemas acuáticos en México*. INE-SEMARNAT, 294 pp.
- García, E. (1973). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). *Offset Larios, México D.F.*, 246 pp.
- Jara-Marini, M.E., Soto-Jiménez, M.F., Páez-Osuna, F. (2008a). Trace metals accumulation patterns in a mangrove lagoon ecosystem, Mazatlán Harbor, southeast Gulf of California. *Journal of Environmental Science and Health, Part A*, 43, 995-1005. <https://doi.org/10.1080/10934520802059797>
- Jara-Marini, M.E., Soto-Jiménez, M.F., Páez-Osuna, F. (2008b). Bulk and bioavailable heavy metals (Cd, Cu, Pb, and Zn) in surface sediments from Mazatlán Harbor (SE Gulf of California). *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology*, 80, 150-153. <https://doi.org/10.1007/s00128-007-9334-0>
- Jara-Marini, M.E., Soto-Jiménez, M.F., Páez-Osuna, F. (2012). Mercury transfer in a subtropical coastal lagoon food web (SE Gulf of California) under two contrasting climatic conditions. *Environmental Toxicology*, 27, 526-536. <https://doi.org/10.1002/tox.20670>
- Jaward, F.M., Alegria, H.A., Galindo Reyes, J.G., Hoare, A. (2012). Levels of PAHs in the waters, sediments, and shrimps of Estero de Urias, an estuary in Mexico, and their toxicological effects. *The Scientific World Journal*, 2012, 1-9. <https://doi.org/10.1100/2012/687034>
- Leri, A.C., Myneni, S.C. (2011). Natural organobromine in terrestrial ecosystems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 77, 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.11.012>
- López, P., Navarro, E., Marce, R., Ordoñez, J., Caputo, L., Armengol, J. (2006). Elemental ratios in sediments as indicators of ecological processes in Spanish reservoirs. *Limnetica*, 25, 499-512.
- López-Buendía, A.M., Bastida, J., Querol, X., Whateley, M.K.G. (1999). Geochemical data as indicators of paleosalinity in coastal organic-rich sediments. *Chemical Geology*, 157, 235-254. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00207-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00207-1)
- Loring, D.H., Rantala, R.T. (1992). Manual for the geochemical analysis of marine sediments and suspended particulated matter. *Earth Science Reviews*, 32, 235-283. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(92\)90001-A](https://doi.org/10.1016/0012-8252(92)90001-A)
- Machain-Castillo, M.L., Gío-Argáez, F.R. (1993). La diversidad de los ostrácodos de los mares mexicanos. *Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural*, 44, 251-266.
- McKenzie, K.C., Swain, F.M. (1967). Recent Ostracoda from Scammon Lagoon, Baja California. *Journal of Paleontology*, 41, 281-305.
- Montaño-Ley, Y., Peraza-Vizcarra, R., Páez-Osuna, F. (2008). Tidal hydrodynamics and their implications for the dispersion of effluents in Mazatlán Harbor: An urbanized shallow coastal lagoon. *Water, Air & Soil Pollution*, 194, 343-357. <https://doi.org/10.1007/s11270-008-9721-0>
- Murray, J.W. (1971). Living foraminiferids of tidal marshes: A review. *Journal of Foraminiferal Research*, 1, 153-161. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.1.4.153>
- Murray, J.W. (1979). *British Nearshore Foraminiferids. Synopsis of the British Fauna (New Series) 16*. Academic Press, London, 68 pp.
- Murray, J.W. (2006). *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, Cambridge, 426 pp. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535529>
- Ontiveros-Cuadras, J.F., Ruiz-Fernández, A.C., Pérez-Bernal, L.H., Serrato de la Peña, J.L., Sánchez-Cabeza, J.-A. (2019). Recent trace metal enrichment and sediment quality assessment in an anthropized coastal lagoon (SE Gulf of California) from 210Pb-dated sediment cores. *Marine Pollution Bulletin*, 149, 110653. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2019.110653>
- Páez-Osuna, F., Sánchez-Cabeza, J.A., Ruiz-Fernández, A.C., Alonso-Rodríguez, R., Piñón-Gimate, A., Cardoso-Mohedano, J.G., Flores-Verdugo,

- F.J., Carballo, J.L., Cisneros-Mata, M.A., Álvarez-Borrego, S. (2016). Environmental status of the Gulf of California: A review of responses to climate change and climate variability. *Earth-Science Reviews*, 162, 253-268. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.015>
- Perry, C.T., Berkeley, A., Smithers, S.G. (2008). Microfacies characteristics of a tropical, mangrove-fringed shoreline, Cleveland Bay, Queensland, Australia: Sedimentary and taphonomic controls on mangrove facies development. *Journal of Sedimentary Research*, 78, 77-97. <https://doi.org/10.2110/jsr.2008.015>
- Phleger, F.B. (1965a). Patterns of marsh foraminifera, Galveston Bay, Texas. *Limnology and Oceanography*, 10, 169-180. <https://doi.org/10.4319/lo.1965.10.suppl.2.r169>
- Phleger, F.B. (1965b). Living foraminifera from a coastal marsh, southwestern Florida. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 28, 45-60. <https://doi.org/10.18268/BSGM1965v28n1a2>
- Phleger, F.B. (1970). Foraminiferal populations and marine marsh processes. *Limnology and Oceanography*, 15, 522-534. <https://doi.org/10.4319/lo.1970.15.4.0522>
- Phleger, F.B., Ayala-Castañares, A. (1969). Marine Geology of Topolobampo Lagoons, Sinaloa, Mexico. En: A. Ayala-Castañares, F.B. Phleger (Eds.), *Lagunas Costeras, un Simposio, Memorias del Simposio Internacional Lagunas Costeras, UNAM-UNESCO, Nov 28-30, 1967. México D.F.*, pp. 101-136.
- Phleger, F.B., Walton, W.R. (1950). Ecology of marsh bay foraminifera, Barnstable, Massachusetts. *American Journal of Science*, 248, 274-294. <https://doi.org/10.2475/ajs.248.4.274>
- Raygoza-Viera, J.R., Ruiz-Fernández, A.C., Ruelas-Inzunza, J., Alonso-Hernández, C., Pérez-Bernal, L.H., Páez-Osuna, F. (2014). Accumulation and distribution of Hg and ²¹⁰Pb in superficial sediments from a coastal lagoon in the SE Gulf of California associated with urban-industrial and port activities. *Environmental Earth Sciences*, 72, 2729-2739. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3178-9>
- Rogers, M.J. (1976). An evaluation of an index of affinity for comparing assemblages, in particular of foraminifera. *Palaeontology*, 19, 503-515.
- Ruiz-Fernández, A.C., Frignani, M., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Arvizu, M.D., Raygoza-Viera, J.R., Páez-Osuna, F. (2009). Trace metals (Cd, Cu, Hg, and Pb) accumulation recorded in the intertidal mudflat sediments of three coastal lagoons in the Gulf of California, Mexico. *Estuaries and Coasts*, 32, 551-564. <https://doi.org/10.1007/s12237-009-9150-3>
- Ruiz-Fernández, A.C., Sánchez-Cabeza, J.-A., Serrato de la Peña, J.L., Pérez-Bernal, L.H., Cearrreta, A., Flores-Verdugo, F., Machain-Castillo, M.L., Chamizo, E., García-Tenorio, R., Queralt, I., Dunbar, R., Mucciarone, D., Diaz-Asencio, M. (2016). Accretion rates in coastal wetlands of the southeastern Gulf of California and their relationship with sea-level rise. *The Holocene*, 26, 1126-1137. <https://doi.org/10.1177/0959683616632882>
- Ruiz-Fernández, A.C., Carnero-Bravo, V., Sánchez-Cabeza, J.A., Pérez-Bernal, L.H., Amaya-Monterrosa, O.A., Bojórquez-Sánchez, S., López-Mendoza, P.G., Cardoso-Mohedano, J.G., Dunbar, R.B., Mucciarone, D.A., Marmolejo-Rodríguez, A.J. (2018). Carbon burial and storage in tropical salt marshes under the influence of sea level rise. *Science of the Total Environment*, 630, 1628-1640. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.02.246>
- Ruiz-Fernández, A.C., Wu, R.S.S., Lau, T.-C., Pérez-Bernal, L.H., Sánchez-Cabeza, J.A., Chiu, J.M.Y. (2018). A comparative study on metal contamination in Estero de Urias lagoon, Gulf of California, using oysters, mussels and artificial mussels: Implications on pollution monitoring and public health risk. *Environmental Pollution*, 243, 197-205. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2018.08.047>
- Ruiz-Luna, A., Berlanga-Robles, C.A. (2003). Land use, land cover changes and coastal lagoon surface reduction associated with urban growth in northwest Mexico. *Landscape Ecology*, 18, 159-171. <https://doi.org/10.1023/A:1024461215456>
- Salminen, R. (2005). *Geochemical Atlas of Europe. Part 1: Background Information, Methodology and Maps. Association of the Geological Surveys of the European Union (EuroGeoSurveys)/The Geological Survey of Finland.* <http://www.gtk.fi/publ/foregsatlas/>
- Scott, D.B. (1976a). Quantitative studies of marsh foraminiferal patterns in southern California and their application to Holocene stratigraphic problems. En: C.T. Schafer, B.R. Pelletier (Eds.), *First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins. Maritime Sediments, spec. publ. 1*, 153-170.
- Scott, D.B. (1976b). Brackish-water foraminifera from southern California and description of *Polysaccamina ipohalina* n. gen., n. sp.

