CUATERNARIO y GEOMORFOLOGÍA
SPANISH JOURNAL OF QUATERNARY & GEOMORPHOLOGY

Vol. 35, Nos. 3-4
Diciembre/December, 2021
ISSN: 0214-1744
ISSNe: 2695-8589

ÍNDICE / INDEX

Prólogos CyG

Pérez López, R.; Silva, P.G.; Giner Robles J.L.; Rodríguez Pascua, M.A. Desde la erupción volcánica de La Palma 3

Antonio Rosas y Pablo G. Silva. Emiliano Aguirre Enríquez (1925-2021): figura imprescindible de las ciencias del Cuaternario en España 7

Artículos de Investigación / Research Papers

Bartolomé, M.; Benito, G.; Luetscher, M.; Badules-Iglesias, J.; Pérez-Villar, G.; Edwards, R.L.; Moreno A. The potential of Ojo de Valjunquera cave (NE of Iberia) sediments for paleoflood reconstructions 11

Estévez-Cruz, E.; Cueto-Gil, C.J.; Díaz-Guanche, C.; Ramírez-Hernández, R.; Ordaz-Hernández, A. Estudio del Frente montañoso de la zona de Falla Pinar, Cuba occidental, y su relación con la tectónica reciente 29

Gómez-Lende, M.; Serrano, E. Cave mountain permafrost environments in the Picos de Europa and their implications 55

Monge, G.; Carretero, M.I.; Pozo, M.; Barroso, C.; Ruiz, F.; González-Regalado, M.L. Observaciones micromorfológicas en el yacimiento de la Cueva del Ángel (Lucena, Córdoba): resultados preliminares 77

Borja, C.; Caro, J.A.; Álvarez, G.; Díaz de Olmo, F.; Recio, J.M.; Martínez, A.; Gavilán, B.; Pajuelo, A.; Garrido, J.M. El Neolítico antiguo en Sierra Morena. Análisis geoarqueológico de un depósito de ocupación en la cueva del Ocho (Cazalla de la Sierra, Sevilla, SO de España) 87

Silva, P.G.; Bardají, T.; Baena-Preysler, J.; Giner-Robles, J.L.; Van der Made, J.; Zazo, C.; Rosas, A.; Lario, J. Tabla cronoestratigráfica del Cuaternario de la península ibérica (v 3.0): Nuevos datos estratigráficos, paleontológicos y arqueológicos 121

García-Vadillo, F.J.; Duval, M.; Canals-Salomó, A.; Rodríguez-Álvarez, X.P.; Garcia-Garriga, J.; Carbonell-Roura, E. Contexto crono-estratigráfico y cultural del conjunto lítico de Base Menacho (cuenca del río Guadiana, Badajoz, España): primeros resultados 147

Peña Pérez, S.A. Rasgos morfométricos de los canchales y sus áreas fuente de la vertiente occidental del macizo de Las Ubiñas (cordillera Cantábrica, León) 175

FECYT-088/2021
Fecha de certificación: 14 de mayo de 2012 (3ª convocatoria)
Válido hasta: 30 de julio de 2022

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.

Desde la erupción volcánica de La Palma

From the volcanic eruption in La Palma

Pérez López, R. (IGME-CSIC)
Silva, P.G. (USAL)
Giner Robles, J.L. (UAM)
Rodríguez Pascua, M.A. (IGME-CSIC)

Es en esta erupción urbana donde iniciativas como la Unidad de Respuesta Geológica de Emergencia (URGE) del Instituto Geológico y Minero de España-CSIC, cobran relevancia por su trabajo de integración de la ciencia en la gestión de la emergencia.

Hoy, 15 de diciembre de 2021, hace ya 87 días desde que el pasado 19 de septiembre, un volcán monogenético nació encima de Montaña Rajada, en la zona conocida como Cabeza de Vaca, afectando principalmente a las localidades de Todoque, La Laguna, y el Paraíso, al oeste de la isla de La Palma. Hoy también es el día donde los marcadores de erupción volcánica (sismicidad, emisión de lava, actividad de cenizas, emisión de gas y deformación del terreno), parecen indicar que estamos ante el principio del fin. Pero para ello hay que esperar las próximas horas o días para cerciorarnos de que no cambie su dinámica sísmica, la emisión de lavas o cualquier otro marcador volcánico que pueda indicar una potencial reactivación.

Después de 50 años de la erupción del Teneguía en la isla, nos pillaba por sorpresa un ascenso rápido de magma desde los 11 km de profundidad en solo 8 días, de un magma muy enriquecido en gas, y que provocó una erupción estromboliana con una columna de ceniza de hasta 6 km de altura y fuerte emisión de piroclastos asociado a un crecimiento de un cono de escoria de forma vertiginosa. Sin embargo, este volcán también evolucionó hacia etapas más efusivas con emisiones de lavas de tipo malpaís (*AA*) y más fluidas (*Pahoehoe*), que corrían por la vertiente oeste del recién nacido cono volcánico hacia el mar. Estas coladas basálticas tardaron casi siete días en alcanzar la costa oeste formando un delta lávico, conocido localmente como “fajana” o “isla baja”. Los que allí nos encontrábamos en esas fechas no sospechábamos aun el tiempo que tardaría este volcán en dar signos de su extinción y, aunque las elucubraciones sobre erupciones históricas se utilizaban para estimar una duración entre 20 y 80 días, entendíamos que nos encontrábamos ante una erupción

mucho más compleja, donde varios pulsos de recarga profunda de magma, emisión estromboliana en varios centros de emisión con chorros (jets) de gas y piroclastos de hasta 300 metros de altura, indicaban un grado de explosividad muy alto y un elevado volumen de magma implicado.

Actualmente, esta erupción ha construido un cono de escoria de más de 700 m de diámetro, de 200 m de altura, y con una emisión de lavas que cubre 1200 ha aproximadas de extensión. El volumen emitido de lavas, cenizas y piroclastos se estima de forma preliminar entre 3 y 6 km^3, a falta de estudios más profundos que llegarán en el próximo año. En total se han contabilizado y cartografiado 33 centros de emisión diferentes, han llegado a funcionar 6 jets estrombolianos a la vez, y con emisión de bombas de trayectoria balística de tamaño métrico hasta 1,5 km de distancia del foco emisor.

Figura 1. 19 de septiembre 2021, nace un volcán.
Figure 1. 19th September 2021, a volcano is born.

Sin embargo, a diferencia de otras erupciones volcánicas recientes en lugares tan conocidos como Islandia o Italia, esta ha sido una ***erupción volcánica de tipo urbano***, entendiendo esto último como que las coladas de lava han destruido y sepultado entornos urbanizados con una densidad de población significativa. Es un volcán que ha nacido a las faldas de una sociedad olvidadiza que había construido un paraíso de paisaje, descanso y verdor a su alrededor, un negocio de plataneras y que se ha enfrentado al horror de una destrucción lenta pero inexorable. Sin duda alguna, esta destrucción ha afectado a la población de La Palma que con su dolor y con su firmeza, contemplaron toda esta devastación ante la solidaridad del resto de España y la Unión Europea. Es en esta erupción urbana donde iniciativas como la ***Unidad de Respuesta Geológica de Emergencia (URGE)*** del Instituto Geológico y Minero de España-CSIC, cobran relevancia por su trabajo de integración de la ciencia en la gestión de la emergencia. Es ahora cuando la Geología, y sobre todo la Geología del Cuaternario, se vuelve indispensable para con-

Figura 2. La primera colada del volcán de septiembre y estudio nocturno conjunto con la UME.
Figure 2. The first volcanic lava flow of September and night study in collaboration with the UME.

Figura 3. Episodio estromboliano y freatomagmático.

Figure 3. Strombolian and phreatomagmatic episode.

Figura 4. Equipo de trabajo URGE al pie del volcán en emisión de cenizas.

Figure 4. URGE work team at the base of the volcano during ash emission.

tribuir en la gestión de la emergencia ante catástrofes naturales y a la mitigación del daño. Cuando el día 11 de septiembre se detectaron los primeros sismos en La Palma, y el día 15 del mismo mes convergen el rápido ascenso de la sismicidad con las deformaciones superficiales en la isla de hasta 8 cm (medida GPS), se configura un grupo de crisis en el IGME, y se activa la URGE, la cual se pone en contacto con el Instituto Geográfico Nacional (IGN) y con la Unidad Militar de Emergencias (UME), para coordinar acciones ante la inminencia de una erupción volcánica que no tenía marcha atrás. El día 18 de septiembre se avisaron a todas las autoridades de que la inminencia de la erupción era inferior a 24 horas y 18 horas más tarde el volcán entró en erupción. Otro de los grandes éxitos de la Geología en la gestión de la emergencia fue el "dónde" se iba a producir la erupción. Trabajos previos de *Rodríguez-Pascua et al. (2016)* sobre el estado de la deformación en la isla de La Palma permitieron delimitar la zona más probable de erupción, en relación a la zona donde se había calculado el campo de esfuerzos extensional con la dirección estructural NW-SE descrita por múltiples autores, y que hizo de conductor del dique responsable de la erupción fisural en la isla. Todo ello fue un éxito de la Geología que permitió una evacuación rápida de la población afectada sin ningún incidente, una rápida coordinación de las autoridades y la puesta en marcha de un protocolo de seguridad para los intervinientes, que a día de hoy ha evitado la afección por gases tóxicos o accidentes en zonas de erupción volcánica.

Un éxito más de la Geología de Emergencias ha sido también el trabajo conjunto con la UME en el estudio de las zonas de exclusión por presencia de gases tóxicos, donde tácticas de guerra química se han utilizado para estudiar las nubes de SO_2, CO y HCl que se han detectado, así como la

presencia de partículas en la atmósfera. También el uso de drones para la cartografía y estudio de nuevos centros de emisión ha resultado ser una nueva herramienta indispensable en la Geología de Emergencias, trabajando de forma conjunta con el Grupo de Emergencias y Salvamento del Gobierno Canario (GES), y el Cuerpo Nacional de Policía (CNP). La cartografía con drones mediante el uso de cámaras térmicas de tipo radiométrico ha resultado ser todo un éxito de la Geología moderna proporcionando mapas a tiempo real del progreso de la erupción. Esta nueva cartografía digital ha sido fundamental en la gestión de la emergencia, así como nos han proporcionado imágenes espectaculares que quedarán en la historia de este volcán aún sin nombre, y que servirán como testigos de lo que fue y evidencias de lo que volverá a ocurrir en un futuro.

Ahora vendrá el tiempo de la ciencia y de la recuperación. Si efectivamente se confirma el apagado paulatino del volcán, con quizás algún que otro estertor, la ciencia brindará nuevos datos, nuevos modelos, nuevas ideas que no solo servirán para la evolución de la Geología. Todos los datos recopilados en esta ocasión también serán indispensables en la recuperación de la zona, en la comprensión del nuevo paisaje que se ha generado donde deberá de nuevo florecer la sociedad palmera, curtida de nuevo en erupciones vivas. Y como no podía ser de otra manera, la Geología del Cuaternario será la protagonista indiscutible de esta nueva etapa, poniéndose una vez más al servicio de la sociedad, antes, durante y después de la emergencia durante una erupción volcánica.

En La Palma, a 15 de diciembre del año 2021

Referencias:

Rodríguez-Pascua, M.A., Sánchez, N., Perucha, M.A., Galindo, I., Pérez López, R., Romero, C. 2018. Caracterización espacial de la deformación frágil de en la isla de La Palma (Islas Canarias, España). (C. Canora, F. Martín, E. Masana, R. Pérez y M. Ortuño, Eds.), pp. 95-98. Tercera reunión ibérica sobre fallas activas y paleosismología, Alicante (España).

Emiliano Aguirre Enríquez (1925-2021): figura imprescindible de las ciencias del Cuaternario en España

Emiliano Aguirre Enríquez (1925-2021): leading figure of the Quaternary sciences in Spain

Antonio Rosas (MNCN-CSIC)
y Pablo G. Silva (USAL)

Emiliano Aguirre, impulsor de los estudios de Cuaternario en España y promotor de AEQUA, murió el pasado mes de octubre de 2021.

El 11 de octubre de 2021 falleció en Madrid, a la edad de 96 años, tras una larga y fecunda vida, el Dr. Emiliano Aguirre Enríquez, el gran impulsor de los estudios de paleontología humana y de geología del Cuaternario en España. Científico inagotable y entrañable forjador de vocaciones, en su prolífica carrera, Emiliano destacó como un sólido impulsor del estudio de la paleontología y geología del Cuaternario en España, dejando tras de sí un fecundo linaje de investigadores (Figura 1). Dirigió más de 30 tesis doctorales en campos relacionados con la Paleontología de Vertebrados, Paleoecología del Neógeno y Cuaternario, Micropaleontología, Antropología y Paleoecología Humana, Patrimonio Paleontológico y, como no sobre la Geología y Geomorfología del Cuaternario en la Península Ibérica. A todos sus discípulos les inculcó una apasionante inquietud investigadora, que ha llevado a la paleontología española, y especialmente a la paleontología humana, a cotas de elevado prestigio y reconocimiento internacional. Así es, entre muchos otros méritos, Emiliano conocido como el *"padre de Atapuerca"*, concibió la investigación de los diferentes rellenos kársticos de este sistema de yacimientos, contribuyendo a situar a nuestro país en el mapa del estudio de la evolución humana.

Por otro lado, el Cuaternario Hispano le debe un sentido homenaje al Dr. Emiliano Aguirre, él fue de los primeros investigadores españoles en colaborar de forma activa dentro de la estructura de la *"International Union for Quaternary Research"* (INQUA). Desde la década de los sesenta entró a formar parte de la Comisión para el establecimiento del Límite Neógeno-Cuaternario de INQUA, y junto con Pasini redactó el artículo sobre la sección tipo de Vrica publicado en Episodes en el año 1985, actualmente GSSP del Calabriense. Nucleó los estudios sobre geología, estratigrafía y paleontología del Cuaternario en España siendo el promotor de la creación del *"Grupo de Trabajo Español para el Estudio del Cuaternario"* (GTEPQ) en 1972, que a la postre sería la semilla de la actual AEQUA, que comenzó a andar como tal en junio del año 1985. Es, con todos los reconocimientos, Miembro Honorífico de nuestra Asociación y primer galardonado con la distinción del "Arquero de Oro" que se le concedió en un acto homenaje celebrado en la Fundación Dinópolis (Teruel) en noviembre de 2009.

Figura 1. Emiliano Aguirre junto con mucha de su descendencia científica en el Acto Homenaje "El linaje de Emiliano Aguirre" celebrado en Dinópolis (Teruel). Imagen procedente de Silva *et al*. (2009). *Cuaternario y Geomorfología*, 24 (1-2): 3-6.

Figure 1. Emiliano Aguirre together with many of his scientific descendants in the Homage Act "The lineage of Emiliano Aguirre" celebrated in Dinópolis (Teruel). Image from Silva et al*. (2009).* Cuaternario y Geomorfología*, 24 (1-2): 3-6.*

Entre otros muchos méritos, Emiliano Aguirre es valedor del prestigioso Premio Príncipe de Asturias a la Investigación Científica y Tecnológica 1997 por su labor en las excavaciones del Yacimiento de Atapuerca (Burgos). En diciembre de 1999 fue galardonado con la Medalla de Oro al Mérito en el Trabajo, y posteriormente la Medalla García-Cabrerizo a la Innovación en Ciencia y Tecnología, el Premio de Castilla y León en Ciencias Sociales y Humanidades y desde el año 2000 es Miembro Numerario de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de España. Entre otros reconocimientos es Doctor *"honoris causa"* por las universidades de La Coruña (2000) y de Burgos (2007), primer galardonado con la distinción *"Arquero de Oro"* AEQUA (2009), *"Premio Evolución"* de la Fundación Atapuerca (2011) y en ese mismo año se inauguró con su nombre una estación de campo en la legendaria garganta de Olvudai (Tanzania).

Emiliano, nació en Ferrol (A Coruña) en el año 1925. Tras diversas vicisitudes durante la Guerra Civil española, su familia se instaló en Madrid, donde cursó sus estudios de secundaria. Al terminar el bachillerato ingresó en la Compañía de Jesús en septiembre de 1942, en la que adquirió una sólida formación en humanidades con una licenciatura en Filosofía por la Universidad Matritense Complutense (1947-1950) y otra en Teología (Granada, 1955-1959). Su licenciatura en Ciencias Naturales la obtuvo en la Universidad Complutense de Madrid en 1955. Posteriormente se doctoró estudiando la morfometría dental de los elefantes fósiles en la Universidad Complutense de Madrid (1966). Fue catedrático de Paleontología en la Universidad de Zaragoza (1978-1982) y en la Universidad Complutense (1982-1984). Posteriormente pasaría a ocupar una plaza de investigador en el Museo

Figura 2. Mandíbula AT-1 recuperada en 1977 en la Sima de los Huesos de la Sierra de Atapuerca. Este espécimen representa mejor que ningún otro el emblema que impulsó el inicio del proyecto Atapuerca. Arriba, vista lateral; abajo vista inferior. Fotografía de Antonio Rosas.