- Journal of Foraminiferal Research, 6, 312-321. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.6.4.312>
- Soto-Jiménez, M.F., Páez-Osuna, F. (2001). Distribution and normalization of heavy metal concentrations in mangrove and lagoonal sediments from Mazatlan Harbor (SE Gulf of California). *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 53, 259-274. <https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0814>
- Stewart, H.B. Jr. (1958). Sedimentary reflections of depositional environment in San Miguel Lagoon, Baja California, Mexico. *Bulletin - American Association of Petroleum Geologists*, 42, 2567-2618. <https://doi.org/10.1306/0BDA5BFA-16BD-11D7-8645000102C1865D>
- Stuardo, J., Villarroel, M. (1976). Aspectos ecológicos y moluscos en las lagunas costeras de Guerrero, México. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología – UNAM*, 3, 1-180.
- Sutherland, R.A. (2000). Bed sediment-associated trace metals in an urban stream, Oahu, Hawaii. *Environmental Geology*, 39, 611-627. <https://doi.org/10.1007/s002540050473>
- Walton, W.R. (1952). Techniques for recognition of living foraminifera. *Contributions of the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 3, 56-60.
- Walton, W.R. (1955). Ecology of living benthic foraminifera Todos Santos Bay, Baja California. *Journal of Paleontology*, 29, 952-1058.
- Recibido el 27 de abril de 2021*
Aceptado el 9 de junio de 2021

Tabla 1S Material Suplementario

Sitio	Altitud (m)	Acollita (%)	Limo (%)	Arena (%)	C _{org} (%)	CO ₃ (%)	Na (%)	Al (%)	Si (%)	P (%)	Cl (%)	K (%)	Ti (%)	V (µg g ⁻¹)	Sitio	Cr (µg g ⁻¹)	Mn (µg g ⁻¹)	Fe (%)	Co (µg g ⁻¹)	Ni (µg g ⁻¹)	Cu (µg g ⁻¹)	Zn (µg g ⁻¹)	As (µg g ⁻¹)	Br (µg g ⁻¹)	Rb (µg g ⁻¹)	Zr (µg g ⁻¹)	Pb (µg g ⁻¹)				
<i>Marisma EU1</i>																															
1	0.757	13.7	64.6	21.8	17.4	4.9	18.8	2.5	5.8	0.1	22.9	1.0	0.2	183.5	1	19.6	192.7	0.9	5.5	60.0	50.5	58.0	7.2	430.8	44.2	80.2	25.2				
2	0.752	12.5	82.8	4.7	14.8	4.4	17.7	2.6	6.3	0.1	23.8	1.1	0.2	138.1	2	19.6	161.3	1.0	5.1	55.2	48.1	64.7	7.9	419.5	55.8	87.9	31.3				
3	0.735	5.0	82.6	12.4	10.6	3.9	18.6	2.8	6.7	0.1	22.9	1.1	0.2	115.8	3	21.4	168.2	1.0	5.8	50.3	48.5	72.1	7.9	395.9	58.4	88.9	28.4				
4	0.701	2.8	67.7	29.5	10.6	2.9	18.7	2.7	6.7	0.1	26.0	1.1	0.2	105.2	4	19.1	162.6	0.9	7.5	64.9	52.0	56.7	5.1	411.2	56.1	92.8	27.3				
5	0.744	9.7	77.3	13.0	16.7	4.6	16.2	3.3	7.9	0.1	19.3	1.2	0.2	190.7	5	23.8	175.4	1.2	5.8	43.5	41.7	68.3	8.5	397.3	63.7	83.6	29.3				
6	0.733	15.3	75.2	9.6	13.5	4.4	18.9	3.4	7.7	0.1	22.9	1.2	0.2	127.5	6	22.4	144.6	0.9	6.0	40.0	37.5	53.6	7.3	441.2	58.1	72.5	24.2				
7	0.764	13.3	80.4	6.3	10.6	5.4	20.2	2.1	5.4	0.1	28.8	1.0	0.2	133.6	7	16.6	153.1	0.8	5.3	52.7	44.2	56.8	5.4	449.0	50.1	66.8	24.0				
8	0.706	22.0	69.9	8.1	8.9	4.9	18.9	3.0	7.4	0.1	25.2	1.2	0.2	130.3	8	20.0	193.1	1.0	6.3	52.2	42.1	64.8	3.7	409.8	61.2	78.9	27.1				
9	0.755	9.2	63.4	27.4	16.7	6.6	22.3	2.5	5.7	0.1	29.4	0.9	0.1	154.9	9	16.4	132.3	0.7	5.5	53.6	43.6	47.4	5.7	477.0	35.2	51.4	23.1				
10	0.719	14.9	72.7	12.5	14.3	5.1	19.5	3.2	7.8	0.1	24.0	1.1	0.2	139.6	10	19.8	166.7	0.9	8.1	54.2	51.5	64.5	6.2	441.7	53.9	79.3	29.8				
11	0.758	13.6	74.0	12.4	12.6	5.1	23.4	2.6	6.4	0.1	30.8	1.1	0.2	128.6	11	18.5	130.5	0.7	6.9	43.2	37.8	49.2	4.6	476.8	50.5	66.5	21.2				
12	0.708	22.5	72.5	5.0	9.1	4.2	15.8	3.6	8.3	0.1	21.3	1.3	0.2	118.1	12	21.7	187.6	1.2	5.3	42.4	37.7	58.3	1.7	483.8	51.6	61.4	26.5				
13	0.771	11.9	76.8	11.3	15.5	5.8	17.4	2.9	6.5	0.1	22.1	1.0	0.2	170.8	13	16.9	134.6	1.0	7.5	57.6	45.2	55.0	7.4	388.8	44.4	65.8	24.7				
14	0.762	13.1	67.9	19.0	14.1	3.6	22.0	2.9	6.7	0.1	29.1	1.0	0.2	182.0	14	17.3	135.4	0.8	4.4	50.0	45.1	59.4	6.3	462.9	49.5	84.0	26.6				
15	0.777	19.9	66.7	13.4	11.3	5.9	17.4	3.3	8.1	0.1	23.1	1.2	0.2	149.1	15	23.0	187.8	1.1	6.1	58.8	48.4	77.3	5.4	402.3	69.2	77.7	30.3				
16	0.726	11.5	73.7	14.8	9.7	3.3	19.7	3.3	8.1	0.1	25.5	1.3	0.2	100.4	16	19.9	174.6	0.9	6.6	39.2	41.3	58.8	2.6	449.8	60.6	82.8	27.4				
17	0.794	19.1	76.3	4.5	13.8	3.8	13.7	4.0	9.9	0.1	16.5	1.3	0.3	154.2	17	23.3	188.3	1.3	8.1	50.0	46.5	67.3	6.6	384.2	70.2	105.1	30.4				
18	0.779	19.3	76.3	4.4	11.4	5.6	13.3	3.9	9.2	0.1	15.6	1.4	0.3	129.2	18	25.3	188.8	1.1	5.3	42.9	40.6	63.1	7.0	324.9	81.3	141.0	25.1				
19	0.763	20.3	72.6	7.2	11.5	1.8	20.0	3.2	8.0	0.1	26.2	1.2	0.2	174.8	19	23.3	179.2	1.0	6.4	58.6	47.0	78.9	5.8	402.4	82.7	100.0	36.5				
20	0.718	22.5	74.3	3.2	11.0	3.3	14.6	4.2	10.2	0.1	17.8	1.4	0.2	104.8	20	23.9	205.1	1.5	8.2	41.4	42.4	69.1	3.7	431.3	62.6	78.8	28.3				
CN	-	-	-	-	-	-	9.8	3.9	9.0	0.1	11.7	1.4	0.3	79.5 CN		28.6	307.3	2.1	9.4	29.7	42.9	78.7	14.9	287.9	82.0	102.8	27.8				
<i>Marisma EU11</i>																															
1	0.713	9.9	75.2	14.8	10.2	0.5	15.4	3.6	10.5	0.1	18.0	1.3	0.3	152.7	1	21.4	147.9	0.8	7.8	48.4	34.3	40.7	5.1	366.0	69.6	215.3	19.8				
2	0.679	13.9	76.4	9.7	10.3	1.2	16.6	3.3	9.8	0.1	18.5	1.2	0.2	184.4	2	22.6	155.8	0.9	8.6	69.5	43.1	63.9	7.5	328.7	62.9	163.8	26.3				
3	0.831	11.0	74.7	14.4	10.6	1.3	16.3	3.2	9.2	0.1	18.9	1.2	0.3	132.3	3	19.6	139.9	0.7	6.6	34.7	32.4	38.2	5.8	366.6	58.8	232.5	20.1				
4	0.789	13.6	67.0	19.4	9.1	1.5	18.8	2.7	8.8	0.1	22.7	1.2	0.2	128.6	4	16.8	136.7	0.6	4.9	34.6	31.2	32.9	1.5	351.3	49.0	173.9	20.1				
5	0.843	9.3	45.6	45.1	8.4	1.5	15.4	3.8	11.3	0.1	16.6	1.4	0.3	136.0	5	26.4	160.0	0.9	9.8	45.3	37.2	48.0	4.8	328.5	72.6	247.5	24.0				
6	0.832	5.8	29.5	64.7	6.0	1.1	15.7	3.4	12.5	0.1	15.9	1.4	0.2	119.4	6	15.3	135.3	0.6	6.0	32.0	29.2	42.7	4.1	231.4	71.3	299.7	18.0				
7	0.832	10.1	41.6	48.4	10.2	2.0	20.8	2.3	7.0	0.1	28.4	1.1	0.2	146.0	7	15.3	111.2	0.5	6.1	48.1	34.4	37.7	3.7	382.3	45.2	199.0	19.9				
8	0.796	10.0	39.7	50.2	7.2	1.9	18.5	3.1	9.6	0.1	21.5	1.2	0.2	123.7	8	19.8	142.3	0.7	4.7	31.1	31.2	34.2	5.1	329.3	54.4	220.1	19.7				
9	0.829	10.5	52.2	37.4	10.4	1.5	15.2	3.6	10.8	0.1	17.3	1.3	0.3	173.9	9	20.5	155.4	0.8	9.3	48.9	37.4	45.0	6.1	304.6	70.2	259.4	23.6				
10	0.824	8.8	54.0	37.3	10.3	1.6	17.3	3.3	9.2	0.1	19.7	1.2	0.2	140.2	10	19.9	130.2	0.8	7.6	49.1	34.5	40.0	6.0	302.3	59.1	260.9	19.5				
11	0.805	11.8	46.8	41.5	8.9	1.8	18.9	3.1	8.7	0.1	21.4	1.2	0.2	142.1	11	19.7	159.4	0.9	3.5	54.2	42.7	57.3	4.6	321.8	59.9	173.8	24.1				
12	0.779	16.6	71.1	12.3	8.0	1.5	13.8	3.0	8.1	0.1	19.2	1.3	0.2	93.6	12	18.9	127.7	0.9	6.6	36.5	33.5	40.7	1.6	450.2	42.2	118.7	22.1				
13	0.856	12.8	66.9	20.3	11.0	2.1	16.2	3.5	10.5	0.1	18.0	1.3	0.3	160.8	13	21.5	146.9	0.8	9.4	52.5	37.7	42.9	4.4	301.0	67.8	249.4	23.4				
14	0.855	13.0	69.0	17.9	7.9	1.8	16.1	3.3	10.5	0.1	18.1	1.3	0.3	168.3	14	23.5	155.0	0.9	7.5	58.2	38.7	56.4	5.8	301.5	72.0	230.3	30.2				
15	0.845	9.6	47.1	43.3	8.3	1.5	17.6	2.9	9.1	0.1	21.0	1.2	0.2	119.2	15	18.5	139.9	0.7	5.4	37.0	31.8	32.3	5.4	286.6	60.4	337.9	16.9				
16	0.798	13.6	69.6	16.8	8.9	2.3	19.1	2.9	8.4	0.1	24.2	1.2	0.2	125.6	16	16.6	174.0	0.7	5.4	44.4	35.6	46.1	3.2	343.2	54.2	179.6	21.7				
17	0.828	10.8	55.7	33.5	8.4	5.0	15.7	3.6	11.5	0.1	16.0	1.4	0.3	175.9	17	26.3	140.5	1.0	8.8	63.6	42.1	70.1	7.1	255.5	77.0	220.9	32.0				
18	0.842	8.6	61.5	30.0	8.5	2.4	15.5	3.5	11.5	0.1	15.6	1.4	0.3	192.2	18	21.3	164.0	1.1	8.6	61.2	44.0	69.8	7.1	273.5	76.5	222.0	32.8				
19	0.811	9.0	38.6	52.2	5.1	1.6	14.9	3.7	12.8	0.1	14.9	1.5	0.3	145.5	19	19.9	164.0	0.9	6.0	42.6	36.0	46.7	4.6	238.3	75.4	263.3	23.7				
20	0.792	8.0	46.4	45.5	7.0	2.1	18.2	2.9	10.1	0.1	21.2	1.3	0.2	77.1	20	19.9	131.7	0.6	4.9	21.6	29.8	31.7	2.2	296.5	62.3	230.7	20.1				
CN	-	-	-	-	-	-	3.1	6.5	21.2	0.01	1.7	1.6	0.5	59.6 CN		28.7	236.3	1.8	5.7	14.8	25.5	40.0	8.8	47.1	92.3	361.8	25.2				