Figure 2. AT-1 mandible recovered in 1977 from the Sima de los Huesos in the Sierra de Atapuerca. This specimen represents better than any other the emblem that prompted the beginning of the Atapuerca project. Above, lateral view; below, bottom view. Photograph by Antonio Rosas.

Nacional de Ciencias Naturales de Madrid (Consejo Superior de Investigaciones Científicas) entre los años 1974-1990, del que fue director entre 1985 y 1986. Se jubiló a los 65 años en 1990, debido a la entrada en vigor de una nueva Ley de Función Pública, que posteriormente fue modificada. Su jubilación forzosa se produjo precisamente cuando los mayores descubrimientos científicos de Atapuerca estaban a punto de llegar. No obstante, permaneció como Profesor de Investigación Emérito en el Museo y continuó formando directamente a investigadores hasta la primera década del siglo XXI.

Aunque Emiliano excavó e investigó en diferentes yacimientos desde los inicios de su carrera científica, sin duda alguna fue su trabajo impulsor en los trabajos de los yacimientos de Atapuerca el que fue más decisivo. Fue el genio que ideó el Proyecto Atapuerca, que dirigió desde sus inicios en 1978 hasta su jubilación (1990). El descubrimiento en 1976 de los por entonces enigmáticos restos humanos en el yacimiento de la Sima de los Huesos (Figura 2) fue el detonante del proyecto, que continúa proporcionando éxitos científicos y patrimoniales en la actualidad. El proyecto Atapuerca funcionó como catalizador de los procesos que han llevado a superar las limitaciones seculares de la paleontología humana en España, por la insistente ausencia de fósiles humanos y el antiguo antagonismo ideológico entre el creacionismo y la interpretación materialista de la evolución humana. En lo tocante a la carencia de fósiles humanos en España, Aguirre puso en marcha con proyecto Atapuerca el mecanismo más espectacular de la ciencia española en las ciencias del Cuaternario y con él los cimientos de un edificio científico y patrimonial de primer orden. Todo ello ha cristalizado en la formación de numerosos investigadores, la profusión de trabajos de investigación y el hallazgo de nuevos yacimientos humanos, entre los que cabe destacar el Yacimiento Neanderthal de la Cueva del Sidrón en Asturias, otro paragón incomparable para la evolución humana en Europa. Sin la figura de Emiliano Aguirre no se puede concebir el auge de los estudios sobre evolución humana y el periodo Cuaternario en nuestro país.

Emiliano, como otros grandes pensadores de la historia, abrazó la fe y la ciencia con igual intensidad. Perteneció a la Compañía de Jesús (1942-1974) y fue profesor y catedrático en diferentes universidades españolas como Granada, Zaragoza y Madrid, e iberoamericanas como Perú y Argentina. Su educación católica no limitó su forma de pensar, y trasladó a sus numerosos discípulos una actitud crítica basada en el examen de las pruebas científicas disponibles. Fiel prueba de ello es su contribución al influyente libro *"La Evolución"* (Crusafont, Meléndez y Aguirre, 1966), un volumen de gran trascendencia para el desarrollo del pensamiento evolutivo en las ciencias naturales españolas.

No se trata aquí de hacer un profundo repaso a su currículo, pero recalcar que ninguna biografía de Emiliano estaría completa sin mencionar su gran calidez personal, una faceta de su carácter que le permitió entablar y mantener estrechas amistades con muchas personas de todo el mundo, tanto dentro como fuera de su ámbito profesional. Los que hemos tenido el placer de trabajar o colaborar con él nos hemos beneficiado de su inagotable energía, conocimientos, ánimo y generosidad académica. Aquí quedan todavía muchos de sus hijos, nietos y biznietos científicos intentando llegar a la inalcanzable meta de ponernos a su altura. Efectivamente, Don Emiliano Aguirre fue uno de los grandes, uno de esos grandes maestros que la ciencia saca muy de vez en cuando a la palestra.

Cuaternario y Geomorfología
ISSN: 0214-1744
ISSNe: 2695-8589

www.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/

The potential of Ojo de Valjunquera cave (NE of Iberia) sediments for paleoflood reconstructions

El potencial de los sedimentos de la cueva del Ojo de Valjunquera (NE de Iberia) para la reconstrucción de paleoinundaciones

Bartolomé, M. [(1)*], Benito, G. [(1)], Luetscher, M. [(2)], Badules-Iglesias, J. [(3)], Pérez-Villar, G. [(3)], Edwards, R.L. [(4)], Moreno A. [(5)]

(1) Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC. C/José Gutiérrez Abascal 2, 28006, Madrid, España. mbart@mncn.csic.es
(2) Swiss Institute for Speleology and Karst Studies (SISKA). Rue de la Serre 68 2301. La Chaux-de-Fonds. Switzerland
(3) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009, Zaragoza, España
(4) Isotope Geochemistry Laboratory, School of Earth and Environmental Sciences, University of Minnesota, John T. Tate Hall, 116 Church Street SE, Minneapolis, MN 55455, USA
(5) Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global, Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC. Avda/ Montañana, 1005, 50059, Zaragoza, España

Abstract

Speleothems and detrital deposits in caves are excellent archives of past flood events but are still poorly exploited. In this study we evaluate, the potential of the Ojo de Valjunquera cave (Zaragoza, NE Spain) for the study of past floods based on geomorphological, topographical, hydrological, and chronological data. The cave comprises two subhorizontal levels. The lower level consists of a main horizontal conduit including six siphons. This level is connected to the upper one by shafts and ramps. That situation, together with the constrictions of the gallery in the lower level, favours the water rise during rainfall events. The upper level is characterized by a larger presence of speleothems and detrital sequences compared to the lower level. Current observations indicate that water can rise by ~9 m in some cave sectors during rainfall episodes >60 mm, although the hydraulic head rise is not homogeneous along the cave, depending on the section's morphology. The stalagmites and detrital sequences hosted in the upper gallery most likely contain evidence of extreme events of rainfall. However, geomorphological and sedimentological evidences also suggest that the cave outlet could have been blocked in the past by sediments, favouring the water rise to high places usually not affected by regular floods. The detrital sequences located in lower positions with respect to the cave entrance show a higher proportion of sandy sediments than those located in the higher sectors related to the water energy during the flood. Stalagmites show clean carbonate alternating with well-defined detrital layers. These detrital layers vary in thickness: the thinner ones are related to small floods, whereas the thicker ones are connected to large floods. Two important

https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.89413
Derechos de reproducción bajo licencia Creative Commons 3.0.
Se permite su inclusión en repositorios sin ánimo de lucro.

historical floods (1709 and 1755 CE) occurred in the area that coincide with distinct detrital layers recorded in the stalagmites. All these observations suggest that Ojo de Valjunquera cave contains an important paleoflood archive based on speleothems and detrital deposits during the Holocene.

Key words: paleoflood; stalagmites; Iberian Range; Moncayo; cave sediments.

Resumen

Los espeleotemas y secuencias detríticas de las cuevas contienen registros detallados de inundaciones del pasado, aunque han sido poco utilizadas para este fin. En este trabajo evaluamos, en base a observaciones geomorfológicas, topográficas, hidrológicas y cronológicas, el potencial e idoneidad de la cueva Ojo de Valjunquera (Zaragoza, NE de España) para el estudio de inundaciones pasadas. La cueva tiene dos niveles pseudo-horizontales. El nivel inferior presenta un río y seis sifones. Este nivel está conectado al superior mediante pozos y rampas. Esa situación, además de las constricciones en la galería inferior, favorecen la subida del agua durante importantes eventos de lluvia. El nivel superior presenta una mayor cantidad de espeleotemas y secuencias detríticas que el nivel inferior. Las observaciones actuales indican que el agua puede subir aproximadamente 9 m en algunos sectores de la cueva durante episodios de precipitaciones acumuladas superiores a 60 mm. Sin embargo, la subida del nivel de agua parece no ser homogénea a lo largo de la cueva, dependiendo de la morfología de las diferentes secciones. De acuerdo a estas observaciones, las estalagmitas y secuencias detríticas registradas en la galería superior se asocian a eventos extremos de lluvia. Por otro lado, las evidencias geomorfológicas y sedimentológicas también sugieren que la salida de la cueva pudo estar bloqueada en el pasado por sedimentos, favoreciendo fácilmente el ascenso del agua durante inundaciones regulares, a zonas altas no inundadas frecuentemente. Las secuencias detríticas ubicadas en posiciones más bajas respecto a la entrada de la cueva muestran un mayor porcentaje de arena que las ubicadas en los sectores más altos, en relación a la energía de las aguas durante la crecida. Las estalagmitas presentan una alternancia de carbonato limpio y capas detríticas bien definidas. Las capas detríticas comprenden capas delgadas y gruesas, que parecen estar en relación con pequeñas y grandes inundaciones respectivamente. Dos importantes inundaciones históricas (1709 y 1755 DC) que ocurrieron en el área, parecen estar registradas en las estalagmitas. Todas estas observaciones hacen del Ojo de Valjunquera una cueva idónea y con alto potencial para la reconstrucción de paleoinundaciones y lluvias extremas a partir de espeleotemas y depósitos detríticos durante el Holoceno.

Palabras clave: paleoinundaciones; estalagmitas; Cordillera Ibérica; Moncayo; sedimentos de cuevas.

1. Introduction

A recent European-wide study has identified the last three decades as one of the most flood-rich periods of the last 500 years in Europe (Blöschl *et al*., 2020). This study shows that while in the past flood-rich periods occurred during cooler episodes, the recent recurrence of floods occurs in conditions of global warming. Perhaps more importantly, it shows the relevance of atmospheric processes that generate floods beyond the prevailing temperature conditions, and the paramount interest of analysing extreme events over extended climatic cycles.

The reconstruction of flood events at a long-term scale can only be achieved by studying the geological paleoflood records (Wilhelm *et al*., 2019). The characterization of past floods events in terms of frequency and intensity can help us to understand the flood variability in space and time and improve predictions for the nearby future. Several studies with that goal point to changes in atmospheric circulation pattern as the main cause controlling the frequency of large floods during the Holocene (Thorndycraft and Benito, 2005; Benito *et al*., 2008, 2015). The most common geological archives to characterize the frequency of past extreme events comprise lake and fluvial

sediments (Arnaud, 2005; Corella *et al*., 2014, 2016; Benito *et al*., 2015). Only recently, detritus trapped in speleothems have been used as natural paleoflood archives (Denniston *et al*., 2015; Denniston and Luetscher, 2017; González-Lemos *et al*., 2015a, 2015b). The number of studies that use speleothems as paleoflood records is limited worldwide, with only three studies located in the Iberian Peninsula (Gázquez *et al*., 2014; González-Lemos *et al*., 2015a, 2015b). Thus, the potential of speleothems, together with cave detrital sequences, as a paleoflood archive, is still unexploited.

Karst systems have a complex response to water input mostly based on thresholds and therefore, do neither show a linear nor gradual response. A singular risk affects touristic caves and/or speleological explorations when an abrupt increase in cave-water levels may cause the loss of human lives. Recently, problems associated with cave flooding have appeared in the news becoming important public concerns. Some examples include the rescue of children trapped in Tham Luang cave (2018; Thailand), or the speleologists that remained several days in a cave in Teruel province (2018; Spain). Understanding the hydraulic response of a cave system is thus of fundamental interest.

During a flood in a cave, the water level may rise by several tens to hundreds of meters with respect to the hydrological base level (e.g Denniston and Luetscher, 2017). Speleothems situated next to a cave stream can record ordinary floods by incorporating detrital sediment layers transported during the flood. In contrast, those located far from these cave passages or in upper cave levels may only record extraordinary floods. When the energy of the stream decreases, a fine sediment layer comprising silts and sands may coat (sometimes visible but not always) the speleothem surfaces (Denniston and Luetscher, 2017; González-Lemos *et al*., 2015a, 2015b). The active precipitation of calcite traps these detrital layers inside the speleothems. The speleothems can then be accurately dated by U disintegration series (^{238}U-^{234}U-^{230}Th), although the incorporation of detrital particles may significantly alter the age precision. Alternatively, and providing the dead carbon fraction is known, radiocarbon techniques can be used to date speleothems with high detrital contamination (e.g. González-Lemos *et al*., 2015b). Speleothems with high growth rates (≥200 μm a^{-1}) subjected to flood recurrences of ≥10 years are among the best natural archives for long-term paleoflood reconstructions (Wilhelm *et al*., 2019).

The aim of this research is to evaluate the potential of the Ojo de Valjuquera cave (OdV cave henceforth) for the reconstruction of paleofloods based on preliminary geomorphological, topographical, hydrological and chronological cave observations. This particular cave is selected since it is located in a region prone to floods with historical damages. Additionally, the instrumental record of precipitation is too short in the area to relate the floods with rainfall amounts. Speleothems and detrital deposits for that cave provide the opportunity to evaluate their suitability as paleoflood archives.

2. Study site

The OdV cave (41° 45 '20.64" N; 1° 37' 57.84" W, ~700 m asl) is located in the transition zone between the highlands of the Iberian Range and the Ebro Basin (Fig. 1A), next to the Moncayo Natural Park whose maximum elevation is the Moncayo peak (2314 m a.s.l). The position and the high elevation of Moncayo with respect to the surrounding arid/semi-arid lowlands, provides local/regional climate particularities. The Moncayo Massif, ~16 km long and NW-SE orientation (Fig. 1A), represents an orographic barrier to Atlantic fronts during winter and spring, that favours the formation of storms. The climate of the area is characterized by warm and dry summers and cold and dry winters. The mean annual temperature is ~11.4 °C, while the maximum and minimum monthly mean temperatures vary between ~20.5°C (July) and ~3.6 °C

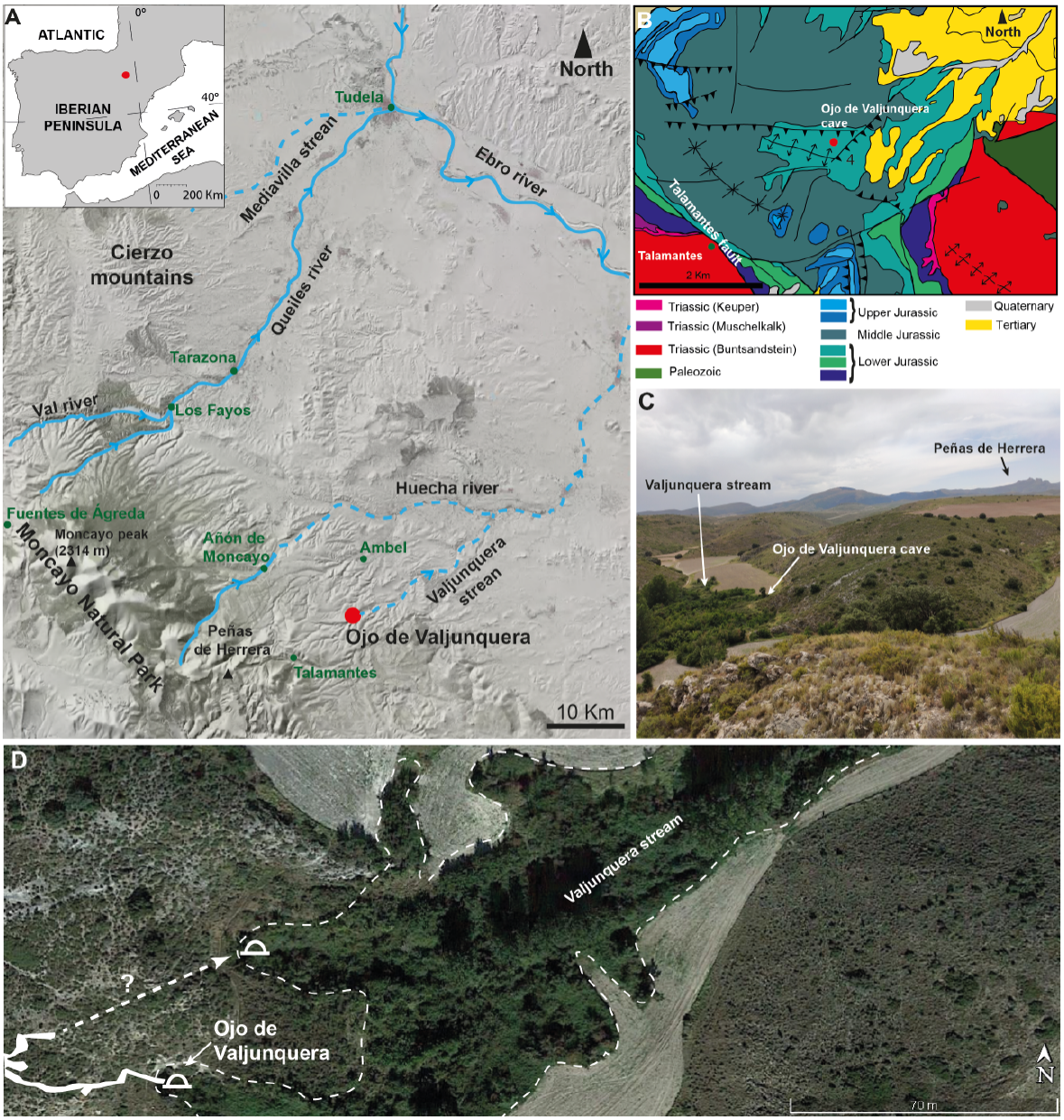

Figure 1. (A) Location of Ojo de Valjunquera cave and the main rivers. Continuous blue lines indicate perennial rivers and discontinuous ones show ephemeral streams. (B) Synthetic geological map of the studied area. (C) View of cave surroundings. White arrows indicate the Valjunquera stream and the upper and lower cave entrances. (D) Aerial view of Valjunquera stream and the location of cave entrances (©Google Earth). White arrows indicate the Valjunquera stream and cave entrance.