CN = concentración natural

Tabla 1S: Características geoquímicas de los sedimentos superficiales en las marismas de la Laguna costera Estero de Urias (Golfo de California, México).
Table 1S: Geochemical features of surface sediments from the saltmarshes of the Estero de Urias coastal lagoon (Gulf of California, Mexico).



Comparativa de dataciones radiométricas en muestras de conchas marinas tardi-holocenas: El ejemplo de las tempestitas del estuario de Huelva

Comparison of radiometric dating in Late Holocene seashell samples: The example of the Huelva Estuary tempestites

Gómez, P.⁽¹⁾; Toscano, A.⁽¹⁾; Rodríguez-Vidal, J.^(1,2); Cáceres, L.M.^(1,2);
González-Regalado, M.L.⁽¹⁾; Abad, M.⁽³⁾; Izquierdo, T.⁽³⁾;
Ruiz, F.^(1,2); Monge, G.⁽⁴⁾; Campos, J.M.^(5,2); Bermejo, J.^(5,2)

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, 21071-Huelva, España. paula.gomezgutierrez@hotmail.com

(2) Centro de Investigación en Patrimonio Histórico, Cultural y Natural (CIPHNCN), Universidad de Huelva, 21071-Huelva, España.

(3) Departamento de Biología y Geología, Física y Química Inorgánica, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos, 28933-Móstoles, España.

(4) Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola, Facultad de Química, Universidad de Sevilla, 41012-Sevilla, España.

(5) Departamento Historia I, Facultad de Humanidades, Universidad de Huelva, Avda. Tres de Marzo s/n, 21071-Huelva, España.

Resumen

El estudio del registro sedimentario holoceno del estuario de los ríos Tinto y Odiel (Huelva) se ha realizado históricamente por medio de sondeos y de afloramientos superficiales. Nuevos perfiles naturales en la Isla de Saltés (La Cascajera) están ofreciendo una nueva perspectiva sobre la génesis y cronología de los depósitos. Para la determinación temporal de estos procesos se llevaron a cabo dataciones radiométricas mediante el análisis de series de Uranio y de radiocarbono. El contraste de los resultados de ambas técnicas ha permitido observar grandes desfases temporales en las series de Uranio, siendo las edades de ^{14}C unos 200 años más antiguas que las de U/Th, para las mismas muestras. La contaminación postsedimentaria en estos sistemas abiertos, ha favorecido el rejuvenecimiento de la edad de la muestra, por el continuo aporte al sistema de ^{234}U y ^{238}U . Esto pone de manifiesto lo inapropiado del método U/Th en sedimentos estuarinos recientes y, sobre todo, altamente contaminados; no debiendo utilizarse este método de forma exclusiva. El método de radiocarbono parece ser más preciso y adecuado, aplicándose a los resultados las pertinentes calibraciones marinas regionales (ΔR), siendo aconsejable su modelización Bayesiana (OxCal).

Palabras clave: Holoceno; Tempestita; Datación; Series de Uranio; Radiocarbono; Estuario de Huelva.



Abstract

The study of the Holocene sedimentary record of the Estuary of the Tinto and Odiel rivers (Huelva) has been carried out historically by boreholes and surficial outcrops. New natural profiles on Saltés Island (La Cascajera) are offering a new perspective on the genesis and chronology of the deposits. For the temporal determination of these processes, radiometric dating was carried out by radiocarbon and uranium series analysis, being the ages of ^{14}C are about 200 years older than those of U / Th, for the same samples. The contrast of the results of both techniques has allowed us to observe large time lags in the uranium series. Post-sedimentary contamination in these open systems has favored the rejuvenation of the age of the samples, due to the continuous contribution of ^{234}U and ^{238}U to the system. This highlights the inappropriateness of the U/Th method in recent estuarine sediments and, above all, highly polluted; therefore, this method shouldn't be used exclusively. The radiocarbon method seems to be more precise and adequate, always applying the pertinent regional marine calibrations (ΔR) to the conventional results, being advisable a Bayesian modeling (OxCal).

Key words: Holocene; Tempestite; Dating; Uranium series; Radiocarbon; Huelva Estuary.

1. Introducción

Durante más de 30 años de estudio morfo-sedimentario de los depósitos estuarinos holocenos de la costa atlántica del Golfo de Cádiz (ríos Tinto-Odiel y Guadalquivir, principalmente) han estado sustentados en la interpretación de sondeos y afloramientos superficiales. Los nuevos perfiles naturales encontrados en la Isla de Saltés (La Cascajera) están aportando una nueva perspectiva sobre la génesis, evolución y cronología de estos depósitos de relleno del estuario durante el presente alto marino interglaciar (Rodríguez-Vidal *et al.*, 2015).

2. Área de estudio

2.1. Entorno fisiográfico

El Estuario de Huelva se sitúa en la actual confluencia de los ríos Tinto y Odiel (Fig. 1). Desde el punto de vista fisiográfico, puede definirse como un estuario-barrera afectado por un régimen mesomareal semidiurno. En su interior se desarrollan amplias llanuras mareales vegetadas (marismas salobres) formadas sobre cuerpos de acreción estuarina de origen mixto (marino y continental), (Ruiz *et al.*, 1994). La Isla de Saltés se localiza entre las flechas litorales de Punta Umbría y Punta Arenillas y está limitada por los canales del Padre Santo

y de Punta Umbría (Fig. 1). Geomorfológicamente, está constituida por una sucesión de cordones arenosos rodeados de marisma fan-gosa y cruzada por canales y caños mareales.

Esta zona ha sido objeto de numerosos estudios que han contribuido a la explicación de su evolución geológica holocena; aunque, debido a su relieve suave, nunca se había dispuesto de afloramientos superficiales de calidad. En los últimos años, la erosión producida por el desplazamiento lateral de un canal mareal, al noroeste de La Cascajera, una de estas barreras arenosas, ha dado lugar a varios cortes naturales en los que en bajamar afloran algo más de tres metros de serie estratigráfica (Fig. 2). Estos afloramientos, de gran valor geológico, han permitido ampliar los estudios desde distintas perspectivas, tanto desde el punto de vista geológico como arqueológico, ayudando a comprender la evolución del relleno sedimentario de este estuario y su relación con el poblamiento humano (Gómez *et al.*, 2016). Este trabajo se centra en el análisis de las dataciones radiométricas y la comparativa, problemática e idoneidad de las diferentes técnicas.

2.2. Marco geomorfológico

Durante el Holoceno medio-superior, y coincidiendo con el final del último máximo

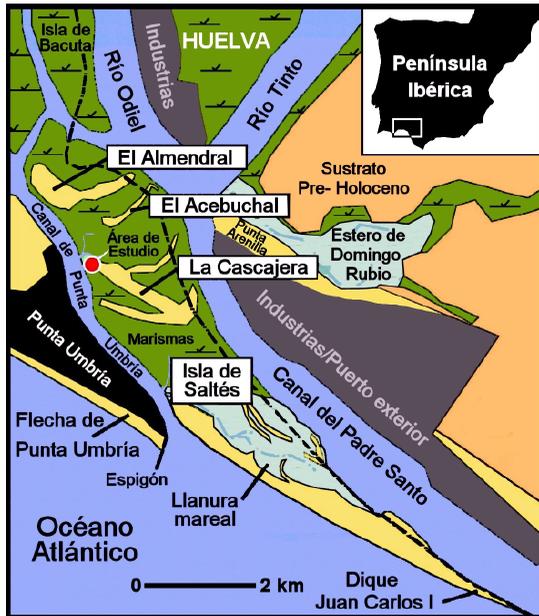


Figura 1: Localización de muestras para dataciones radiométricas absolutas en los perfiles estudiados al NO de La Cascajera (Isla Saltés).

Figure 1: Location of samples for absolute radiometric dating in the studied profiles from NW of La Cascajera (Saltés Island).

transgresivo Postglaciar, las desembocaduras fluviales de los ríos suratlánticos ibéricos se vieron invadidas por el medio marino y su dinámica. Los datos disponibles (Borrego *et al.*, 1999; Dabrio *et al.*, 2000) indican que la fase sedimentaria inicial de estos estuarios (6.000-4.000 años B.P.) se produjo con un relleno fluvio-marino de fondo de canal y por playas protegidas de naturaleza arenosa, adosadas a las riberas de las ensenadas e interdigitadas con aluviones de pequeños arroyos. Desde hace unos 4.000 años (Rodríguez-Vidal *et al.*, 2015), los sedimentos estuarinos comenzaron a emerger en forma de llanura de cheniers, migrando la bocana progresivamente hacia el sureste. Su emersión se produjo por progradación y agradación de abanicos de sobrepaso que volcaban sus sedimentos en los flancos internos de los canales mareales (“esteros”) o sobre las llanuras fangosas. Primero emergió el del Almendral (Fig. 1), que servía de antigua entrada al estuario, junto a las primitivas flechas de Punta Umbría y Pun-

ta Arenilla; después todo el sistema se iría desplazando hacia el sur, acompañando a la emersión de los cordones de El Acebuchal y La Cascajera, que se consolidó como barrera emergida en el tránsito de la segunda mitad del siglo I a.C. hasta finales del siglo II d.C. (Rodríguez-Vidal *et al.*, 2015, y Gómez *et al.*, 2016 y 2017).

2.3. Arquitectura sedimentaria de la barrera de La Cascajera

El análisis multidisciplinar de los sedimentos fini-holocenos de la barrera arenosa de La Cascajera muestra una secuencia regresiva desde una llanura mareal arenosa basal hasta una marisma actual. Esta secuencia incluye tres facies intermedias (llanura mareal fangosa, chenier y abanicos de sobrepaso) (Cáceres *et al.*, 2018). Este trabajo se ha centrado en el techo del cordón arenoso, formado por facies tempestíticas de abanicos de sobrepaso que, en su extremo occidental, alcanzan decenas de centímetros y hacia la zona central y oriental, ocupa todo el espesor aflorante en marea baja (> 3 m) (Fig. 2). Su estructura interna consiste en estratificación cruzada de bajo ángulo hacia tierra, en la zona de sobrepaso, y de alto ángulo o sigmoidal en la zona distal, donde vuelca sobre los antiguos canales mareales. Las características texturales y paleontológicas de la facies de alta energía (tempestitas) indican una erosión de los fondos infralitorales adyacentes y los canales de marea cercanos, así como de los cheniers sobre los que se depositaron (Cáceres *et al.*, 2018).

3. Metodología

Para conocer la cronología de las formaciones sedimentarias, existen dos tipos de dataciones; las dataciones relativas, que consisten en situar cronológicamente un suceso en relación con otros; y las dataciones absolutas, que miden el tiempo transcurrido desde que se produjo el evento hasta la actualidad. El uso de cualquier método de datación, para obtener la cronología de un proceso ocurrido en

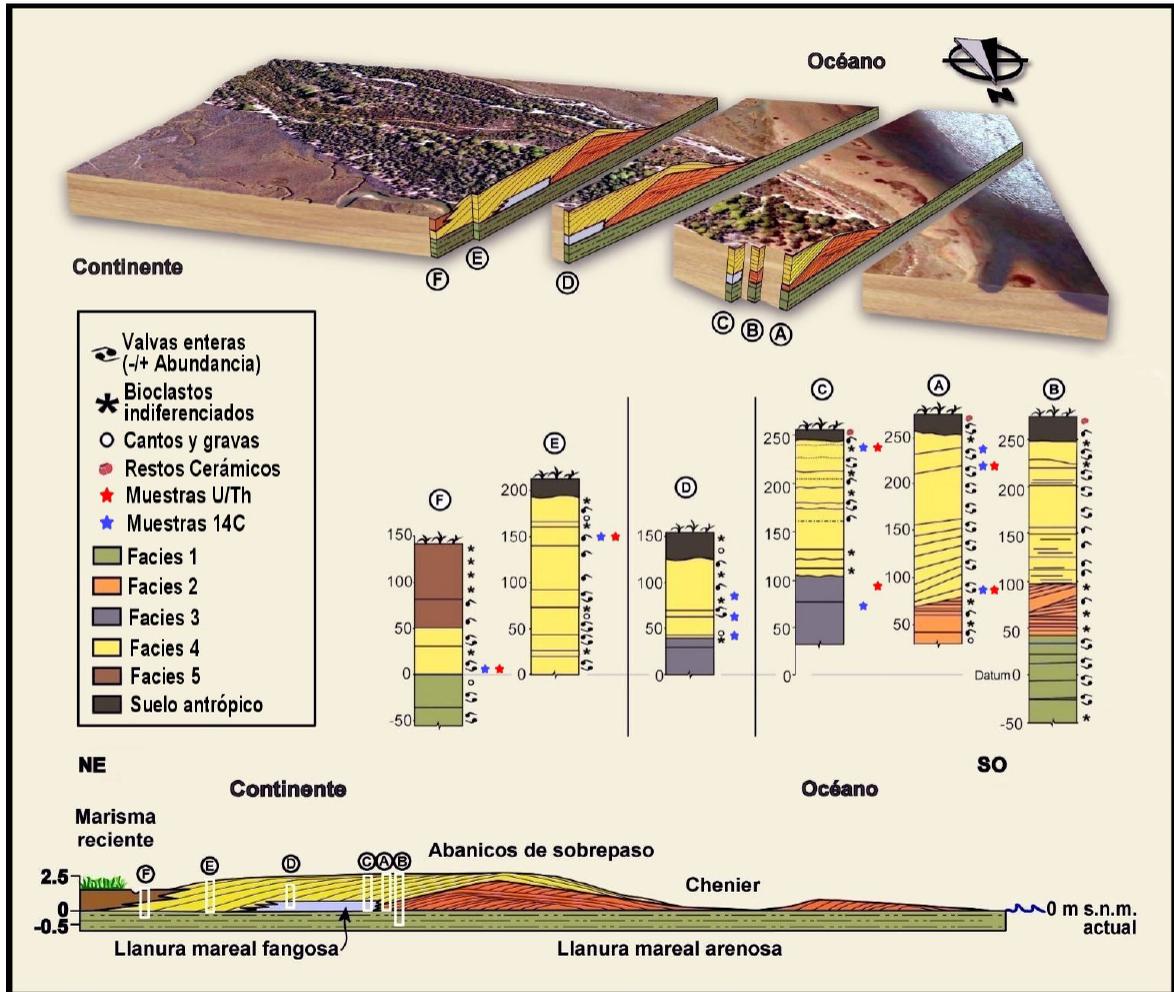


Figura 2: Modelo 3D de la barrera de La Cascajera, con detalle de las secciones y columnas estratigráficas mostrando la distribución de las facies sedimentarias.

Figure 2: 3D model of La Cascajera barrier, with detail of the stratigraphic sections and columns showing the distribution of the sedimentary facies.

un periodo geológico, está determinado por la aparición de materiales cuya formación esté relacionada con un proceso climático, del cual quiere conocerse la edad. Entre los numerosos procesos útiles para la datación, podemos destacar los producidos por precipitación de carbonatos a partir de aguas tanto superficiales como subterráneas. La datación de estos sistemas, generados únicamente cuando existen flujos de agua, nos permiten estudiar los periodos climáticos globales. Para las dataciones absolutas realizadas se han utilizado dos métodos, el de datación por Series de Uranio, y el de datación por Radiocarbono-AMS, am-

bos sobre conchas marinas de bivalvos de la especie *Glycymeris sp.* Se tomaron 6 muestras dobles para el análisis de U/Th y ¹⁴C y además otras cuatro solamente para ¹⁴C (Fig. 2). De cada muestra de sedimento se seleccionaron las valvas en base a criterios tafonómicos e icnológicos, tales como ejemplares completos, sin evidencias de fracturas, bioerosión, ni abrasión, es decir; con el mínimo retrabajo posible. Las dataciones relativas, por métodos paleontológicos y arqueológicos no son objeto de este trabajo, si bien refuerzan los datos obtenidos (Gómez *et al.*, 2016).