Figura 1. (A) Localización de la Cueva del Ojo de Valjunquera y los principales ríos. Las líneas azules representan ríos perennes, y las discontinuas corresponden a corrientes efímeras. (B) Mapa geológico sintético de la zona de estudio. (C) Vista de los alrededores de la cueva. Las flechas blancas indican el barranco de Valjunquera y las entradas superior e inferior de la cueva. (D). Vista aérea del barranco de Valjunquera y localización de las entradas de la cueva (©Google Earth). Las flechas blancas indican el barranco de Valjunquera y la entrada de la cueva.

(January), respectively. The annual rainfall is ~600 mm, mostly concentrated during spring and autumn (Cuadrat *et al*., 2008). The cave is placed in the meso-Mediterranean bioclimatic belt, characterized by Mediterranean oak communities, with an open understory composed of *Salvia rosmarinus*, *Lavandula latifolia*, *Juniperus oxycedrus* and *Genista rigidissima*, among others, similar to those described by Longares (2004). Hydrological runoff observed on the northern side of the Moncayo massif, and from the West to East, comprises the rivers Val, Queiles, and Huecha (Fig. 1A). Such as in other Iberian Range rivers (Sancho *et al*., 2015), Val and Queiles rivers had a moderate tufa development during the Holocene (Aranbarri *et al*., 2016). Val and Queiles are regulated by reservoirs, hydro-electrical plants and water derivations for irrigation, while Huecha River preserves a semi-natural regime. The flow of Huecha River infiltrates downstream of Añón de Moncayo village, and only during intense rainfall episodes the water circulates in the lower reach of the river.

Geologically, the highest summits of the Moncayo Massif are formed mainly by Triassic (Buntsandstein) sediments. Well-karstified carbonate outcrops appear at low altitudes, surrounding the Moncayo, and are in contact with the Buntsandstein siliciclastic materials along the Talamantes fault (Fig. 1B). Tertiary materials formed by polymictic sands and conglomerates outcrop downstream to the cave. The cave opens in a stratigraphic series of limestone and dolostones Jurassic in age (Fig. 1B). The landscape around the cave is characterized by rolling hills (Fig. 1C). The slope deposits reach to the bottom of the valleys with colluvium of up to ~4 m in thickness. Small creeks, escarps, and fluvial terraces are also ubiquitous geomorphological landforms. The OdV cave is a seasonal spring that feeds the Valjunquera stream. The Valjunquera stream drains the area, and flows in an approximate SW-NE direction towards Ambel village (Fig. 1A) to flow out into the Río Huecha which joins the Ebro River further downstream. In origin, the cave could have had two entrances (Fig. 1D) located at similar elevation. Nowadays, the gallery located downstream of OdV cave is completely blocked by sediments. Five hundred meters from OdV, some springs and a borehole were captured and derived for drinking water to Ambel village in the seventies.

Hydrologically, the Talamantes fault plays an important role in the hydrogeology of the Moncayo Massif. Many streams infiltrate at the contact between the impermeable Buntsandstein and the Lower Jurassic carbonate (LIAS aquifer) (San Román *et al*., 1989). In the Añón de Moncayo floodplain, the general piezometric level is more than 100 m deep (San Román *et al*., 1989) as suggested by a borehole (227 m deep, 2006 year) located ~3 km downstream from the cave that indicates a water level 143 m below the surface (CHEBRO, 2006).

3. Material and methods

This multidisciplinary study was focused on cave geomorphology, chronology, stratigraphy, and sedimentological features of the main clastic deposits as well as on morphostratigraphic relations between the different internal cave deposits. Simplified geomorphological features were surveyed on an earlier cave topography (Gisbert and Pastor, 2006). Inside the cave, two trenches were dug in the thickest deposits for sedimentological descriptions. Rainfalls in the area and the river flow of Huecha and Queiles Rivers were evaluated using the pluviometric data and gauging stations derived from Confederación Hidrográfica del Ebro (CHEBRO) meteorological station network. The stations are located at 7.5 km (Añón de Moncayo), 18 km (Los Fayos) and 24 km (Fuentes de Ágreda) from the cave.

Four stalagmites were sampled *in situ* to evaluate the preservation of detrital layers within the carbonate speleothems. The stalagmites were cut parallel to their growth axis and polished with a diamond disc. The basal age of two modern-looking stalagmites was deter-

Table 1. U/Th-series data and ages of stalagmites considering 2σ error. U decay constants: λ_{238} = 1.55125x10^{-10} (Jaffey *et al*., 1971) and λ_{234} = 2.82206x10^{-6} (Cheng *et al*., 2013). Th decay constant: λ_{230} = 9.1705x10^{-6} (Cheng *et al*., 2013). Corrected ^{230}Th ages assume the initial ^{230}Th/^{232}Th atomic ratio of 4.4 ±2.2 x10^{-6}. Those are the values for a material at secular equilibrium with the bulk earth ^{232}Th/^{238}U value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%. * δ^{234}U = ([^{234}U/^{238}U]$_{activity}$ - 1) x 1000. ** $\delta^{234}U_{initial}$ was calculated based on ^{230}Th age (T). i.e. $\delta^{234}U_{initial} = \delta^{234}U_{measured} \times e^{\lambda 234 \times T}$.

*Tabla 1. Datos de U/Th y edades de las estalagmitas considerando un error 2σ. La constante de desintegración del U es: λ_{238} = 1,55125x10^{-10} (Jaffey et al., 1971) y λ_{234} = 2,82206x10^{-6} (Cheng et al., 2013). La constante de desintegración del Th es: λ_{230} = 9,1705x10^{-6} (Cheng et al., 2013). ^{230}Th/^{232}Th de 4,4 ±2,2 x10^{-6}. Esos son los valores para el Material en equilibrio secular, con un valor ^{232}Th/^{238}U de 3,8. Los errores se asumen, arbitrariamente, como del 50%. * δ^{234}U = ([^{234}U/^{238}U]$_{actividad}$ - 1) x 1000. ** $\delta^{234}U_{inicial}$ fue calculado con base en ^{230}Th age (T). i.e. $\delta^{234}U_{inicial} = \delta^{234}U_{medido} \times e^{\lambda 234 \times T}$.*

Sample Number	^{238}U (ppb)	^{232}Th (ppt)	^{230}Th / ^{232}Th (atomic x10^{-6})	d^{234}U* (measured)	^{230}Th / ^{238}U (activity)	^{230}Th Age (yr) (uncorrected)	^{230}Th Age (yr) (corrected)	d$^{234}U_{Initial}$** (corrected)	^{230}Th Age (yr CE)
OJ-14a	1135.6 ±1.1	7859 ±157	18 ±1	1063.9 ±2.5	0.0077 ±0.0002	408 ±12	311 ±70	1065 ±2	1708 ±70
OJ-14b	949.9 ±1.2	6103 ±122	17 ±1	1066.8 ±3.2	0.0067 ±0.0003	356 ±16	266 ±66	1068 ±3	1753 ±66

mined by U series dating (Table 1). 30 mg of carbonate was sampled using a microdrill in a continuous air flow chamber at the Pyrenean Institute of Ecology (IPE-CSIC, Jaca). The carbonate powder was processed in the Isotope Geochemistry Laboratory at University of Minnesota (USA), following the protocol described in Edwards *et al*. (1987).

Five main detrital deposits were selected along the cave for further investigations (D1, D2, D3, D4, D5). Grain-size analyses were carried out on four (D1, D2, D4 (3 samples), and D5) of these deposits located at different elevation from the cave entrance. Particle size distribution (Sand (>63 μm), Coarse Silt (63-16 μm), Fine Silt (16-2 μm), Clay (2-0.01 μm)) was obtained for 6 samples (200 mg) by laser diffraction using a Mastersizer 2000 equipment at the IPE-CSIC Laboratory (Table 2). Sample (200 mg) pre-treatment includes disassembling, homogenization and removal of organic matter before scattering (McManus, 1988).

4. Results

4.1. Current hydrological observations

The cave entrance (spring) is only active during rainy periods or singular intense rainfalls. Once active, the water flow may persist for more than a month. After rainy periods, high-water marks are typically observed in the cave, indicating that the water can rise

Table 2: Particle size distribution of selected samples.

Tabla 2: Distribución del tamaño de partícula de las muestras seleccionadas.

Deposit	Name	Clay (%)	Fine silt (%)	Coarse silt (%)	Sand (%)
		0.01 μm - 2 μm	2 μm - 16 μm	16 μm - 63 μm	>63 μm
D1	D1	4.7	25.4	21.8	48.2
D2	D2	6.4	33.8	43.7	16.0
D4	D4.1	4.2	19.7	50.3	25.8
D4	D4.2	3.3	12.9	51.3	32.4
D4	D4.3	4.2	18.5	51.9	25.4
D5	D5	5.9	24.8	51.1	18.2

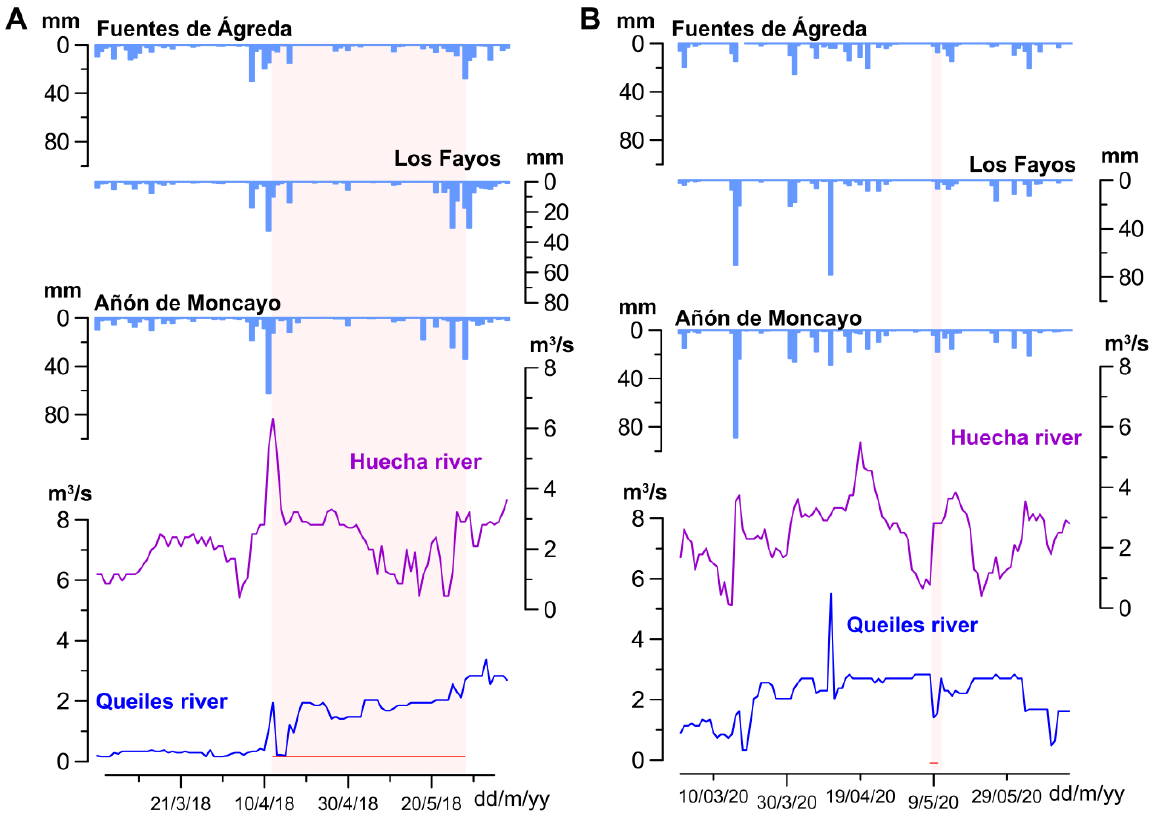

Figure 2: Rainfall record at the pluviometers surrounding the Moncayo Massif, the response of Huecha and Queiles rivers and the periods when the spring was active (red vertical bars) between March and May 2018 (A) and 2020 (B).

Figura 2: Registro de las precipitaciones en los alrededores del Moncayo, las respuestas de los ríos Huecha y Queiles, y los periodos cuando la surgencia estaba activa (barras verticales rojas) para los eventos de marzo a mayo de 2018 (A) y de 2020 (B).

several meters, inundating areas that are not usually saturated with water. Below, we describe the weather conditions of two periods when the spring was active: March to May of 2018 and 2020.

The spatial distribution of rainfall over the Moncayo Massif varies from one event to another (Fig. 2A, B). For the first period, rainfalls of 20, 35, 60 mm were recorded in the pluviometer-network around Moncayo on April 11th 2018 (Fig. 2A). The highest rainfall amount was recorded in Añón de Moncayo (60 mm, 7.5 km to NW of the OdV cave). The day after the rainfall, we checked the spring and it was active. Several small landslides affected the road to access the cave and water emerged in several points of the slopes next upstream to the cave entrance. A month later (15-05-2018), the spring was still active, although the flow decreased significantly. During that month, only minor rainfalls were recorded (Fig 2A). Huecha and Queiles rivers showed a fast and synchronous response to that rainfall episode.

For the second period, two rainfall events were investigated. On March 15th 2020, 89 mm of rainfall were recorded in Añón de Moncayo (Fig. 2B). Unfortunately, the spring could not be checked due to the lockdown situation caused by the COVID-19 pandemic. The second intense rainfall event, took place on May 9th 2020. This event was characterized by an intense and persistent rainfall that affected the area between Peñas de Herrera and the

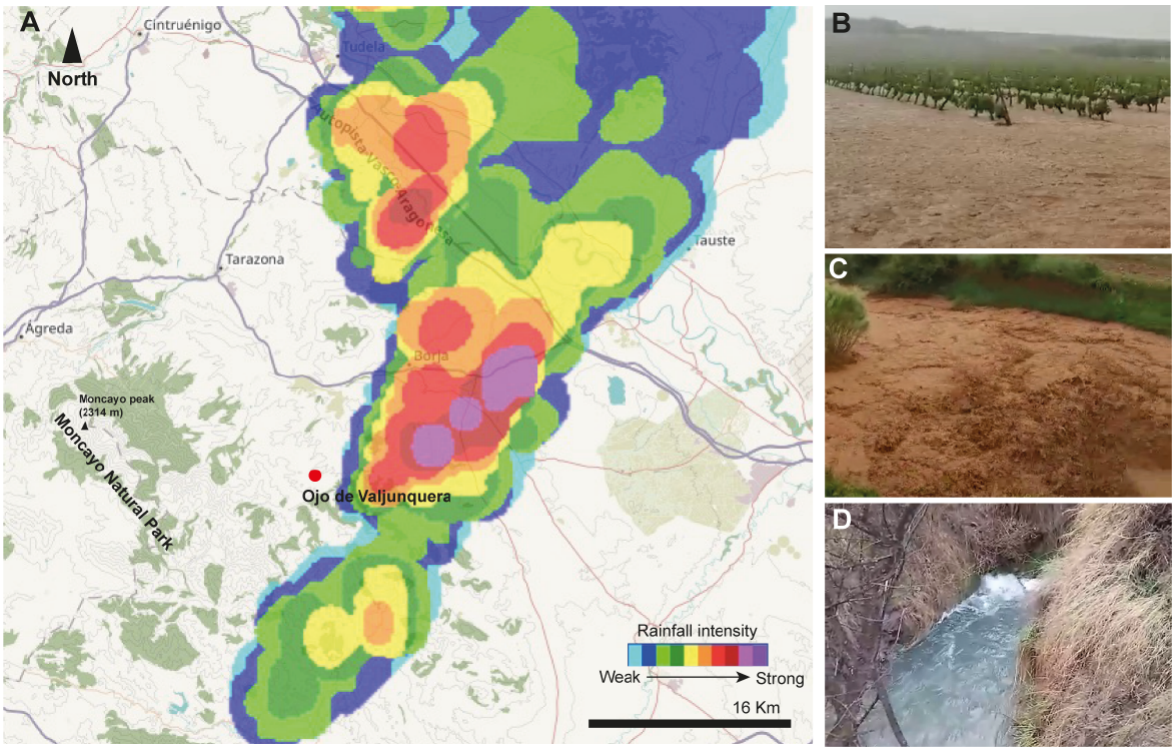

Figure 3. (A) Rainfall intensity map during May 9th 2020 at 17:10 hours. Modified from www.rain-alarm.com. (B) Vineyards flooded during the 2020 event. (C) View of Huecha river after the rainfall event. (D) Entrance of Ojo de Valjunquera after the extreme rainfall event.