3.1. Datación de series de Uranio en malacofauna

La aplicación de este método de datación en minerales carbonatados es posible gracias al comportamiento geoquímico diferente del Uranio y del torio. El Uranio en soluciones acuosas puede ser transportado como compuesto carbonatado, mientras que por el contrario el torio es bastante insoluble en aguas. De esta manera, cuando precipita el carbonato, éste contiene cantidades apreciables de Uranio, pero está prácticamente desprovisto de torio. La precipitación de Uranio crea un estado inicial de desequilibrio de este radionúclido con sus descendientes, especialmente el ^{230}Th , que comenzará a aumentar a partir del decaimiento radioactivo de sus progenitores. Así, si el sistema precipitado permanece cerrado a la migración de radionúclidos desde su formación, la medida de la evolución del ^{230}Th hasta el equilibrio secular con el Uranio, permitirá obtener la edad del depósito, mediante el uso de las ecuaciones de Bateman y cuya forma usual para la datación viene dada por la expresión: $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} = (1 - e^{-\lambda_0 t}) \frac{^{238}\text{U}/^{234}\text{U} + (1 - ^{238}\text{U}/^{234}\text{U}) (\lambda_0/\lambda_0 - \lambda_4)}{t}$, donde ^{238}U , ^{234}U y ^{230}Th son las actividades específicas de cada uno de estos isótopos, λ_4 y λ_0 son las constantes de desintegración de ^{234}U y ^{230}Th , respectivamente y t el tiempo transcurrido desde que se formó el depósito.

La datación de estos materiales depende de la baja concentración de torio existente en las aguas y en los minerales precipitados junto al carbonato. También hay que tener en cuenta la contaminación detrítica a la que están sujetos los carbonatos depositados al aire libre. Para su correcta datación es necesario determinar los radionúclidos (U y Th) en el carbonato puro. Como la separación física o química de este material es imposible, se requieren técnicas gráficas para la determinación de concentraciones de carbonato puro en muestras impuras. Todas las técnicas requieren la medida de los isótopos de U y Th en varias submuestras del mismo carbonato impuro y su normalización del contenido de ^{232}Th , radionúclido que solo se encuentra asociado

al material detrítico (Bischoff y Fitzpatrick, 1991; Kaufman, 1993).

En cualquier caso, los métodos tradicionales de datación, a partir del desequilibrio en las series del Uranio, tienen el inconveniente de un límite mínimo de edad de unos 3.000-4.000 años, como ocurre en el afloramiento de La Casajera. A esto se le suma que, en la mayoría de los casos, las muestras disponibles para datación consisten en carbonatos impuros. Para obtener la edad del carbonato con precisión, la técnica tradicional es la determinación de los distintos isótopos mediante la espectrometría alfa, que es la que se ha utilizado en este trabajo (Laboratorio del departamento de Física Aplicada I, de la ETSIA, de la Universidad de Sevilla) utilizando el denominado método LL y los diagramas de Rosholt para la determinación de la edad de las muestras impuras (Bischoff, J. y Fitzpatrick, J., 1991; Kaufman, 1993). Con la aplicación de estos métodos podremos obtener la edad en la que se formó el sistema y las distintas relaciones de actividades isotópicas en el carbonato inicial. Estas relaciones de actividad, y las concentraciones de los diversos radionúclidos, nos proporcionan datos claves sobre el comportamiento de los radionúclidos en las aguas desde las que se produce la precipitación de los carbonatos.

3.2. Datación Radiocarbónica-AMS en malacofauna

La datación por carbono radiactivo se basa en la desintegración del isótopo carbono 14, y comúnmente se utiliza para la datación de restos orgánicos de hasta 50.000 años de antigüedad. Todos los organismos tienen una concentración de ^{14}C en equilibrio, gracias al constante intercambio de CO_2 no radiactivo de la atmósfera durante sus períodos de vida. Cuando el organismo muere, este intercambio de detiene y la concentración de ^{14}C comienza a decaer con una vida media de 5.570 años. La edad del organismo después de la muerte puede determinarse reduciendo la materia a través de procesos químicos a car-

bono, el cual se analiza; o bien al uso de un acelerador de espectrometría de masas (Ikeya, 1993; Walker, 2005).

Para que la datación por radiocarbono en fósiles marinos sea fiable, hay que tener en cuenta que la actividad específica del ^{14}C varía respecto a la de la atmósfera contemporánea. La medida de la actividad remanente de ^{14}C de muestras formadas/acumuladas en tales depósitos, no sólo refleja la decadencia del ^{14}C (relacionada con la edad de la muestra), sino también la actividad del reservorio de ^{14}C (Stuiver y Braziunas, 1993). Por ello se realiza una corrección de la anomalía de la edad aparente, cuando se conoce el desfase entre la actividad específica del ^{14}C del reservorio y la de la atmósfera. El desfase $R(t)$ se expresa como una edad reservorio de ^{14}C , y no es un valor constante a lo largo del tiempo.

Las variaciones seculares del ^{14}C en el medio marino se encuentran representadas por la curva marina modelada oceánica mundial, aunque esta curva promedio no tiene en cuenta las diferencias oceánicas regionales en la actividad específica del ^{14}C . Esto es debido, en parte, a las variaciones regionales del ascenso de aguas profundas, deficientes en ^{14}C . Como consecuencia, existe un desplazamiento en la edad ^{14}C (edad de depósito) entre muestras coetáneas que contienen carbono marino, frente a las que contienen carbono terrestre (Soares, 2015). Stuiver y Braziunas (1993) definieron así ΔR como un término específicamente regional, que representa las variaciones de actividad del ^{14}C (en años de ^{14}C) entre las capas de aguas oceánicas mundial y regional. Por lo tanto, el parámetro ΔR es la diferencia entre las edades reservorio de la capa de mezcla del océano regional y la de la capa de mezcla media de los océanos del mundo. Este hecho hay que tenerlo en cuenta ya que, generalmente, la edad ^{14}C suministrada por los laboratorios no tiene esta corrección.

Soares (2005) fue el primero en determinar el efecto reservorio marino (ΔR) en las costas del golfo de Cádiz, publicado un año después

(Soares y Dias, 2006). Posteriormente, varios trabajos precisaron el ΔR regional, así como las variaciones espaciales y temporales. Martins y Soares (2013) calcularon un valor ΔR de -108 ± 31 años ^{14}C para las costas andaluzas del golfo de Cádiz, durante los últimos 3.000 años.

4. Resultados

4.1. Resultados cronológicos de la datación de series de Uranio

Las muestras presentan un contenido en Uranio anormalmente alto, ya que lo habitual en este tipo de sistemas abiertos es la incorporación de torio detrítico. Estudios recientes sobre la química actual del estuario y sus afluentes (ríos Tinto y Odiel) presentan concentraciones de isótopos U-Th de uno a tres órdenes de magnitud superiores a las aguas continentales de fondo debido al impacto producido por el drenaje ácido de las minas (AMD). Dicha concentración está influenciada por el régimen de mareas, variaciones del pH y, además, presenta un marcado carácter estacional en relación con el caudal fluvial (Hierro *et al.*, 2013; Guerrero *et al.*, 2021). Esta contaminación natural y antrópica por metales pesados ha estado presente históricamente en la región. El registro de la intensa actividad minera desarrollada en el entorno a lo largo de los distintos periodos se manifiesta en varios picos de contaminación; entre los que destacan los correspondientes a los periodos tartésico y romano (Delgado *et al.*, 2012), momento en el que se consolida la barrera arenosa de La Cascajera (Cáceres *et al.*, 2018).

Las dataciones en el borde NO de La Cascajera, una vez realizadas todas las correcciones, se muestra en la Tabla 1, con una confianza de 1σ , (siendo σ la desviación estándar, medida de la dispersión de datos) para su comparación con algunas dataciones de radiocarbono. Se observa una alta dispersión en las edades calibradas, entre 2.790 y 1.440 años BP. Es decir, entre el 840 a.C. y el 510 d.C., casi todo

Tabla 1: Dataciones de series de Uranio en los perfiles geológicos de La Cascajera.

Table 1: Uranium series dating in the geological profiles of La Cascajera.

Código de Muestra	Localización de campo	Edad BP U/Th, 1 σ Años a.C.-d.C.
HUCA-1301	Meandro este	1990–1740 / 40 a.C.–210 d.C.
HUCA-1302	Meandro oeste	1580–1440 / 370 d.C.–510 d.C.
HUCA-1303	Meandro oeste	1800–1590 / 150 d.C.–360 d.C.
HUCA-1401	Meandro este	2210–2020 / 260 a.C.–70 a.C.
HUCA-1403	Meandro oeste	1990–1740 / 40 a.C.–210 d.C.
HUCA-1402	Meandro oeste	2790–2450 / 840 a.C.–500 a.C.

el primer milenio a.C. y la primera mitad del primer milenio d.C. Estos resultados no son los esperados. Estas anomalías podrían ser debidas a la presencia y absorción post-sedimentaria de Uranio reciclado. Pueden darse dificultades en la datación de bivalvos y gasterópodos ya que estos suelen estar presentes en sistemas abiertos, donde la movilidad del Uranio puede modificar la composición de las valvas tras la muerte del individuo, especialmente durante la diagénesis temprana (Hillaire-Marcel, 2009; y Van Calstensen y Thomas, 2006; en Salas Colca, 2020).

Este aporte de Uranio reciclado disponible en el medio altera y aumenta la proporción de Uranio en las muestras, por lo que obtenemos edades rejuvenecidas que no son fiables. En estos casos, es necesario el uso de varios métodos de datación para comprobar si los resultados son congruentes con lo esperado y los errores son asumibles; o si, por el contrario, debe desecharse este método para datar este tipo de ambientes.

4.2. Resultados cronológicos de la datación radiocarbónica-AMS

Si comparamos los resultados analíticos obtenidos (Tabla 2) con la posición estratigráfica de las muestras (Fig. 2), podemos observar que las series temporalmente más homogéneas se encuentran en la facies superior, de génesis tempestítica, con edades calendario entre 250 a.C. y 140 d.C.

Respecto a los perfiles de estudio de cada uno de los nuevos meandros erosivos, las mues-

tras obtenidas en el sector más occidental, en la misma punta de la barrera de La Cascajera, ofrecen los resultados más contradictorios. Las muestras estratigráficamente inferiores resultan más jóvenes que las superiores. La única explicación razonable es el reciclaje de conchas antiguas procedentes de afloramientos sumergidos, que son retrabajadas por eventos de alta energía y colocadas en niveles superiores, a modo de “estratigrafía invertida”. Estas edades antiguas pueden llegar hasta 1.910 años a.C.