Figura 3. (A) Mapa de la intensidad de la lluvia durante el evento del 9 de mayo de 2020 a las 17:10 horas. Modificado de www.rain-alarm.com. (B) Viñedos inundados durante el evento. (C) Vista del río Huecha tras el evento de lluvia. (D) Entrada del Ojo de Valjunquera tras el evento de lluvia extremo.

lower reach of Huecha River (Fig. 3A). Only small rainfall amounts (5 mm, Los Fayos, 20 mm in Añón de Moncayo) were recorded at the pluviometers, indicating that the event had a local extent and did not reach other areas in the region. Unfortunately, there is no record of the amount of rainfall during that extreme event in the immediate surrounding of the cave. During that event, some areas were flooded causing damages to the crops. The Huecha River responded promptly and the OdV spring flow was activated (Fig. 3B, C, D).

4.2. Geomorphological characteristic of the Ojo de Valjunquera cave

The OdV cave presents a longitudinal development of ~1033 m with two speleogenetic levels. The lower level is hydrologically active and feeds an ephemeral spring (the cave entrance). Six successive siphons lead to the end of this lower cave level (Fig. 4). While the first siphons can be easily passed, the last three require cave diving techniques, although siphon 4 may be sporadically accessible during droughts. Nevertheless, a series of shafts and ramps connect with the fossil upper level at a mean elevation of +11 m with respect to the cave entrance. After ~650 m both levels connect to form a single cave passage.

The galleries present circular sections, sub-horizontal notches, and well-developed scallops (Fig. 4). The cave sections are ~4-6 m in diameter with local constrictions (~0.5 m) (Fig. 4). Although the cave does not present a great speleothem development, certain

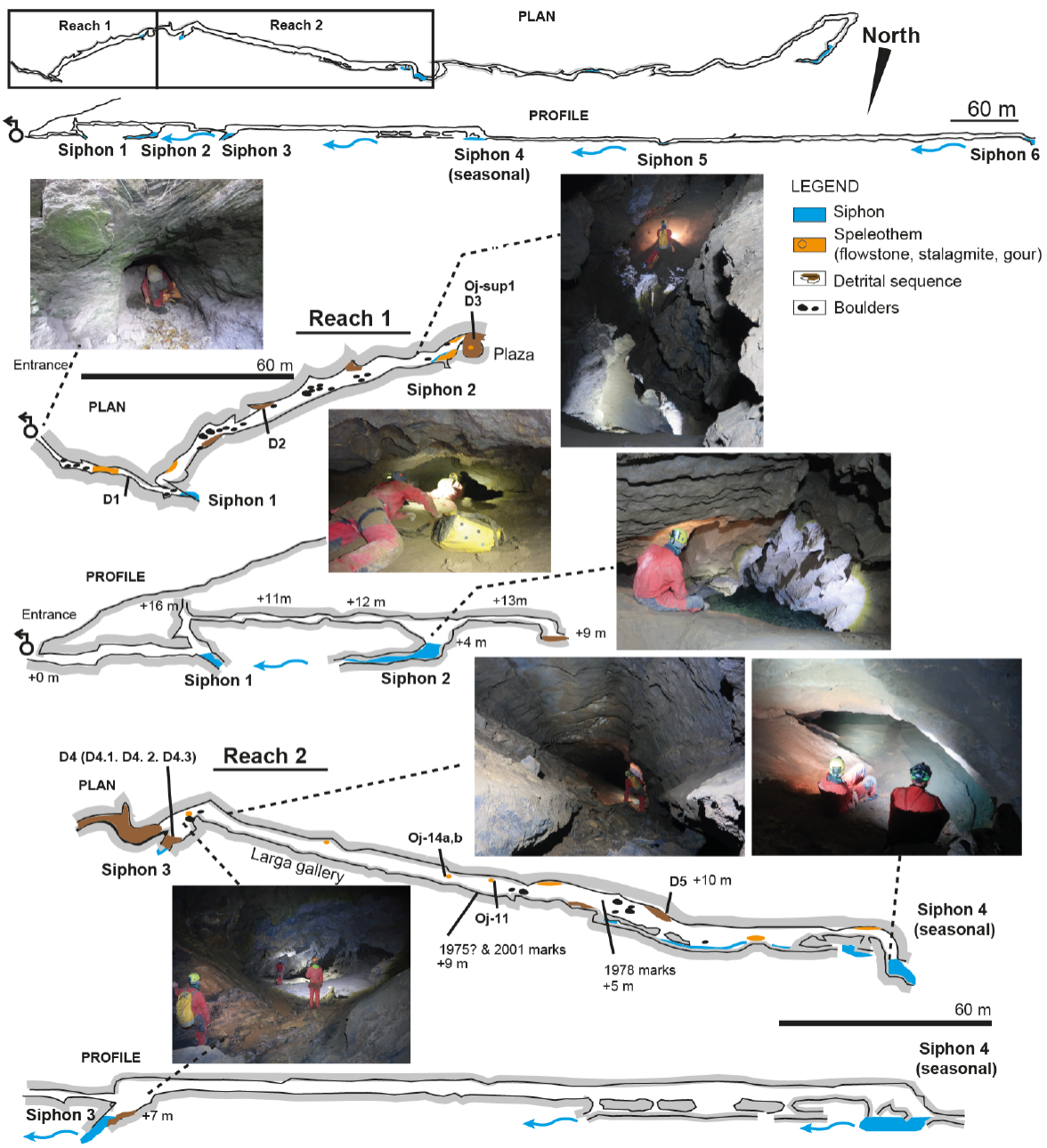

Figure 4. Cave topography modified from Gisbert and Pastor (2006) and approximate location of the main cave deposits and selected samples. Reach 1 and 2 represent the first ~ 650 m of the cave.

Figura 4. Topografía de la cavidad modificada de Gisbert y Pastor (2006) y localización aproximada de los principales depósitos de la cueva y de las muestras seleccionadas. Los tramos 1 y 2 representan, aproximadamente, los primeros 650 m de cueva.

Figure 5. (A) Stalagmites, columns, stalactites and flags covered by a fine coat of mud. (B) Modern-looking stalagmites growing over a centimetric sand layer in *Larga* gallery. (C) Block chaos at the beginning of the upper level. (D) Detrital deposit located in a blind area. (E) Deposit D1 in the lower gallery. (F) Example of four sand-clay sequences in deposit D4. (G) General aspect of deposit D5 and four cm-sequences recognized. (H) One of the signatures (marks) produced by cavers in the lower cave level. White arrows indicate signs of sediment remobilization (mud drops) after a flood.

Figura 5. (A) Estalagmitas, columnas, estalactitas y banderas cubiertas por una fina capa de barro. (B) Estalagmitas de aspecto reciente creciendo sobre una capa centimétrica de arena en la galería Larga. (C) Caos de bloques al comienzo del nivel superior. (D) Depósito detrítico localizado en una pequeña área ciega. (E) Depósito D1, localizado en la galería inferior. (F) Ejemplo de 4 secuencias de arena-arcilla del depósito D4. (G) Aspecto general del depósito D5 y cuatro secuencias poco claras de limo reconocidas. (H) Una de las firmas realizada por personas que entran en la cueva que han sido localizadas en el nivel inferior de la cueva. Las flechas blancas indican signos de removilización de sedimentos (gotas de barro) después de una inundación.

sectors are ornamented (Fig. 5A, B). Clastic accumulations represent the dominant deposits. Block accumulations produced by gravitational processes, dominate in the first meters of the upper gallery (Fig. 4, 5C). Thin cm-dm sandy deposits are coating the chaos of blocks and in blind sectors from the upper gallery (Fig. 5D). Detrital sediments also cover the cave-walls, ceilings, as well as speleothems surfaces (Fig. 5A). These sediments present a high amount of tiny shiny spots when they are under direct light which could relate to the presence of sheet silicates (phyllosilicates). Modern-looking stalagmites cover detrital sediments at different locations along the cave (Fig. 5B).

4.3. Cave deposits: distribution, arrangement and features

4.3.1. Detrital deposits

Five detrital sediment units were recognised. Grain size distribution of selected samples appear in Figure 6. Among those, D1 is highlighted due to its location in the lower gallery close to the entrance (Fig. 5E). The D1 deposit covers the walls and the cave ceiling suggesting that the cave outlet was completely blocked by sediments in the past. The sequence is formed by 150 cm of yellow sandy-silty sediments (Fig. 5E, Fig. 6, Table 2) with small layers of cm-sized gravels observed at the top. In the upper gallery, four detrital deposits (D2, D3, D4, D5) were described. The grain-size of deposits D1, D2, D4 and D5 (Table 2) shows a dominance of coarse silt (45% mean), followed by fine silt (22.5 % mean), sand (27.7 % mean) and clay (4.8 % mean). Samples D1 and D4.1, 4.2, 4.3 (Table 2) located at lower and intermediate cave elevations contain a higher percentage of sand particles. On the contrary, those samples located at higher cave positions (10-11 m; e.g. D2 and D5) (Table 3) contain the lowest percentage of sand and the highest amount of silt and clay. The D3 and D4 detrital deposits present the largest thickness of sediments. The main sedimentological features of these are summarized below:

— D3 (120 cm). The deposit is filling the bottom of a small shaft (*Plaza* sector). In general, the deposit is formed by rhythmic sand and silt layers (cm to mm in thickness) (Fig. 5F). At the bottom of the deposit, the sediments are accommodated to the cave topography, and rest horizontal towards the middle stretch of the sequence. Erosive bases as well as flame structures and mud clasts are observed along the depo-

Table 3: Meters of elevation of selected deposits and marks from the cave entrance.
Tabla 3: Elevación de los depósitos estudiados (en metros) y marcas seleccionadas, desde la entrada de la cueva.

Deposit	Name	Elevation from entrance (m)
Stalagmite	Oj-11	~9
Stalagmite	Oj-14a	~9
Stalagmite	Oj-14b	~9
Stalagmite	Oj-sup1	~9
Clastic	D1	~2
Clastic	D2	~11
Clastic	D3	~9
Clastic	D4	~7
Clastic	D5	~10
Marks	1975? - 2001	~9
Marks	1978, BISA 85	~8

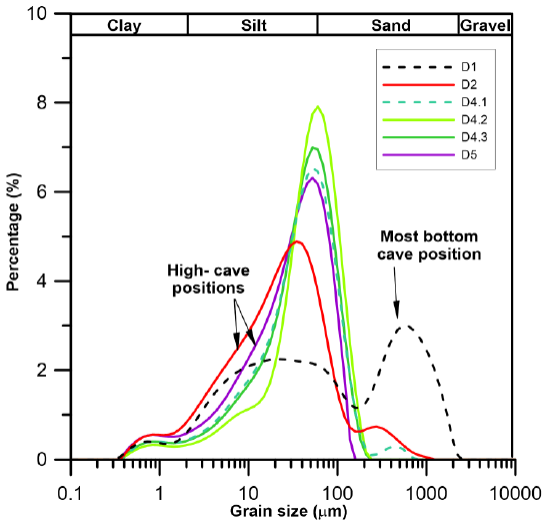

Figure 6. Grain size distribution (clay, silt, sand, gravel) of the percentage in volume of every grain-size class (assuming all spherical particles) in the selected samples.

Figura 6. Distribución del tamaño de grano (arcilla, limo, arena, grava) del porcentaje en volumen de cada clase de tamaño de grano (asumiendo todas las partículas esféricas) en las muestras seleccionadas.

sit. It is worth noting the presence of *in-situ* and broken stalagmites towards the top of the sequence. Levels of hard nodules are developed at the upper 40-20 cm. At the top of the sequence, a high concentration of mud clast occurs, covered by modern-looking stalagmites (OJ-sup1, Fig. 7).

— D4 (170 cm). The deposit covers the floor of the gallery that connects with siphon 3. In general, the deposit presents a more homogeneous character (Fig.5G) than deposit D1. The sediments comprise coarse silts and sands, with low amount of clays (Table 2). At the bottom, the deposit is dominated by flaser bedding. Towards the top, several sequences with decreasing grain size (Fig. 5G) and levels rich in carbonate nodules were recognized.

At the end of *Larga* gallery, several etchings made by cavers (e.g. dates) were identified. These marks were performed at different elevations over sandy/clayey deposits that

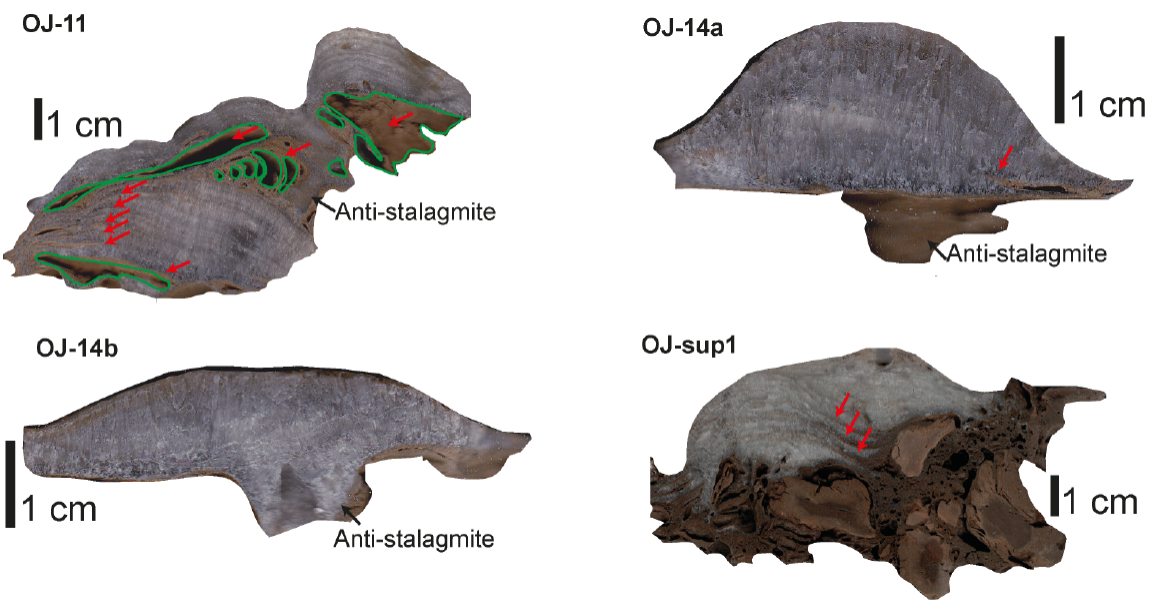

Figure 7. Selected stalagmites and visible detrital layers. Red arrows indicate detrital layers recognised at eye scale. Green lines represent washed off detrital layers during stalagmite sawing.

Figura 7. Estalagmitas seleccionadas y capas detríticas visibles. Las flechas rojas indican las capas detríticas reconocibles a escala de visu. Las líneas verdes representan capas detríticas vaciadas durante el corte de la estalagmita.

coat the gallery (Fig. 5H, Table 3). The prints present relative deep grooves (2-5 mm). The signatures (I-XI-78, BISA 29-11-85) located in a low position (8 m) show signs of reworking such as mudslides and mud drops (Fig. 5H). On the other hand, the marks located in higher positions (1975?[1] and 2001, 9 m) do not show evidence of any kind of clastic deposition over the grooves or degradation after they were done.