Estos resultados también plantean dudas sobre la fiabilidad de las dataciones en muestras de conchas representativas en estos tipos de sedimentos energéticos, lo que nos hace replantearnos la correcta correlación entre las facies estudiadas en La Cascajera y los resultados cronológicos por AMS. El conjunto de muestras con resultados más fiables corresponde a la facies superior de tempestitas, en los perfiles de los tres meandros estudiados. Así pues, sólo en estas muestras se ha realizado un calibrado Marine13, OxCal v4.2.4 (2σ) y su modelización bayesiana (Tabla 3 y Fig. 3).

5. Discusión

5.1. Dataciones en registros de tempestitas: calibración y modelado

La modelización de este conjunto de muestras (2σ), nos ofrece como resultado una elevada correlación temporal (Fig. 3), apuntando a que esta facies superior es el resultado de

Tabla 2: Análisis de muestras de ^{14}C -AMS con edades calibradas (1σ) y calendario en los perfiles geológicos de La Cascajera (Isla Saltés). * $\Delta R = -108 \pm 31$ años ^{14}C (Martins y Soares, 2013).

Table 2: Analysis of ^{14}C -AMS samples with calibrated (1σ) and calendar ages in the geological profiles of La Cascajera (Saltés Island). * $\Delta R = -108 \pm 31$ años ^{14}C (Martins and Soares, 2013).

Código de Muestra	Código de Laboratorio	Localización Meandro	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$	Edad ^{14}C (Años BP)	Años calibrados BP Marine13 (1σ)* Años a.C./d.C.
HUCA-1301	CNA-2817	Este-Flanco Sur	-0,33	2263 \pm 31	2060-1930 110 a.C.-20 d.C.
HUCA-1302	CNA-2818	Oeste- Occidental	4,83	3415 \pm 32	3460-3350 1510 a.C.-1400 a.C.
HUCA-1303	CNA-2819	Oeste- Occidental	7,45	2189 \pm 31	1970-1860 20 a.C.-90 d.C.
HUCA-1401	CNA-2820	Este-Flanco Norte	7,82	2210 \pm 32	1990-1870 40 a.C.-80 d.C.
HUCA-1403	CNA-2821	Oeste- Oriental	2,07	2366 \pm 33	2200-2050 250 a.C.-100 a.C.
HUCA-1304	CNA-2505	Oeste- Oriental	1,29	2100 \pm 35	1870-1740 80 a.C.-210 d.C.
HUCA-1404	CNA-2822	Oeste- Occidental	5,06	3732 \pm 33	3860-3720 1910 a.C.-1770 a.C.
HUCA-1405	CNA-2823	Medio	2,58	2172 \pm 32	1940-1830 10 d.C.-120 d.C.
HUCA-1406	CNA-2824	Medio	4,26	2150 \pm 33	1920-1810 30 d.C.-140 d.C.
HUCA-1407	CNA-2825	Medio	4,13	2170 \pm 32	1940-1830 10 d.C.-120 d.C.

Tabla 3: Dataciones ^{14}C -AMS y fechas calendario de muestras de conchas marinas (*Glycymeris*) recolectadas en las facies tempestíticas de La Cascajera. * Calibración utilizando la curva MARINE13 (Reimer et al.; 2013), el programa OxCal v4.2.4 (Bronk Ramsey, 2001) y $\Delta R = -108 \pm 31$ años ^{14}C (Martins y Soares, 2013).

Table 3: ^{14}C -AMS dating and calendar dates for seashell samples (*Glycymeris*) collected in the tempestitic facies of La Cascajera. * Calibrations done using the MARINE13 calibration curve (Reimer et al.; 2013), OxCal v4.2.4 (Bronk Ramsey, 2001, 2009), and a $\Delta R = -108 \pm 31$ yr ^{14}C (Martins and Soares, 2013).

Código de Muestra	Código de Laboratorio	Localización de campo	Edad ^{14}C (Años BP)	Edad Calibrada BP(2σ)* sin modelar Años a.C./d.C.	Edad Calibrada BP(2σ)* modelada Años a.C./d.C.
Límite inicio					154 a.C.- 96 d.C.
HUCA-1301	CNA-2817	Meandro este	2263 \pm 31	168 aC-71 d.C.	104 a.C.- 99 d.C.
HUCA-1401	CNA-2820	Meandro este	2210 \pm 32	112 aC-135 d.C.	54 a.C.- 127 d.C.
HUCA-1405	CNA-2823	M. medio	2172 \pm 32	65 a.C.-182 d.C.	65 a.C.- 114 d.C.
HUCA-1406	CNA-2824	M. medio	2150 \pm 33	33 a.C.- 214 d.C.	39 a.C.- 132 d.C.
HUCA-1407	CNA-2825	M. medio	2170 \pm 32	61 a.C.- 186 d.C.	31 a.C.- 151 d.C.
HUCA-1303	CNA-2819	M. oeste	2189 \pm 31	87 a.C.- 153 d.C.	56 a.C.- 131 d.C.
Límite final					29 a.C.- 204 d.C.

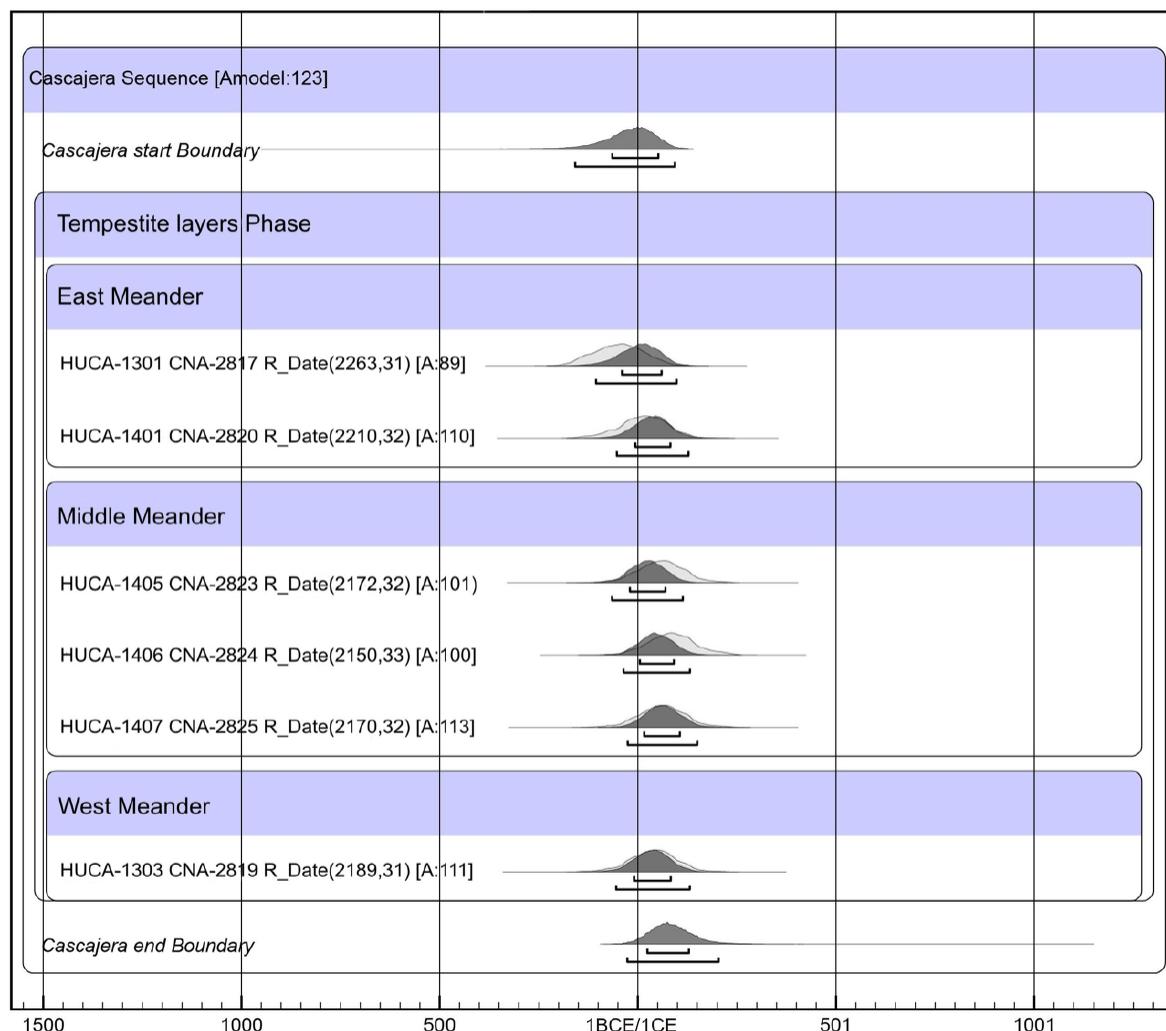


Figura 3: Modelado bayesiano de muestras de conchas de *Glycymeris* (ver Tabla 3) en las facies tempestíticas de La Casajera occidental (Rodríguez-Vidal *et al.*, 2016). OxCal v4.2.3 Bronk Ramsey (2013): r:5 Marine13 marine curve (Reimer *et al.*; 2013).

Figure 3: Bayesian modeling of *Glycymeris* seashell samples (see Table 3) in the western of La Casajera tempestitic facies (Rodríguez-Vidal *et al.*; 2016). OxCal v4.2.3 Bronk Ramsey (2013): r:5 Marine13 marine curve (Reimer *et al.*; 2013).

una acumulación rápida de sedimentos marinos de alta energía, con una cronología que abarcaría desde el año 50 a.C. hasta el 150 d.C. Los resultados de radiocarbono obtenidos para las conchas de la facies infrayacente (facies de chenier) indican una edad inmediatamente anterior a la modelada para las tempestitas, por lo que se habrían formado en un régimen sub-intermareal entre los siglos II-I a.C.; es decir, formarían los bajíos arenosos

de la bocana del estuario de Huelva a comienzos de la época romana, también denominado como “*palus Erebea*”.