4.3.2. Speleothems

Speleothem formations comprise stalagmites, columns, stalactites and flags (Fig. 5A). These are located at different elevations along the upper cave level. Gours and microgours dominate in the lower level while carbonate rafts observed in the siphons illustrate the water saturation in carbonate. The selected stalagmites (Oj-11, Oj-14a, Oj-14b and OJ-sup1) were collected from the *Larga* gallery and *Plaza* sector, at an elevation of ~9 m with respect to the entrance (Fig. 4, Table 3). The stalagmite Oj-11 is 7 cm long (Fig. 7). In section, the sample shows translucent calcite and well defined fine detrital layers at the bottom, while four empty layers indicate the presence of sand that was washed off during the sample sawing. The samples Oj-14a (20 mm) and OJ-14b (11 mm) were twin stalagmites that grew over a detrital layer that covers the *Larga* gallery (Fig. 5B, 7). Both of them show anti-stalagmites (cylindrical shape structures) formed by the impact of drips over a non-consolidated sandy material. A fine sand layer is visible at ~16 mm from the top of sample Oj-14a (Fig. 7). Both stalagmites are currently growing, as shown by the carbonate precipitation over a glass slab. The ^{230}Th ages (Table 1) indicate that the speleothem started growing at 1708±70 CE and 1753±66 CE for Oj-14a and OJ-14b, respectively (Table 1). A simple linear age model between the top and bottom ages suggests growth rates of 64 μm a^{-1} and 41 μm a^{-1} for Oj-14a and OJ-14b, respectively. Finally, the stalagmite OJ-sup1 is 30 mm long and was recovered from the top of the detrital sequence D3, located in the *Plaza* sector (Fig. 4, 7). The stalagmite shows three distinct detrital layers at ~20, 23 and 27 mm from the top (Fig. 7).

1 Due to the degradation it is not clear to identify the last number of the year.

5. Discussion

5.1. Grain size vs elevation of detrital sequences and origin of the material

The position of the different detrital sequences along with their grain-size composition provides evidence of water levels and flood intensity in the cave. The grain-size analyses show that D1, located 2 m upstream of the spring, has the highest amount of sand (48.2%) and gravels (do not considered for granulometric analysis), while the highest samples taken from deposits D2 (+11 m) and D5 (+10m) show the lowest proportions of sand (16% and 18.2% respectively). A strong negative correlation (R^2=0.94) between the elevation and the percentage of sand of the selected deposits along the cave (~3.5% m^{-1}) is noted. On the contrary, the sum of coarse and fine silt shows a positive correlation (R^2=0.92) with an increasing proportion at higher elevation (Fig. 8). A lower correlation is observed for the clay fraction (R^2=0.31), although it dominates in the highest deposits (D2, D5). This low correlation is probably due to the relative high presence of clay in D1. The decrease in coarse material with elevation is likely related to the energy of the water flow during a flood event in the cave. Thus, the coarse material is deposited in the lower sectors, while only silt and clay sized sediments reach the upper parts. Based on similar observations, González-Lemos *et al*. (2015a) indicated that only the largest floods (in terms of intensity) can transport coarse material towards the elevated areas. These authors distinguished between minor and major floods recorded in stalagmites. Major floods usually deposit continuous detrital layers (>0.1 mm) when the discharge slowly recedes to the base flow. On the other hand, minor floods are represented by thinner and

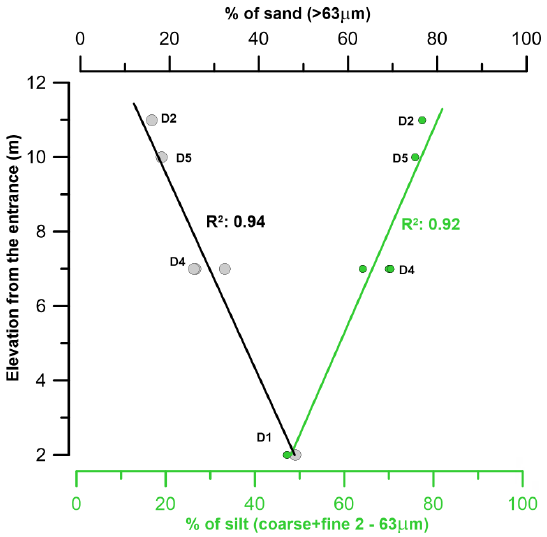

Figure 8. Relation between the elevation of selected deposits and their grain-size classes.

Figura 8. Relación entre la elevación de las muestras seleccionadas respecto a la entrada de la cueva y la granulometría.

discontinuous layers. In fact, the stalagmite Oj-11 shows clearly two types of detrital layers. The first comprises, four thick layers, which could correspond to large floods, while the second type comprises only thin layers hinting towards smaller floods.

5.2. Sedimentary effects in the cave of an intense rainfall

Our observations suggest that the intense rainfalls in the area (> 60 mm) lead to an activation of the spring and subsequent increase of cave water levels. The cave acts as an overflow of the karst system of the springs located downstream. We identified some watermarks nearby the siphons. For example, the caver´s marks located at 8 m elevation show clear evidence of reworking processes thus confirming that the water level reached this elevation. However, the etching "1975? – 2001" (9 m) remains intact and without signs degradation by water since it was produced suggesting the lack of a large flood since year 2001. Another interesting observation is the modification of the trenches we performed for the sedimentological description. The trenches D3 and D4 were dug between December 2019 and March 7th 2020. After the lockdown due to the COVID-19 pandemic, we went back to the cave in July 2020 finding that the trench excavated in D4 was completely filled with sediments. Similarly, part of the trench in D3 collapsed and the sediment pile associated with the digging (~1m thick) showed signs of reworking. Eventually, an informative panel left to explain the ongoing scientific work was covered by a fine layer of mud. Similar evidences of sediment remobilization in caves were observed elsewhere (Bättig and Wildberger, 2007; van Gundy and White, 2009; González-Lemos *et al*., 2015a, 2015b).

Our observations indicate that water rises by up to ~4 m between the *Plaza* sector and siphon 3. Probably, this flooding corresponds to rainfalls produced on March 15th 2020 and/or May 9th 2020. Thus, the D3 detrital sequence, and speleothems within and over it (Oj-sup1), record rainfall events >60 mm, while the D4 located at a lower position records less intense events. These deposits comprise mainly slackwater facies formed by sandy-clayey sequences deposited as a suspended load in blind zones or upstream of narrow galleries (Bosch and White, 2007). Given the environment of deposition, the observed liquefaction-structures seem to be related to the density contrast and the pressure of the water column over the sediments during the flood event; a relation to seismic movements is less likely. Mud clasts within the sequence D3 were deposited by energetic flows that were able to rip-up dry clayey sediments coating the gallery bottom as well as broken stalagmites.

On the other hand, the hydraulic head rise associated with D2 and D5 sequences, which are located at the highest elevations, could be related to extreme rainfall events. At this point, we consider possible morphological changes of the cave section due to sedimentary infills. In fact, stratigraphic features within D1 sequence suggest that the sediments were able to block completely the cave outlet. Moreover, the rest of sand nodules observed along the *Larga* gallery as well as in elevated

positions close to D5 sequence, indicate the presence of past sediments in those areas. Thus, the blockage of the entrance gallery by sediments and the sediment accumulation in other cave sectors may introduce temporal changes in cave geometry likely affecting the hydraulic head rise (e.g Denniston and Luetscher, 2017). This situation would imply that also regular floods may have reached elevated areas. Therefore, an alternative hypothesis considers that detrital D2 and D5 sequences could have been deposited under a blocked spring mode, and not necessarily reflecting extreme events. On the other hand, even if we have observed that the water level rises by approximately 9 m with respect to the cave entrance in the *Plaza* sector, the signature marks ("1975? – 2001" at 9 m in height) located towards the end of the reach 2 in the cave do not present signs of reworking. This is probably related to the different diameters of the cave section in the siphons along the cave indicating the importance of detailed cave geomorphological studies to really understand the effects of flood events.

The source of detrital material is most likely from the insoluble residue generated in the cave due to limestone dissolution (autochthonous) and sediments introduced into the cave by runoff (allochthonous) (Bosch and White, 2007). The hydrological context of Moncayo Massif, with the capture of creeks by the limestone units in contact with the Talamantes fault, suggests that siliciclastic material from the Buntsandstein formation is the main sediment source, explaining the high content in shiny minerals observed in the cave detrital deposits. Thus, the hydrological catchment area likely corresponds to the creeks nearby Talamantes or Añón de Moncayo which drain the Peñas de Herrera sector.

5.3. Do stalagmites serve as a good record of historical floods?

The ^{230}Th ages from the bases of twin stalagmites OJ-14a and Oj-14b point out that the detrital layer over which they grew is older than 1708±70 CE. In this case, the low consolidation of that detrital layer as well as the anti-stalagmite formed, indicate an immediately carbonate precipitation after the sedimentation of the detrital layer, and therefore, it should not be much older than the onset of carbonate precipitation. Considering a simple age model, the detrital layer observed at ~16 mm from the top of the stalagmite Oj-14a indicates a flood event which would have occurred approximately on the year 1770 CE. Therefore, the sand layer located below the stalagmite and the layer hosted inside may correspond to two important floods in the region. Coherently, among the two most important floods in the Queiles River we highlight the ones that took place on October 14th 1709, and on October 2nd 1755. The first flood is known as "*La noche de la ruina*" (The night of the ruin) (Diario de Navarra, 2009) since, during that night, an important flood of the Queiles and Mediavilla rivers devastated part of the city of Tudela, probably associated with heavy rainfalls in Moncayo and Cierzo mountains. This flood provoked severe damages in Tudela, with defences of the Succession War (1700-1714) being destructed. Approximately 300 houses were destroyed as well as the bridges of both rivers. The days after the flood, a total of 100 bodies were found within the ruins.

Given the rainfall distribution during heavy rainfall events and considering the uncertainties on the stalagmite chronology, we suggest that the centimetre non-consolidated detrital layer found just below the stalagmite could correspond to that extreme event of October 14th 1709. In addition, the detrital layer observed at 16 mm depth could possibly relate with the extreme flood that occurred in October 2nd 1755. After those events, no more floods were intense enough to reach the stalagmite site, as deduced from our visual observations. That is also in agreement with the absence of reworking evidences of the 2001 marks located at a similar elevation in the gallery.

In the other selected stalagmites some flood layers were also identified. Thus, the fine layers in Oj-11 would indicate low energy floods

during a short time interval, while the thicker ones should be related to high amount of sediments transported during energetic floods. In the case of Oj-Sup1, the sand layers would represent flood events major to 60 mm in the area, similar to those interpreted for D4 deposit.

6. Conclusions and future remarks

A first recognition of the Ojo de Valjunquera cave based on geomorphological, topographical, hydrogeological, and chronological analyses, allows us evaluating the suitability of this cave for the study of past floods. We summarize our main findings below:

— The cave presents two speleogenetic levels: the lower one, which is hydrologically active, comprises six siphoning areas; and, an upper fossil level where speleothems and detrital sequences dominate. Both levels are connected by shafts and ramps, which favour the rise of water during flooding.

— Detrital sequences show decreasing percentages of sand and an increase in silt with the elevation of the deposits with respect to the cave entrance. This change in grain-size is related to the slackwater conditions (low energy) during flood episodes. The stalagmites show two types of detrital layers. Thin layers are interpreted to correspond with low energy floods occurring in a short time interval, and the thicker ones are likely related to large, very energetic flooding transporting a high amount of sediments. The main source of clastic sediments in the cave corresponds to the siliciclastic materials from the Buntsandstein outcroping at the stream headwaters.

— The rainfall record indicates, in general, a homogeneous precipitation distribution in the Moncayo area. The spring is active with rainfall episodes larger than 60 mm and it can be active for more than a month. On the other hand, the cave flow also responds to intense and very local rainfall events. Thus, the flood record in the stalagmites and the detrital sequences may represent either extreme local and/or regional rainfalls. This hypothesis is exemplified by the case of two historical floods that were recorded in the cave stalagmite record. The replication of these flood events in other stalagmites will require further efforts in the nearby future.

— The morphosedimentary and geomorphological observations indicate that water level reached to the cave ceiling in the past. Current observations point out that in some sectors the water level rose by ~9 m with respect to the elevation of the cave entrance. However, the sectors before and after the siphons have different responses depending on conduit geometry of the lower gallery. In addition, the cave outlet could have been completely blocked in the past due to massive remobilization of cave sediments. Eventually, some sectors provide evidence of sedimentary infills that later disappeared. Therefore, the highest elevation of the detrital sequences and the floods recorded in the stalagmites may not necessarily represent the most extreme events but appear as a consequence of modified cave morphology. Future work must be focused on the chronology of the sediments that block the cave outlet, to interpret correctly the flood layers recorded in the speleothems and detrital deposits.

— This study carried out in the Ojo de Valjunquera indicates the high potential of this cave for paleoflood reconstruction combining speleothems and detrital deposits. Among the main advantages, it is worth to highlight five points: 1) the cave conduit configuration by two simple galleries connected by shafts; 2) the presence of detrital and chemical deposits and their relative high positions with respect to the spring; 3) the internal structure of the stalagmites formed by clean carbonate clearly alternating with detrital layers; 4) enough amount of uranium and relatively low concentrations of detrital thorium to guarantee a good chronological framework to study the Holocene period and 5)

the unique response of the water level to intense local/regional rainfalls.

— Future work will focus on the implementation of hydraulic model based on the 3D-structure of the conduit network, discharge measurements, as well as calibration data from water-level monitoring (hydraulic head) to quantify the magnitude of past floods recorded in stalagmites and detrital sequences.

Acknowledgements

This study was partially funded by SPYRIT (CGL 2016-77479-R) and PYCACHU (PID2019-106050RB-100) national projects. We thank Alberto Gomollón (SECEM) and Eduardo Bartolomé for their help during the digging of the trenches, and David Serrano —David Malabarista— for sharing some of the cave photos used in this manuscript, that increased notably the quality of the figures. Also, we thank the Confederación Hidrográfica del Ebro for the climatic data. The authors would like to acknowledge the use of Servicio General de Apoyo a la Investigación-SAI, University of Zaragoza. M. Bartolomé is supported by a postdoctoral fellowship (Juan de la Cierva - Formación program) provided by the Spanish Ministry of Science (ref.: FJCI-2017-31725). We thank Fernando Gázquez, another anonymous reviewer, and the editor Askoa Ibisate for their helpful comments and constructive criticism that improved the manuscript.

References

Aranbarri, J., Bartolomé, M., Alcolea, M., Sancho, C., Celant, A., González-Sampériz, 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

Arnaud, F. (2005). Discriminating bio-induced and detrital sedimentary processes from particle size distribution of carbonates and non-carbonates in hard water lake sediments. *Journal of Paleolimnology,* 34 (4), 519-526. https://doi.org/10.1007/s10933-005-6787-1

Bättig, G., Wildberger, A. (2007). Ein Vergleich des Hölloch-Hochwassers vom August 2005 mit seinen Vorgängern. *Stalactite,* 57 (1), 26-34.

Benito, G., Thorndycraft, V.R., Rico, M., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A. (2008). Palaeoflood and floodplain records from Spain: Evidence for long-term climate variability and environmental changes. *Geomorphology*, 101 (1-2), 68-77. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.020

Benito, G., Macklin, M.G., Panin, A., Rossato, S., Fontana, A., Jones, A.F., Machado, M.J., Matlakhova, E., Mozzi, P., Zielhofer, C. (2015). Recurring flood distribution patterns related to short-term Holocene climatic variability. *Scientific Reports,* 5, 16398. https://doi.org/10.1038/srep16398

Blöschl, G., Kiss, A., Viglione, A., Barriendos, M., Böhm, O., Brázdil, R., Coeur, D., Demarée, G., Llasat, M.C., Macdonald, N., Retsö, D., Roald, L., Schmocker-Fackel, P., Amorim, I., Bělínová, M., Benito, G., Bertolin, C., Camuffo, D., Cornel, D., Doktor, R., Elleder, L., Enzi, S., Garcia, J.C., Glaser, R., Hall, J., Haslinger, K., Hofstätter, M., Komma, J., Limanówka, D., Lun, D., Panin, A., Parajka, J., Petrić, H., Rodrigo, F.S., Rohr, C., Schönbein, J., Schulte, L., Silva, L.P., Toonen, W.H.J., Valent, P., Waser, J., Wetter, O. (2020). Current European flood-rich period exceptional compared with past 500 years. *Nature*, 583, 560-566. https://doi.org/10.1038/s41586-020-2478-3

Bosch, R.F., White, W.B. (2004). Lithofacies And Transport Of Clastic Sediments In Karstic Aquifers. In: Sasowsky, I.D., Mylroie, J. (Eds.), *Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate*. Springer Netherlands, Dordrecht, 1-22. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5766-3_1

CHEBRO (2006). INFORME PIEZÓMETRO DE AMBEL 3 "VALJUNQUERA": 09.602.019. Proyecto de Construcción de Sondeos e Instalación de la Red Oficial de Control de Aguas Subterráneas de la Cuenca del Ebro 2ª fase. 40 pp.

Cheng, H., Lawrence Edwards, R., Shen, C.-C., Polyak, V.J., Asmerom, Y., Woodhead, J., Hellstrom, J., Wang, Y., Kong, X., Spötl, C., Wang, X., Calvin Alexander, E. (2013). Improvements in 230Th dating, ^{230}Th and ^{234}U half-life values, and U-Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spec-

trometry. *Earth and Planetary Science Letters,* 371-372, 82-91. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.006

Corella, J.P., Benito, G., Rodriguez-Lloveras, X., Brauer, A., Valero-Garcés, B.L. (2014). Annually-resolved lake record of extreme hydro-meteorological events since AD 1347 in NE Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews*, 93, 77-90. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.03.020

Corella, J.P., Valero-Garcés, B.L., Vicente- Serrano, S.M., Brauer, A., Benito, G. (2016). Three millennia of heavy rainfalls in Western Mediterranean: frequency, seasonality and atmospheric drivers. *Scientific Reports,* 6, 38206 https://doi.org/10.1038/srep38206

Cuadrat, J.M., Saz Sánchez, M.A., Vicente Serrano, S.M. (2008). Atlas climático de Aragón. Departamento de Medio Ambiente. Gobierno de Aragón, 291 p.

Denniston, R.F., Luetscher, M. (2017). Speleothems as high-resolution paleoflood archives. *Quaternary Science Reviews*, 170, 1-13. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.006

Denniston, R.F., Villarini, G., Gonzales, A.N., Polyak, V.J., Ummenhofer, C.C., Lachniet, M.S., Wanamaker, A.D., Humphreys, W.F., Woods, D., Cugley, J. (2015). Extreme rainfall activity in the Australian tropics reflects changes in the El Niño/Southern Oscillation over the last two millennia. PNAS *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 112(15), 4576-4581. https://doi.org/10.1073/pnas.1422270112

Diario de Navarra (2009) 14 de octubre de 1709, La noche de la ruina. *Diario de Navarra*. https://www.diariodenavarra.es/20091014/tudela/14-octubre-1709-noche-ruina.html [Consulted on April 28th2021].

Gázquez, F., Calaforra, J.M., Forti, P., Stoll, H., Ghaleb, B., Delgado-Huertas, A. (2014). Paleoflood events recorded by speleothems in caves. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, 1345-1353. https://doi.org/10.1002/esp.3543

Gisbert, M., Pastor, M. (2006). Cuevas y simas de la provincia de Zaragoza. Centro de Espeleología de Aragón, 480 p.p

González-Lemos, S., Jiménez-Sánchez, M., Stoll, H.M. (2015a). Sediment transport during recent cave flooding events and characterization of speleothem archives of past flooding. *Geomorphology,* 228, 87-100. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.029

González-Lemos, S., Müller, W., Pisonero, J., Cheng, H., Edwards, R.L., Stoll, H.M. (2015b). Holocene flood frequency reconstruction from speleothems in northern Spain. *Quaternary Science Reviews*, 127, 129-140. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.002

Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C., Essling, A.M. (1971). Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of U^{235} and U^{238}. *Physical review C*, 4 (5), 1889-1906. https://doi.org/10.1103/PhysRevC.4.1889

Longares, L.A. (2004). El paisaje vegetal en el sector aragonés del Moncayo. In: Peña, J.L., Longares, L.A., Sánchez, M. (Eds.) *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, pp0. 187-197 [WWW Document].

McManus, J. (1988). Grain size determination and interpretation. In: Tucker, M.E. (Ed.), Techniques in Sedimentology. Blackwell, Oxford, 63-85.

San Román, J., Sánchez, J., Martínez, F.J. (1989). El drenaje subterráneo del macizo del Moncayo: aspectos hidrológicos e hidroquímicos. *Tvriaso*, IX, 203-224.

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

Thorndycraft, V.R., Benito, G. (2006). The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Reviews*, 25, 223-234. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.07.003

van Gundy, J.J., White, W.B. (2009). Sediment flushing in Mystic Cave, West Virginia, USA, in response to the 1985 Potomac Valley flood. *International Journal of Speleology,* 38, 103-109. https://doi.org/10.5038/1827-806X.38.2.2

Wilhelm, B., Cánovas, J.A.B., Macdonald, N., Toonen, W.H.J., Baker, V., Barriendos, M., Benito, G., Brauer, A., Corella, J.P., Denniston, R., Glaser, R., Ionita, M., Kahle, M., Liu, T., Luetscher, M., Macklin, M., Mudelsee, M., Munoz, S., Schulte, L., George, S.S., Stoffel, M., Wetter, O. (2019). Interpreting historical, botanical, and geological evidence to aid preparations for future floods. *WIREs Water,* 6, e1318. https://doi.org/10.1002/wat2.1318

Recibido el 11 de mayo de 2021
Aceptado el 6 de julio de 2021

Cuaternario y Geomorfología
ISSN: 0214-1744
ISSNe: 2695-8589

www.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/

Estudio del Frente montañoso de la zona de Falla Pinar, Cuba occidental, y su relación con la tectónica reciente

Study of the mountain front of the Pinar Fault Zone, western Cuba, and its relation with recent tectonics

Estévez-Cruz, E. [(1)]; Cueto-Gil, C. J. [(1)]; Díaz-Guanche, C. [(1)]; Ramírez-Hernández, R. [(1)]; Ordaz-Hernández, A. [(2)]

(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Técnicas, Universidad de Pinar Río. Calle Martí 272 entre 27 de noviembre y González Alcorta, Pinar del Río, C. P. 20100, Pinar del Río, Cuba. estevez@upr.edu.cu
(2) Facultad de Geografía, Universidad Autónoma del Estado de México, Paseo Universidad, Ciudad Universitaria, C. P. 50110, Toluca de Lerdo, México. aordazh@uaemex.mx

Resumen

La zona de falla Pinar es una gran dislocación tectónica de compleja historia cinemática, que se localiza en Cuba occidental, al sur de la Cordillera de Guaniguanico. Su estudio reviste gran importancia dada su naturaleza sismogénica. En la investigación se aplican herramientas de la geomorfología tectónica para evaluar las deformaciones activas asociadas a esta estructura. El procesamiento del modelo digital de elevación con 25 m de resolución espacial permitió extraer la red de drenaje sintética y sus subcuencas hidrográficas, delimitar el frente montañoso y cuantificar los parámetros geométricos de sus facetas triangulares. Los modelos empíricos de Tsimi y Ganas (2015) y De Polo y Anderson (2000) se utilizaron para estimar las tasas de levantamiento vertical a lo largo del frente montañoso, a partir de las pendientes y alturas de las facetas. Como la actividad de la falla se refleja en las cuencas hidrográficas con las cuales está en contacto, las mismas fueron estudiadas empleando índices geomórficos como factor de asimetría (AF), integral hipsométrica (HI), relieve interno (DV), y densidad de puntos de ruptura del gradiente, entre otros. El estudio demostró que el frente en la parte oriental se caracteriza por presentar facetas bien definidas y de mayor altura y pendiente. Las variaciones de los índices geomórficos del frente y de las subcuencas hidrográficas a lo largo del rumbo de la falla reflejan cambios en su actividad tectónica reciente, y permitieron dividirla en tres segmentos geomórficos que se corresponden con bloques morfoestructurales. Finalmente, se pudo establecer que la tasa de levantamiento vertical fluctúa entre 0,04-0,71 mm/año, alcanzando los máximos valores en el segmento NE de la falla, donde manifiesta su mayor potencial sismogénico.

Palabras clave: Frente montañoso; falla Pinar; índices geomórficos; tasa de levantamiento vertical; Cuba.

https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.84170

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

Abstract

The Pinar fault zone is a large tectonic dislocation of long and complex kinematic history, which is located in western Cuba, southward of the Guaniguanico Mountain Range. Its study has a great importance given its seismogenic nature. In the research, tectonic geomorphology tools were applied to evaluate the active deformations associated with this structure. The processing of the digital elevation model with 25 m of spatial resolution allowed to extract the synthetic drainage network and its hydrographic sub-basins, delimit the mountain front and quantify the geometric parameters of its triangular facets. The empirical models of Tsimi and Ganas (2015) and De Polo and Anderson (2000) were applied to estimate the vertical uplift rates along the mountain front, from the slopes and heights of the facets. As the activity of the fault is reflected in the drainage basins with which it is in contact, they were studied using geomorphic indices such as asymmetry factor (AF), hypsometric integral (HI), internal relief (DV), and density of the gradient rupture points, among others. The study showed that the front in the eastern part is characterized by presenting well-defined facets, which are higher and steeper. The variations of geomorphic indices of the front and of the drainage sub-basins along the path of fault reflect changes in its recent tectonic activity, and allowed to divide the fault zone into three geomorphic segments, that correspond to morph structural blocks. Finally, it was possible to establish that the vertical slip rate fluctuates between 0.04-0.71 mm / year, reaching the maximum values to the NE segment of the fault, where it manifests its highest seismogenic potential.

Key words: Mountain front; Pinar Fault; geomorphic indices; vertical slip rate; Cuba.

1. Introducción

Los frentes montañosos constituyen una zona de transición topográfica entre las cordilleras y las llanuras, e incluyen los escarpes de fallas, la red de drenaje que la atraviesa y las formas del relieve de la premontaña. Estos son consecuencias de diversos estilos de plegamiento y fallamiento, y constituyen la respuesta del relieve a una brusca caída del nivel de base de erosión, motivada por causas tectónicas.

El estudio de las formas del relieve y los depósitos generados o modificados por los procesos tectónicos recientes proporciona información relevante sobre las deformaciones de las estructuras asociadas. En ese sentido, los frentes montañosos representan las formas tectónicas características de las fallas activas, los que generalmente poseen periodos de existencia superior a los 100 Ka y en ellos se registra la historia tectónica reciente de las fallas que los originan. De esta forma, el estudio geomórfico de los frentes generados por fallas, combinado con el análisis de la red de drenaje y los sistemas de abanicos fluviales permite evaluar la actividad tectónica de las estructuras con las que se asocian (Silva *et al*., 2003; Bull, 2007; Burbank y Anderson, 2012; Ordaz, 2013; Valente *et al*., 2019).

En ambientes dominados por la extensión, se puede derivar un volumen considerable de información sobre la relación entre la denudación del bloque que se levanta y la acumulación en el bloque que se hunde a partir de rasgos geomórficos del frente montañoso. De esta forma, los índices geomórficos cuantitativos y los parámetros cualitativos, tales como el perfil y la forma en el plano del frente montañoso, la morfología de los abanicos aluviales, las cuencas hidrográficas y los perfiles longitudinales de los ríos pueden proporcionar información esencial para evaluar el estado de actividad de las fallas que generan el frente montañoso (Burbank y Anderson, 2001; Keller y Pinter, 2002; Bull, 2007; Kirby y Whipple, 2012; Valente *et al*., 2019).

El estudio de las deformaciones recientes, empleando diferentes herramientas y enfoques, aporta datos fundamentales para evaluar la peligrosidad sísmica asociada a fallas activas (De Polo y Anderson, 2000). El método actual

para determinar el peligro sísmico en los sistemas montañosos limitados por fallas normales, descansa fundamentalmente en los estudios paleosísmicos de trincheras, los cuales resultan un método costoso y dilatado en el tiempo que dificulta su aplicación masiva (De Polo y Anderson, 2000). También se han desarrollado modelos geométricos alternativos que permiten valorar la sismicidad a partir del estudio de la topografía (Tucker *et al*., 2011; Struble, 2016). Especial atención se ha prestado a la relación entre la geometría de las facetas y la tasa de levantamiento (Mayers, 1986), es así que diversos estudios han evaluado la correlación existente entre las propiedades morfométricas del frente y la actividad sísmica regional (De Polo y Anderson, 2000; Petit *et al*., 2009a; Tsimi y Ganas, 2015; Struble, 2016).

De Polo y Anderson (2000) desarrollaron un modelo estadístico simple que permite inferir la tasa de levantamiento vertical (*vertical slip rate*), a partir de la altura de las facetas basales. Para esto generalizaron los datos de tasas de levantamiento vertical de 45 fallas normales de la subregión de las Grandes Cuencas en Nevada. La relación entre la tasa vertical y la altura se cuantificó a través de un modelo de regresión lineal por mínimos cuadrados. Tsimi y Ganas (2015) analizaron 232 facetas a lo largo de 10 fallas normales con tasas de levantamiento conocidas en Bulgaria y Grecia, y establecieron una relación empírica (modelos de regresión) entre los atributos morfométricos de las facetas (altura y pendiente) y la tasa de levantamiento. Topal *et al.* (2016) estudian la actividad tectónica y el peligro sísmico de la falla normal Akşehir en Turquía, usando índices geomórficos y el análisis de perfiles longitudinales de los ríos.

Otro enfoque, muy utilizado para evaluar la actividad tectónica relativa de diferentes estructuras, lo constituye la aplicación del análisis morfométrico de los frentes montañosos. Este incluye la estimación de marcadores geomórficos como el índice de sinuosidad del frente y el índice de incisión fluvial, entre otros (Silva *et al.*, 2003; Topal *et al*., 2015; Daxberger y Riller, 2015).

El fallamiento activo en Cuba ha sido abordado por diversos investigadores, empleando datos geológicos, geofísicos y geomorfológicos, dada la importancia de estos estudios para evaluar diferentes peligros geológicos (sísmicos, gravitacionales, erosivos y kársticos), asociados con estas estructuras (Magaz *et al*., 1997; Ordaz, 2013; Ramírez, 2018,). Los métodos geomorfológicos constituyen una herramienta importante para los estudios de los sistemas de fallas activas (Wobus *et al*., 2006; Kirby y Whipple, 2012), especialmente en países como Cuba donde no se dispone de información más precisa (Magaz *et al*., 1997).

La zona de articulación entre la Cordillera de Guaniguanico y la llanura sur de Pinar del Río en el extremo occidental de Cuba, constituye un excelente ejemplo de un frente montañoso asociado a una falla (Fig. 1). La zona de falla Pinar posee una clara expresión topográfica, consecuencia de una componente normal extensiva en sus movimientos más recientes (Gordon *et al.*, 1997; Cofiño y Cáceres, 2003; Saura *et al*., 2008) y un contraste muy marcado en las deformaciones actuales y el modelado general del relieve. El frente montañoso, constituido por escarpes de fallas y facetas de diferentes geometrías, ha sido poco estudiado, no así la zona de falla Pinar a la cual se le ha dedicado un número importante de trabajos que intentan aclarar su funcionamiento y naturaleza (Meyerhoff y Hatten, 1974; Gordon *et al*., 1997; Cofiño y Cáceres, 2003; Saura *et al*., 2008; Cofiño *et al.*, 2011). Esta estructura regional posee gran importancia por su carácter sismoactivo, aunque no se cuenta con estudios de paleosismicidad en trincheras que permitan establecer su segmentación sísmica y evaluar su tasa de levantamiento (Villalón-Semanat *et al.*, 2020). Solo existen estimados (<1mm/año) basados en la edad de los sedimentos cortados por la falla (Magaz *et al.*, 1997).