5.2. Problemas metodológicos

En los muestreos y análisis de sedimentos recientes se recomienda cada vez más el contraste de los eventos morfosedimentarios de edad

cuaternaria mediante el uso de varios métodos de datación. Como se ha visto anteriormente, los métodos cronológicos aquí utilizados han sido el radiocarbono (AMS) y las series de Uranio (espectrometría alfa) en conchas sub-fósiles de *Glycymeris*. Como complemento a estos métodos isotópicos, también se ha utilizado la cronología tipológica de los restos cerámicos en el nivel más superficial de ocupación romana (Bermejo *et al.*, 2019).

En la tabla siguiente (Tabla 4) figuran las seis muestras fechadas por U/Th, cuya localización se describe en el apartado anterior (Fig. 2), y su comparación con las dataciones calibradas de ^{14}C realizadas sobre las mismas muestras de conchas. Sólo la muestra HUCA-1402 no disponía de material suficiente para ser datada por ambos métodos, por lo que se ha utilizado otra muestra equivalente, (HUCA-1304) para ser datada por AMS.

Los resultados obtenidos de las dataciones, tras las correcciones y calibraciones necesarias en ambos métodos, se muestra en la tabla 4 y Fig. 4. Esta comparación es muy ilus-

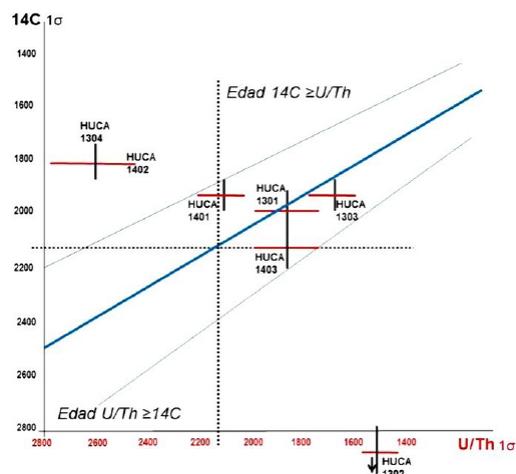


Figura 4: Comparación gráfica de las muestras fechadas por ^{14}C y U/Th (1σ).

Figure 4: Graphical comparison of the samples dated by ^{14}C and U/Th (1σ).

trativa, pues comprobamos que hay un escaso porcentaje de correlación entre las dataciones de radiocarbono y las series de Uranio. Podemos observar en la recta de regresión (azul en la Fig. 4) que, en general, las edades

Tabla 4: Dataciones de series de Uranio en los perfiles geológicos de La Cascajera y su comparación con dataciones de radiocarbono (AMS) en las mismas muestras de conchas (*Glycymeris*).

Table 4: Uranium series dating in La Cascajera geological profiles and their comparison with Radiocarbon dating (AMS) in the same shell samples (*Glycymeris*).

Código de Muestra	Código de Laboratorio	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$	Edad ^{14}C (Años BP)	Años calibrados BP Marine13 (1σ) Años a.C.-d.C.	Edad BP U/Th (1σ) Años a.C.-d.C.
HUCA-1301	CNA-2817	-0,33	2263±31	2063-1930 110 a.C.-20 d.C.	1990-1740 40 a.C.-210 d.C.
HUCA-1302	CNA-2818	4,83	3415±32	3460-3350 1510 a.C.-1400 d.C.	1580-1440 370 d.C.-510 d.C.
HUCA-1303	CNA-2819	7,45	2189±31	1970-1860 20 a.C.-90 d.C.	1800-1590 150 d.C.-360 d.C.
HUCA-1401	CNA-2820	7,82	2210±32	1990-1870 40 a.C.-80 d.C.	2210-2020 260 a.C.-70 a.C.
HUCA-1403	CNA-2821	2,07	2366±33	2200-2050 250 a.C.-100 d.C.	1990-1740 40 a.C.-210 d.C.
HUCA-1402					2790-2450 840 a.C.-500 a.C.
HUCA-1304	CNA-2505	1,29	2100±35	1870-1740 80 a.C.-210 d.C.	

de ^{14}C son unos 200 años más antiguas que las de U/Th, para las mismas muestras. El rango de error de las cuatro muestras más agrupadas (HUCA-1301/1303/1401/1403) es de 250 años (azul celeste en la Fig. 4); es decir, más de un 20% de error sobre la recta de regresión calculada. La única muestra cuyos resultados de edad son similares es la HUCA-1301. Los errores son inadmisibles para las muestras HUCA-1304/1402 (base columna C en Fig. 2) y HUCA-1302 (base columna A en Fig. 2). La muestra HUCA-1302 presenta una edad rejuvenecida respecto al grupo debido probablemente a la absorción de Uranio en disolución desde las aguas del estuario. En cuanto a las muestras HUCA-1304/1402, la gran disparidad entre las edades obtenidas por ^{14}C y por U/Th, unido a que debieron tomarse dos valvas distintas (cada una con su propia historia tafonómica), arrojan unos resultados que no concuerdan con los criterios científicos aportados por este estudio, dejando una puerta abierta a futuras interpretaciones.

Atendiendo a la información que proporciona la comparación, y desde un punto de vista metodológico, cabe resaltar que la contaminación post-sedimentaria de elementos datables en un sistema abierto, favorece el rejuvenecimiento de la muestra. De esta forma, la edad U/Th de una muestra se hace más joven cuando post-deposicionalmente siguen entrando en el sistema isótopos de ^{234}U y, aún más joven, cuando además entra ^{238}U . La determinación de los isótopos y su proporción continúa en estudio.

6. Conclusiones

La comparación llevada a cabo entre ambas metodologías de datación ha resultado de gran utilidad en la determinación cronológica de los sedimentos tempestíticos de la barrera arenosa de La Casajera, en el estuario de Huelva. Del mismo modo, dicho contraste metodológico establece una base de referencia en cuanto al análisis y datación de muestras de conchas recientes en otros medios estuarinos contaminados. El contraste de los

resultados de ambas técnicas ha permitido observar grandes desfases temporales en las series de Uranio. La contaminación post-sedimentaria en estos sistemas abiertos ha favorecido el rejuvenecimiento de la edad de la muestra por el continuo aporte al sistema de ^{234}U y ^{238}U . Esto pone de manifiesto 1) lo inapropiado del método U/Th en sedimentos estuarinos recientes y, sobre todo, altamente contaminados; no debiendo utilizarse este método de forma exclusiva. 2) El método de radiocarbono parece ser más preciso y adecuado, aplicándose a los resultados convencionales las pertinentes calibraciones marinas regionales (ΔR), siendo aconsejable su modelización Bayesiana (OxCal). 3) El muestreo para ^{14}C debe ser múltiple y dispuesto estratigráficamente en cada uno de los perfiles. 4) Hay que tener muy en cuenta la posibilidad de que alguna muestra pueda provenir de depósitos más antiguos. En medios marinos litorales, las conchas datables, a pesar de su aparente aspecto de "frescura", pueden ser frecuentemente recicladas. Sólo cuando tenemos la certeza de una movilización en vida o *peri-mortem*, es cuando las edades resultan fiables.

Agradecimientos

Nuestro agradecimiento a CEIMAR-Campus de Excelencia Internacional de Huelva y al CIPHCHN-Centro de Investigación en Patrimonio Histórico, Cultural y Natural de la Universidad de Huelva por su apoyo e infraestructura. Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad de España [Proyecto I + D MICINN-FEDER CGL2010-15810 / BTE]; la Unión Europea [Proyecto UE-Excelencia de la Junta de Andalucía SEJ-4770]; y el apoyo de cuatro Grupos de Investigación de la Junta de Andalucía [RNM-238, RNM-293 RNM-349 y HUM-132] de la Universidad de Huelva. Agradecemos también la colaboración en el tratamiento y obtención de las dataciones, tanto en laboratorio, como en su posterior análisis, al Dr. Antonio Monge Soares y la Dra. Arancha Martínez Aguirre. Los trabajos de campo se realizaron gracias a la

asistencia del Paraje Natural de las Marismas del Odiel. También a los revisores de esta revista, por sus comentarios y sugerencias para la mejora de este trabajo.

Bibliografía

- Bermejo, J.; Gómez, P.; González-Regalado, M.L.; Ruiz, F.; Campos, J.M.; Rodríguez-Vidal, J.; Cáceres, L.M.; Clemente, M.J.; Toscano, A.; Abad, M.; Izquierdo, T.; Prudencio, M.I.; Dias, M.I.; Marques, R.; Tosquella, J.; Carretero, M.I.; Monge, G. (2019). A new roman fish-salting workshop in the Saltés Island (Tinto-Odiel Estuary, SW Spain): La Cascajera and its archaeological and geological context. *Cuaternario y Geomorfología*, 33 (3-4): 13-26.
- Bischoff, J. y Fitzpatrick, J. (1991). U-series dating of impure carbonates: an isochron technique using total-sample dissolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 543-554. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90011-S](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90011-S)
- Borrego, J.; Ruiz, F.; Gonzalez-Regalado, M.L.; Pendon, J.G.; Morales, J.A. (1999). The Holocene transgression into the estuarine central basin of the Odiel River mouth (Cadiz gulf, SW Spain): lithology and faunal assemblages. *Quat. Sci. Rev.* 18: 769-788. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00085-1)
- Bronk Ramsey, C. (2001). Development of the radiocarbon calibration program OxCal. *Radiocarbon*. 43 (2A): 355-363. <https://doi.org/10.1017/S0033822200038212>
- Bronk Ramsey, C. (2013). *Radiocarbon Calibration and Timescales*. Austria: N. p.; 2013. Web.
- Cáceres, L.M.; Gómez, P.; González-Regalado, M.L.; Clemente, M.J.; Rodríguez-Vidal, J.; Toscano, A.; Monge, G.; Abad, M.; Izquierdo, T.; Monge-Soares, A.M.; Ruiz, F.; Campos, J.; Bermejo, J.; Martínez-Aguirre, A.; Lopez, G.I. (2018). Modelling the mid-late Holocene evolution of the Huelva Estuary and its human colonization, South-Western Spain. *Marine Geology*, 406: 12-26. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.08.008>
- Dabrio, C.J.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Sierro, F.J.; Borja, F.; Lario, J.; González, J.A.; Flores, J.A. (2000). Depositional history of estuarine infill during the Late Pleistocene- Holocene postglacial transgression. *Marine Geology*, 162: 381-404. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00069-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00069-9)
- Delgado, J.; Boski, T.; Nieto, J.M.; Pereira, L.; Moura, D.; Gomes, A.; Sousa, C.; García-Tenorio, R. (2012). Sea-level rise and anthropogenic activities recorded in the late Pleistocene/Holocene sedimentary infill of the Guadiana Estuary (SW Iberia). *Quaternary Science Reviews*, 33: 121-141. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.12.002>
- Guerrero, J.L.; Gutiérrez, I.; Hierro, A.; Pérez, S.M.; Olías, M.; Bolívar, J.P. (2021). Seasonal evolution of natural radionuclides in two rivers affected by acid mine drainage and phosphogypsum pollution. *Catena*, 197: 104978. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104978>
- Gómez, P.; Rodríguez-Vidal, J.; González-Regalado, M.L.; Cáceres, L.M.; Toscano, A.; Clemente, M.J.; Redondo, A.; Ruiz, F.; Abad, M.; Izquierdo, T. (2016). Modelo de emersión de barreras estuarinas por secuencias tempestíficas en la desembocadura de los ríos Tinto y Odiel (Huelva). *Geo-Temas* 16(2): 379-382.
- Gómez, P.; Rodríguez-Vidal, J.; González-Regalado, M.L.; Clemente, M.J.; Cáceres, L.M.; Toscano, A.; Abad, M.; Izquierdo, T.; Ruiz, F. (2017). Caracterización sedimentaria de facies tempestíficas en barreras arenosas del estuario de Huelva (SO España). *Libro de resúmenes de la IX Reunión del Cuaternario Ibérico*, 155-156pp.; Faro, Portugal.
- Hierro, A.; Martín, J.E.; Olías, M.; Vaca, F.; Bolivar, J.P. (2013). Uranium behaviour in an estuary polluted by mining and industrial effluents: the Ría de Huelva (SW of Spain). *Water Research*, 47(16): 6269-6279. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2013.07.044>
- Hillaire-Marcel, C. (2009). The U-series dating of (biogenic) carbonates. *IOP Conference Series Earth and Environmental Science* 5(1):012008. <https://doi.org/10.1088/1755-1307/5/1/012008>
- Ikeya, M. (1993). *New Applications of Electron Spin Resonance: Dating, Dosimetry and Microscopy*. World Scientific Publishing Company. <https://doi.org/10.1142/1854>
- Kaufman, A. (1993). An evaluation of several methods for determining $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ages of impure carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 2303-2317. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90571-D](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90571-D)
- Martins, J.M.M. y Soares, A.M.M. (2013). Marine radiocarbon reservoir effect in Southern Atlantic Iberian coast. *Radiocarbon*, 55(2-3): 1123-1134. <https://doi.org/10.1017/S0033822200048037>

- Reimer, P.J.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J.W.; Blakwell, P.G.; Bronk Ramsey, C.; Grootes, P.M.; Guilderson, T.P.; Hafliðason, H.; Hajdas, I.; Hatte, C.; Heaton, T.J.; Hoffmann, D.L.; Hogg, A.G.; Hughen, K.A.; Kaiser, K.F.; Kromer, B.; Manning, S.W.; Niu, M.; Reimer, R.W.; Richards, D.A.; Scott, E.M.; Southon, J.R.; Staff, R.A.; Turney, C.S.M.; van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55: 1869-1887. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947
- Rodríguez-Vidal, J.; Abad, M.; Cáceres, L.M.; González-Regalado, M.L.; Clemente, M.J.; Gómez, P.; Toscano, A.; Izquierdo, T.; Ruiz, F.; Soares, A.M.M. (2015). Registro de tempestitas en llanura de cheniers durante los siglos I a.C./d.C. (estuario de Huelva). *Geo-temas* 15: 77-80.
- Rodríguez-Vidal, J.; Cáceres, L.M.; González-Regalado, M.L.; Clemente, M.J.; Gómez, P.; Toscano, A.; Monge, G.; Abad, M.; Izquierdo, T.; Monge Soares, A.M.; Ruiz, F. (2016). Estudio geológico de la Barrera Litoral de La Cascajera; implicaciones en la ocupación humana del estuario. En: *El patrimonio histórico y cultural en el Paraje Natural Marismas del Odiel: un enfoque diacrónico y transdisciplinar* / J.M. Campos Carrasco (Dir.), 89-106.
- Ruiz, F.; González-Regalado M.L.; Borrego, J. (1994). Ostrácodos y contaminación: el estuario del río Odiel (Huelva, SO España). *Coloquios de Paleontología*, 46:173-189.
- Salas Colca, A.C. (2020). Aplicaciones de la datación por series de uranio en paleontología de invertebrados. En: *Aplicaciones de la datación por series de uranio en paleontología de invertebrados*, Santiago Rafailo, S. (Ed.), 46-51.
- Soares, A.M.M. (2005). *Variabilidade do "Upwelling" Costeiro durante o Holocénico nas Margens Atlânticas Ocidental e Meridional da Península Ibérica*. Unpublished PhD dissertation. Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente, Universidade do Algarve.
- Soares, A.M.M. y Dias, J.M.A. (2006). Coastal upwelling and Radiocarbon evidence for temporal fluctuations in ocean reservoir effect off Portugal during the Holocene. *Radiocarbon*. 48(1): 45-60. <https://doi.org/10.1017/S0033822200035384>
- Soares, A.M.M. (2015). Radiocarbon dating of marine shells from the Gulf of Cádiz: The marine radiocarbon reservoir effect, its variability during the Holocene and palaeoenvironmental inferences. *Cuaternario y Geomorfología*, 29 (1-2): 19-29.
- Stuiver, M.; Braziunas, T.F. (1993). Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon* 35: 137-189. <https://doi.org/10.1017/S0033822200013874>
- Van Calsteren, P. y Thomas, L. (2006). Uranium-series dating applications in natural environmental science. *Earth Science Reviews*, 75: 155-175. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.09.001>
- Walker M. (2005). *Quaternary dating methods*. John Wiley & Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester.

Recibido el 4 de mayo de 2021

Aceptado el 12 de junio de 2021

ÍNDICE / INDEX

Prólogos CyG

Ibisate, A.; Elez, J. Renovación del Comité Asesor y Editorial de la revista Cuaternario y Geomorfología por parte de la SEG 3

Artículos de Investigación / Research Papers

Jordá Pardo, J.F.; Molina Salido, J.; Maximiano Castillejo, A.M.; Barcia, C.; Acevedo Pardo, C.; Alonso, M.; Álvarez-Alonso, D.; Díez Fernández-Lomana, C.; Díez-Herrero, A.; Farjas, M.; Garrote, J.; Hernández Orgaz, A.; Hernández Ruiz, M.; Kehl, M.; Romero, A.; Sánchez Moya, Y.; Schramm, T.; Sopeña Ortega, A. Visibilizando lo oculto. Reconstrucción digital y análisis espacial del registro geoarqueológico del Pleistoceno superior del LIG del abrigo rocoso de Jarama VI en el cañón del Jarama (Valdesotos, Guadalajara, España) 5

Aranbarri, J.; Sancho, C.; Arenas, C.; Bartolomé, M.; Leunda, M.; Rico, M.T.; González-Sampérez, P. Reconstrucción de la vegetación asociada al depósito tobáceo fluvial Holoceno del Nogal de El Batán, Las Parras del Martín, Cordillera Ibérica 39

Álvarez-Vázquez, M.A.; De Uña-Álvarez, E. An exploratory study to test sediments trapped by potholes in Bedrock Rivers as environmental indicators (NW Iberian Massif) 59

Pérez-Alberti, A. El patrimonio glaciar y periglacial del Geoparque Mundial UNESCO Montañas do Courel (Galicia) 79

Montes, L.; Domingo, R.; Sampietro Vattuone, M.M.; Medialdea, A.; Peña Monné, J.L. El yacimiento musteriense de Roca San Miguel (Arén, Prepirineo de Huesca) 99

Cáceres, L.M.; Ruiz, F.; Rodríguez Vidal, J.; Campos, J.M.; Fernández, L.; González-Regalado, M.L.; Arroyo, M.; Gómez, P.; Toscano, A. Plata y bismuto como trazadores de la contaminación histórica en el estuario de los ríos Tinto y Odiel (S.O. de España) 119

Rosas, A.; García-Tabernero, A.; Morales, J.I.; Rodríguez Berriguete, A.; Fero Meñe, M.; Esono Mba, F.; Sánchez del Moral, S. Inicio del poblamiento prehistórico en la isla de Bioko (Guinea Ecuatorial) 129

Cearreta, A.; Machain-Castillo, M.L.; Ruiz-Fernández, A.C.; Sánchez-Cabeza, J.A.; Serrato-De la Peña, J.L.; Flores-Verdugo, F.; Pérez-Bernal, L.H. Características geoquímicas y micropaleontológicas de las marismas en el Estero de Urías, Golfo de California, México 147

Gómez, P.; Toscano, A.; Rodríguez-Vidal, J.; Cáceres, L.M.; González-Regalado, M.L.; Abad, M.; Izquierdo, T.; Ruiz, F.; Monge, G.; Campos, J.M.; Bermejo, J. Comparativa de dataciones radiométricas en muestras de conchas marinas tardi-holocenas: El ejemplo de las tempestitas del estuario de Huelva 165