En la zona de trabajo se han realizado diversas investigaciones dirigidas al estudio de los movimientos recientes, la evolución del relieve y la sismicidad de la falla Pinar (Cruz, *et al*.,

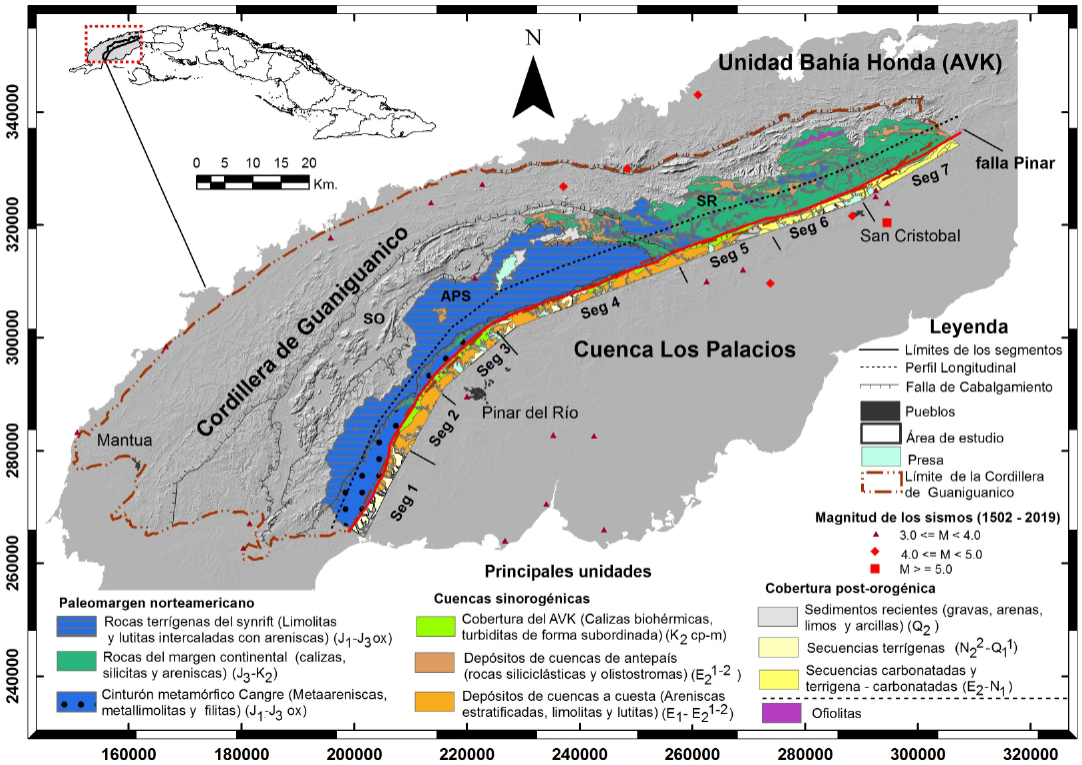

Figura 1. Mapa que muestra la situación físico-geográfica y geológica del área de estudio.SR-Sierra del Rosario, APS-Alturas de Pizarras del Sur, SO –Sierra de los Órganos, AVK-Arco Volcánico Cretácico.

Figure 1. Map showing physiographic situation and geological setting of the study area. SR-Sierra del Rosario, APS-Alturas de Pizarras del Sur, SO – Sierra de los Órganos, AVK- Cretaceous Volcanic Arc.

2007; Ordaz *et al*., 2013; Estévez *et al*., 2017; Ramírez, 2018), en todos ellos se hace un amplio uso de los métodos morfotectónicos. Ordaz *et al*. (2013) revelan las principales expresiones morfotectónicas del relieve, como contribución al estudio de la peligrosidad sísmica de un sector de la falla Pinar. Ramírez (2018) evaluó el estado actual de actividad morfotectónica de un sector entre las cuencas de los ríos Cangre y San Cristóbal, y propone un nuevo modelo de evolución del relieve. Estévez *et al.* (2017) identifican deformaciones recientes en el relieve fluvial de la Llanura Sur de Pinar del Río, a partir de la integración de los resultados de la evaluación morfométrica del relieve, el análisis de anomalías del drenaje, el estudio de la distribución espacial de los complejos estratigráficos y de los sedimentos aluviales, y la espectrometría del canal de potasio. Estas investigaciones, aunque hacen un amplio uso de los métodos de la geomorfología tectónica, se concentran en determinados sectores de la falla, por lo que no abordan la cuestión de su estructuración geomórfica, y la tectónica reciente a lo largo de toda su extensión.

La presente investigación está dirigida a evaluar las deformaciones activas asociadas a la zona de falla Pinar y su patrón de distribución espacial a través del empleo de herramientas de la geomorfología tectónica. Además, combina un estudio detallado del frente montañoso y de las subcuencas hidrográficas que drenan la vertiente sur de la Cordillera de Guaniguanico.

2. Marco geológico regional

La parte occidental de Cuba, donde se enmarca el área de estudio, representa un segmento del orógeno cubano, formado por la colisión entre el Arco Volcánico Cretácico (AVK), perteneciente a la placa del Caribe y el paleomargen continental de América del Norte (PMAN), que ocurrió entre el Eoceno Temprano y el Eoceno Medio. El área incluye el frente montañoso asociado a la zona de falla Pinar, la que separa dos grandes morfoestructuras regionales: la Cordillera de Guaniguanico al norte y la cuenca Los Palacios al sur, y las subcuencas hidrográficas de los ríos que son cortados por la falla estudiada (Fig. 1).

En las montañas de la Cordillera de Guaniguanico afloran las secuencias mesozoicas del margen continental y en ellas se distinguen varias unidades tectono-estratigráficas (UTE): Alturas de Pizarras del Sur (APS), Sierra de los Órganos (SO), Sierra del Rosario-Alturas de Pizarras del Norte-Esperanza (SR-APN-E) y el Cinturón Cangre (CC) (Cobiella, 2017). Estas unidades están caracterizadas por diferentes columnas estratigráficas, rocas magmáticas y grados de metamorfismo y separadas entre sí por fallas regionales (Fig. 1). Por el nordeste, las secuencias del margen continental yacen bajo el cabalgamiento formado por rocas del AVK y del cinturón ofiolítico del norte de Cuba (Unidad Bahía Honda), emplazadas desde el sur. La Cordillera de Guaniguanico posee una compleja tectónica, cuyo rasgo más notable lo constituyen los *nappes* o cabalgamientos (Gordon *et al.*, 1997). Los trabajos realizados por Martínez *et al.* (1987) revelan dos sistemas principales de fallas: a) sistema de fallas longitudinales, coincide con el rumbo de la estructura geológica, con dirección O-SO - E-NE, que constituye el límite de las unidades tectónicas, b) sistema transversal, cortante de la estructura geológica, con dirección SE-NO.

En los cortes de estas unidades es posible distinguir dos grandes secuencias en los estratos del Jurásico-Cretácico. Un corte basal representado por sedimentos terrígenos siliciclásticos de origen deltaico o continental (pre Oxfordiano Superior) acumulados en cuencas de *synrift*. Los cortes son mayoritariamente de carácter turbidíticos en SR-APN-E, mientras las secuencias de APS y SO se acumularon en aguas someras. Al final del Jurásico ocurre una transición hacia una sedimentación fundamentalmente carbonatada, la que está ausente en la APS, y en la UTE SR-APN-E está constituida por calizas estratificadas de aguas profundas, intercaladas con silicitas y areniscas, mientras que en SO la secuencia comienza con un potente banco carbonatado sobre el cual yace una sección carbonatada de aguas profundas, bien estratificada. En el margen meridional de la cordillera y en contacto con la falla Pinar aflora el Cinturón Cangre, que representa el equivalente metamórfico de alta presión de los cortes jurásicos del paleomargen, y está formado por metaareniscas, metalimolitas y filitas con algunas intercalaciones de mafitas metamorfizadas. Las rocas del paleomargen están cubiertas por los depósitos de la cuenca de antepaís. Estas secuencias, acumuladas en el frente de los mantos de cabalgamiento, generados durante la orogénesis cubana (Eoceno Inferior-Eoceno Medio), están formadas por depósitos gravitacionales (turbiditas y olistostromas) derivados de la erosión de las rocas del paleomargen, los terrenos de arco volcánico y las ofiolitas (Cobiella, 2017).

Por el sur las rocas del paleomargen contactan con la cuenca cenozoica Los Palacios a través de la falla Pinar. La cuenca está activa desde inicios del Eoceno (Gordon *et al*., 1997) y en ella afloran sedimentos sinorogénicos y postorogénicos con edades desde el Cretácico Superior hasta el Cuaternario. Por debajo del corte eocénico yace un substrato con rocas asignables al terreno de arco volcánico y las ofiolitas. En la estribación de la cordillera y en contacto con la falla afloran secuencias sinorogénicas correspondientes a la cobertura del AVK y a las cuencas a cuestas. Las primeras poseen una edad Maastrichtiano y están formadas por calizas biohérmicas y en cantidades subordinadas lechos terrígenos turbidíticos. Las segundas, se depositaron al dorso de los mantos de cabalgamiento durante su avance y, están representadas por areniscas, limolitas y lutitas.

En la cobertura postorogénica se individualizan 3 secuencias de diferente edad y contrastante composición litológica. La secuencia inferior (E_2-N_1) está formada por rocas carbonatadas (calizas y margas), intercaladas con areniscas y limolitas. Sobre ellas yacen rocas clásticas débilmente cementadas (Pleistoceno-Holoceno) y coronando el corte los sedimentos recientes de naturaleza aluvial, y eluvio-coluvial.

La zona de falla Pinar (FP) constituye la dislocación tectónica de mayor extensión cartografiada en superficie en el occidente de Cuba; se extiende según su rumbo por más de 160 km y se caracteriza por cambios frecuentes de dirección. Distintos investigadores la consideran como la principal estructura sismogénica en Cuba Occidental (Díaz y Lilienberg, 1989; Chuy, 2002) y estiman que el terremoto máximo potencial puede alcanzar una magnitud de 6,7 (Álvarez *et al*., 2017). La estructura surgió como una fractura de Riedel principal bajo esfuerzos de orientación NE, en la etapa final de los cabalgamientos ocurridos en el Eoceno Inferior, y registra una compleja evolución cinemática desde sus inicios hasta la actualidad, cuando todavía se mantiene activa (Meyerhoff y Hatten, 1974; Gordon *et al*., 1997).

Al inicio, y a juzgar por la distribución de los campos físicos magnetométrico y gravimétrico (Cofiño, *et al.*, 2011) y los indicadores cinemáticos, la falla funcionó como un sistema transcurrente siniestro, posteriormente tuvo una etapa intermedia de movimientos oblicuos, para culminar su evolución como una falla normal, que originó dos bloques bien definidos al norte y sur de la discontinuidad (Cofiño *et al.*, 2003; Saura *et* al., 2008; Cofiño *et al*., 2011). A lo largo del rumbo de la falla los indicadores cinemáticos (estrías) más antiguos muestran una disposición horizontal, atestiguando movimientos de deslizamiento transcurrentes. Posteriormente, y sobreimpuestas sobre los primeros se registran estrías de buzamiento abrupto hacia el SE, que indican un segundo evento de deformación, durante el cual la falla se reactivó, manifestando una componente normal (Cofiño, *et al*., 2003; Saura *et al*., 2008).

Como se observa en el mapa geológico (Fig. 1) la falla trunca bruscamente la estructura geológica de las secuencias del paleomargen, incluyendo los cabalgamientos, lo que confirma que su formación fue posterior a estos movimientos, además pone en contacto dos zonas tectónicas con edades y orígenes diferentes: el paleomargen del J-K y la cuenca Los Palacios del E-Q. También se reconoce que corta sedimentos del Cuaternario Temprano (Kartashov *et al*., 1981) y conos deluviales más jóvenes sin datación absoluta, por lo que la edad del último paleoevento puede ser Cuaternario Tardío–Holoceno (Magaz *et al*., 1997).

Aunque el área de estudio se localiza en un ambiente intraplaca, relativamente estable y de baja sismicidad, el 22 de enero de 1880 se reportó el sismo de mayor energía en Cuba occidental, con epicentro en las cercanías del pueblo de San Cristóbal con una magnitud de 5,9 en la escala de Richter (Chuy, 2002) (Fig. 1). Este evento, que se asocia con la zona de falla Pinar (Díaz y Lilienberg, 1989; Chuy, 2002, Cuevas-Ojeda *et al*., 2015), causó importantes daños en las construcciones más sólidas y numerosos heridos en San Cristóbal y otros asentamientos aledaños (Ramírez *et al*., 2010). La distribución de los eventos sísmicos (CENAIS, 2020) y sus magnitudes, de acuerdo a registros históricos (1502-1964), instrumentales analógicos (1965-1995), e instrumentales digitales (1998-2019), aunque muestra una gran dispersión, permite tener una mejor apreciación del grado de sismicidad de la parte occidental del archipiélago cubano y visualiza la asociación espacial entre un número importante de terremotos y la zona de falla Pinar, especialmente la aglomeración al sur de la Sierra del Rosario (Fig. 1).

3. Materiales y métodos

Para evaluar la intensidad de las deformaciones recientes asociadas a la actividad de la falla Pinar, así como establecer la distribución de los movimientos a lo largo de la misma, se utilizaron diversos datos geoespaciales. El

modelo digital de elevación (MDE) con 25 m de resolución espacial constituye el punto de partida, a partir del cual se logró la extracción de la red de drenaje sintética, la delimitación de las cuencas hidrográficas y del frente montañoso. Para establecer el marco geológico y tectónico regional fue empleado el mapa geológico a escala 1:100 000 del servicio geológico nacional (García-Delgado *et al*., 2005). La metodología aplicada se divide en dos etapas fundamentales. La primera dirigida a cuantificar los parámetros geométricos del frente de montaña con vista a evaluar de forma cualitativa y cuantitativa la intensidad de las deformaciones. La segunda enfocada al estudio de la red de drenaje, con la intención de entender el comportamiento de los sistemas fluviales que atraviesan el frente montañoso y la correspondencia entre sus características geomórficas y el nivel de actividad de la falla.

3.1. Delimitación del frente de montaña y su caracterización geomórfica

En la falla Pinar, la actividad tectónica reciente se refleja muy bien en el grado de preservación del escarpe tectónico trans-regional erosionado. Para delimitar el frente montañoso se recurrió a los algoritmos de extracción automática de cuencas hidrográficas en sistemas de información geográfica, para lo cual se genera un modelo hidrológico de dirección de flujo a partir del MDE (Olaya, 2004). El frente montañoso queda contorneado por las divisorias principales entre las cuencas sintéticas adyacentes (Fig. 2). Para validar la delimitación del frente, los límites obtenidos fueron superpuestos sobre el modelo de sombra y los mapas topográficos digitales y se evaluó la posición de estos respecto a los rasgos topográficos. En caso de existir desplazamientos en la ubicación

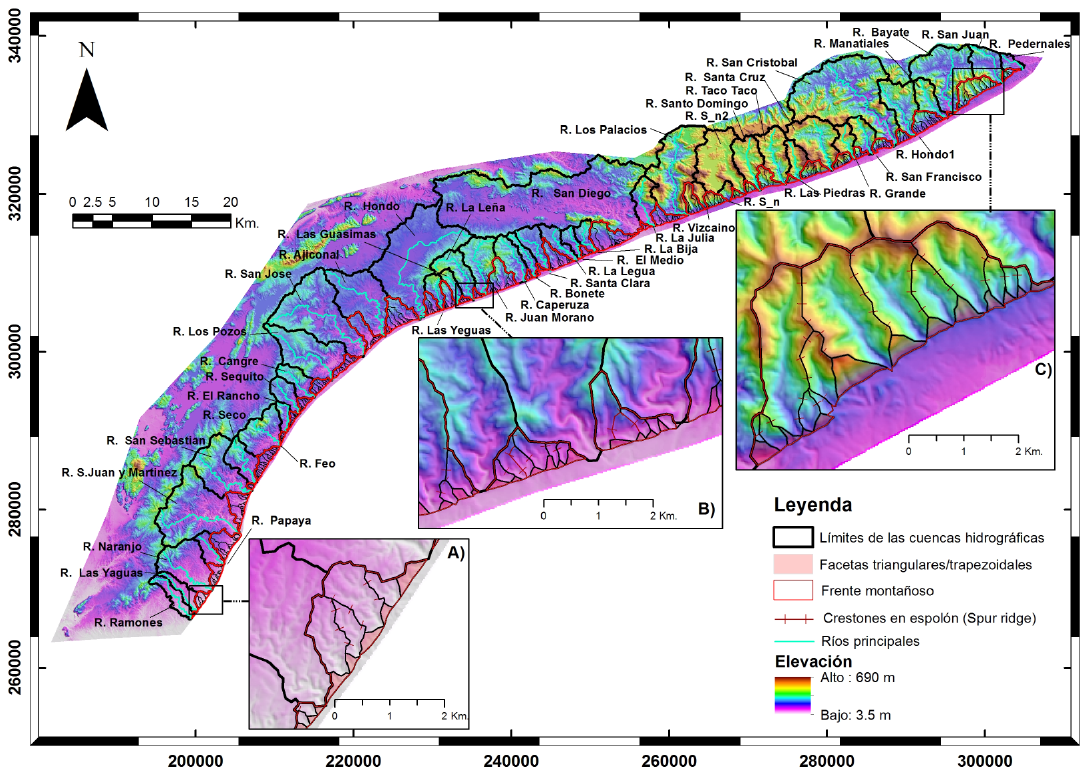

Figura 2. Mapa hipsométrico con los límites de las cuencas hidrográficas, el frente de montaña y las facetas triangulares y trapezoidales que lo componen.

Figure 2. Hypsometric map with the limits of the drainage basins, the mountain front and the triangular and trapezoidal facets that compose it.

de los contornos del frente respecto a lo observado en el mapa topografico, estos fueron corregidos manualmente. Por otra parte, se identificaron las crestas en espolón (*truncated bedrocks spurs*) que dividen los escarpes en pequeñas subcuencas, y terminan en el frente de montaña en las típicas facetas triangulares y trapezoidales (Fig. 2).

Una vez identificadas las facetas triangulares estas se caracterizaron geométricamente a través de los parámetros relacionados con la actividad tectónica relativa como la altura de la faceta, longitud basal, ancho, pendiente, área entre otros (Tsimi y Ganas, 2015; Topal *et al*., 2016). La pendiente se estima usando herramientas de la estadística zonal. La longitud basal se mide directamente de las facetas identificadas, la altura es la diferencia entre la cota máxima y la mínima dentro de cada faceta y el ancho estimado a través de relaciones trigonométricas. Finalmente, se realiza un análisis de la variación sistemática de estos parámetros a lo largo de la falla y se emplean los modelos de regresión entre las propiedades geomórficas y la actividad tectónica para estimar las tasas de levantamiento vertical en los diferentes segmentos de la zona de falla (De Polo y Anderson, 2000; Petit *et al*., 2009 a,b; Tsismi y Ganas, 2015; Topal *et al*., 2016; Struble, 2016). En el caso del método de De Polo y Anderson (2000) se utilizó el siguiente modelo de regresión, ecuación 1.

$$\log_{10} Sv = 0.00248H - 0.938 \quad (1)$$

Sv → tasa de levantamiento vertical (mm/año)
H → altura basal máxima (m)

Para estimar la tasa de levantamiento vertical a partir de la pendiente se empleó un modelo exponencial (Topal *et al.*, 2016) que representa una adaptación a la propuesta de Tsismi y Ganas (2015), y que permite estimar la tasa en condiciones de frentes montañosos con pendientes inferiores a 24°, ecuación 2.

$$Vsr = 0.00382e^{Fs} \quad (2)$$

Vsr → tasa de levantamiento vertical (mm/año)
Fs → Pendiente de la faceta

Se debe destacar que los métodos aplicados fueron desarrollados para condiciones climáticas diferentes a las que existen en el área de estudio y no es posible recalibrar los modelos dada la ausencia de datos precisos sobre tasas de levantamiento de fallas normales activas en el país. Por esta razón, los procedimientos utilizados se consideran exploratorios o de reconocimiento y los resultados obtenidos como preliminares para el área. Como forma de minimizar la incertidumbre también se aplican diferentes marcadores morfométricos para evaluar, de forma cualitativa, el grado de actividad de la falla.

En este caso fueron aplicados el índice de sinuosidad del frente montañoso (Sfm) y la relación entre el ancho del fondo del valle y la altura de la cuenca (Vf), ambos indicadores han mostrado resultados satisfactorios en diferentes contextos geodinámicos (Silva *et al*., 2003; Bull, 2007; Daxberger y Riller, 2015; García-Delgado y Velandia, 2019).

En relación con la geometría del frente montañoso se calcula su Índice de sinuosidad, Sfm, que relaciona la longitud del pie del frente (escarpe tectónico) con la longitud lineal de la traza de la falla, ecuación 3 (Bull, 2007).

$$Sfm = \frac{Lmf}{Ls} \quad (3)$$

Lmf → Longitud real del frente
Ls → Longitud euclidiana de la traza de la falla

Este índice refleja el equilibrio entre el ascenso, el cual mantiene el frente rectilíneo, y la erosión, que provoca la sinuosidad de este. Los valores de Smf inferiores a 1,6 indican frentes rectilíneos generados por actividad tectónica reciente (frentes tectónicamente activos), independientemente de la resistencia mecánica de la roca fracturada. Valores elevados de Smf (mayores a 3) indican el efecto de la erosión y el decrecimiento de la tasa de levantamiento (frentes inactivos), provocando el retroceso del frente respecto a la posición del plano de falla. Así, mientras más próximo esté el índice a 1 el escarpe del frente será más recto y definido, indicando que los procesos tectónicos predominan sobre los erosivos.

Burbank y Anderson (2012) recomiendan para evaluar el índice de sinuosidad (Smf) a lo largo de frentes montañosos extensos su subdivisión en segmentos o secciones, para lo que han propuesto diferentes criterios: existencia de cambios litológicos, variaciones de la orientación o inflexiones del frente, presencia de valles fluviales transversales y cambios en el comportamiento geomórfico. Es importante aclarar que estas secciones no corresponden con segmentos sísmicos, para lo cual se necesitan estudios más detallados de segmentación de fallas. En este caso, el frente montañoso se dividió en 7 segmentos geomórficos (Fig. 1), enmarcados entre los ríos principales que atraviesa el frente, considerando los criterios antes expuestos. El índice se calculó manualmente empleando las hojas topográficas a escala 1: 25 000, el MDE y el mapa de pendiente. Para reducir la subjetividad en la estimación de Sfm se identificaron las curvas de nivel que marcan el contacto entre el frente montañoso y el piedemonte adyacente y se calculó longitud de las mismas. Las curvas seleccionadas se corrigieron para eliminar las inflexiones provocadas por las zonas de acumulación de sedimentos, mientras que los entrantes, coincidentes con los principales ríos, se limitaron a una distancia uniforme de 0,5 km corriente arriba en todas las cuencas fluviales (Bull, 2007).

La relación entre el ancho del fondo del valle y la altura de la cuenca (Vf) constituye también un índice muy sensitivo al ascenso tectónico, el cual indica la capacidad de erosión vertical del río frente a su capacidad de erosión lateral, por lo tanto, logra diferenciar entre valles en forma de U, donde predomina la erosión lateral, resultante de una estabilidad tectónica (Vf > 1) y valles en forma de V con predominio de la erosión vertical, consecuencia de un rápido ascenso (Vf < 1). El índice se define según la ecuación 4.

$$Vf = \frac{2Vfw}{(Hls - Hrb) + (Hrs - Hrb)} \quad (4)$$

Vfw → Ancho del fondo del valle
Hls y Hrs → Altura media de los márgenes a ambos lados del río principal
Hrb → Altura del cauce del río

En el cálculo de este índice se siguieron las recomendaciones de Bull (2007) y Burbank y Anderson (2012) para la selección de las cuencas y del sitio de cálculo. Generalmente, para facilitar la interpretación se utilizan cuencas de dimensiones comparables y la estimación del índice se realiza en las proximidades del frente de montaña, a distancias inferiores a 1 km aguas arriba.

Según Rockwell *et al.* (1984) solamente la combinación de los índices Vf y Smf proporciona información semicuantitativa del grado de actividad tectónica del frente estudiado y permite su asignación a una clase determinada. Los frentes tectónicamente activos se caracterizan por valores bajos de ambos índices (Clase I-Frentes tectónicamente activos), mientras que los frentes inactivos (Clase III) manifiestan valores altos, los casos intermedios se atribuyen a la clase II (frentes moderadamente activos). La evaluación regional de la variación de las tasas de levantamiento vertical del frente montañoso posee un valor práctico considerable al permitir identificar los segmentos con mayor potencial sismogénico de las zonas de falla.

3.2. Estudio de la red de drenaje

Los sistemas fluviales tienen la capacidad de ser extremadamente sensibles a los movimientos recientes, ante los cuales ajustan sus perfiles longitudinales para acomodarse a los desequilibrios resultantes de las perturbaciones tectónicas. Por esta razón, se estudian las subcuencas hidrográficas de los ríos que atraviesan el frente montañoso y así poder evaluar la respuesta del relieve a las deformaciones tectónicas. En este sentido, el estudio de los ríos en lechos rocosos se basa en parte en el análisis de sus perfiles longitudinales y especialmente en la presencia de zonas de ruptura o saltos, los llamados *knickpoints* (Schmidt *et al*., 2015; Castillo *et al*., 2017).

Los perfiles de los ríos poseen una tendencia natural a la concavidad, lo que ha sido considerados durante mucho tiempo como un estado de equilibrio dinámico en la evolución del perfil del río. Los perfiles longitudinales del

río principal se normalizaron (la elevación y la distancia se dividen por la amplitud de variación de cada parámetro), permitiendo la comparación entre ríos de diferentes longitudes y gradientes (Ruszkiczay-Rüdiger *et al*., 2009; Pérez-Peña *et al*., 2016). Además, para cuantificar el grado de curvatura del perfil longitudinal se estimó la concavidad. La herramienta "R-Profiler" (Pérez-Peña *et al*., 2016) fue utilizada para construir los perfiles longitudinales normalizados y calcular la concavidad.

Las variaciones del perfil de equilibrio, provocadas por perturbaciones externas, tendrán como consecuencia la aparición de *knickpoints* en el perfil del río. Estas rupturas bruscas son expresión del desequilibrio de un sistema fluvial y constituyen la respuesta a las variaciones de las tasas de levantamiento (Wobus *et al*., 2006) o cambios litológicos. En la literatura se describen diversos procedimientos para identificar los *knickpoints*, basados en diferentes enfoques teóricos y con sus propias ventajas y desventajas (Hack, 1973; Hayakawa y Oguchi, 2006; Wobus *et al*., 2006; Queiroz *et al*., 2015; Zahra *et al*., 2017).

En este trabajo se utiliza la herramienta "Knickpoint finder" (Queiroz *et al*., 2015), la cual se basa en el índice (RDE) propuesto por Etchebehere *et al.* (2004) y está dirigido a encontrar los puntos de ruptura a lo largo de los perfiles longitudinales. El Índice Relativo de Gradiente-Extensión (RDE) se calcula a partir de la relación entre el gradiente de un tramo recto del río (ΔH/ΔL) por la longitud total del río entre el centro del intervalo de interés y el borde la cuenca (L), ecuación 5.

$$RDE = \frac{\Delta H}{\Delta L} \cdot L \quad (5)$$

$$RDE_t = \frac{\Delta H_t}{\Delta L_t} \cdot \ln (L_t) \quad (6)$$

El valor RDE se puede normalizar por el RDE_t total, que considera la pendiente total del río desde su nacimiento hasta su desembocadura y su longitud total (Lt), ecuación 6. El índice normalizado (RDE/RDEt) permite identificar los *knickpoints* anómalos.

También se llevó a cabo un estudio morfométrico de las cuencas hidrográficas a través de índices que han demostrado ser una vía eficiente de clasificar el relieve de acuerdo a su estado de equilibrio dinámico (Andreani y Gloaguen, 2016). El análisis incluyó los índices geomórficos siguientes: integral hipsométrica (HI), factor de asimetría (AF) y el relieve interno (Dv), los que reflejan los cambios topográficos y la actividad tectónica reciente. El factor de asimetría permite evaluar la existencia de basculamiento tectónico en una cuenca hidrográfica (Ma *et al.*, 2019) y se define según la ecuación 7.

$$A_f = \frac{A_d}{A_t} \cdot 100 \quad (7)$$

$A_d \rightarrow$ *Área a la derecha del cauce principal en dirección aguas abajo*
$A_t \rightarrow$ *Área total de la cuenca*

La integral hipsométrica es una medida de la disección relativa de la cuenca de drenaje y se calcula según la ecuación 8.

$$HI = \frac{H_m - H_{mín}}{H_{max} - H_{mín}} \quad (8)$$

$H_m, H_{max}, H_{mín} \rightarrow$ *Alturas media, máxima y mínima de la cuenca*

Los valores de HI próximos a 1 indican que las cotas medias están muy cercanas a las cotas máximas, y por lo tanto reflejan condiciones de relieve joven, transitorio (los levantamientos predominan sobre la erosión), mientras que valores cercanos a 0 indican relieves maduros (predominio de la erosión), donde las elevaciones medias están muy próximas a las cotas mínimas (Pérez-Peña *et al*., 2016). Para cada cuenca también se estimó el relieve interno, definido por la diferencia de alturas dentro de ella, dividida por el área.

Además de los perfiles longitudinales de los principales ríos se construyeron perfiles topográficos convencionales y de barrido, como forma de analizar la respuesta a largo plazo del relieve a los procesos activos (Kirby y Whipple, 2012; Perez-Peña *et al*., 2016; Ramírez, 2018). Los perfiles altimétricos de

barrido o proyectados son aquellos donde las curvas de nivel se interceptan por un conjunto de perfiles paralelos, regularmente espaciados dentro de una banda (*swath*) o zona de influencia, en los cuales se registran el valor mínimo, máximo y medio de la altura. Este tipo de perfil ofrece una visión más amplia sobre el comportamiento altitudinal del relieve (Grohmann, 2004). La curva de valor medio del perfil proyectado refleja la tendencia topográfica general del relieve, mientras que las de mínimo y máximo indican su grado de variación o disección. En zonas estables de poca disección y relieve local, las tres curvas del perfil de barrido aparecen unidas. Por otra parte, las curvas muestran una gran variación en relieves montañosos, muy diseccionados, sometidos a una fuerte incisión o altas tasas de levantamiento (Perez-Peña *et al*., 2016).

4. Análisis y discusión de los resultados

El análisis hipsométrico del relieve comenzó con la construcción de 2 perfiles topográficos paralelos a la zona de falla (Fig.1), uno convencional que coincide con la traza de la misma y el otro de barrido, situado hacia el centro del área de estudio. El perfil topográfico por el frente de montaña muestra una marcada variabilidad en el comportamiento de las alturas, atribuido a los procesos de erosión que diseccionan el frente montañoso (Fig. 3). Para eliminar la variabilidad, revelar la tendencia regional del relieve y por consiguiente facilitar su interpretación se suavizó la curva aplicando medias móviles. De acuerdo al comportamiento altimétrico del frente se individualizan tres bloques con rasgos geomórficos contrastantes. Uno situado al oeste del río Ajiconal (Fig. 3, bloque occidental) con un decrecimiento sostenido de la altura en esa misma dirección, un bloque central limitado por los ríos Ajiconal y San Diego (Fig. 3, bloque central) con valores de elevación más estables, y un bloque oriental, donde el frente alcanza sus valores máximos de altitud. La amplitud de variación de las alturas indica que el frente de montaña posee mayor desarrollo en el bloque oriental.

El análisis del perfil de barrido permitió identificar claras regularidades en el relieve. De acuerdo al comportamiento de la curva de máxima elevación, la Sierra del Rosario constituye un bloque levantado, con forma de meseta y ligeramente basculado hacia el NE. La curva de elevación media, que refleja la tendencia altimétrica general del relieve, separa tres bloques bien diferenciados (Fig. 4). En la mayoría de los relieves, los perfiles de barrido muestran la curva de elevación media próxi-

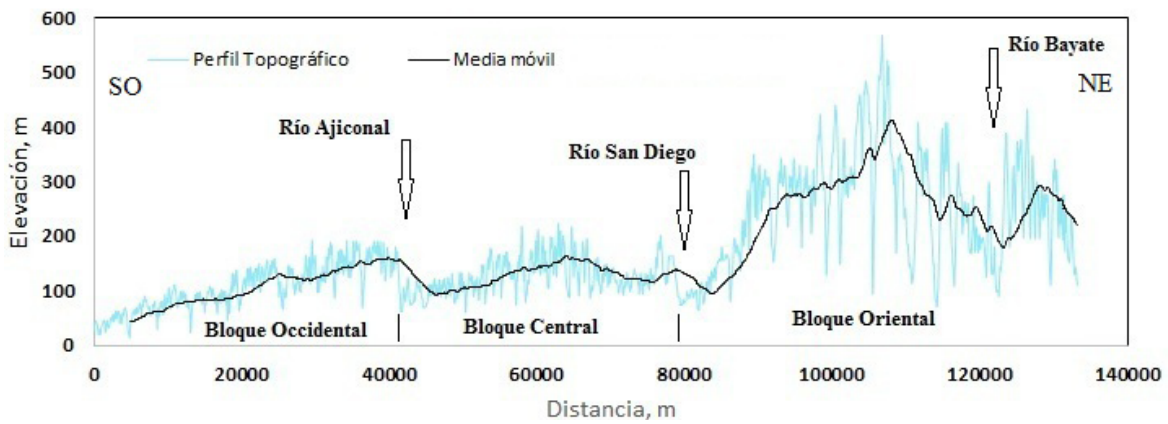

Figura 3. Perfil topográfico coincidente con el frente de montaña, indicando 3 bloques con comportamientos altimétricos contrastantes (Exageración vertical -75 veces).

Figure 3. Topographic profile along the mountain front, revealing 3 blocks with contrasting altimetric behaviors (Vertical exaggeration- 75 times).

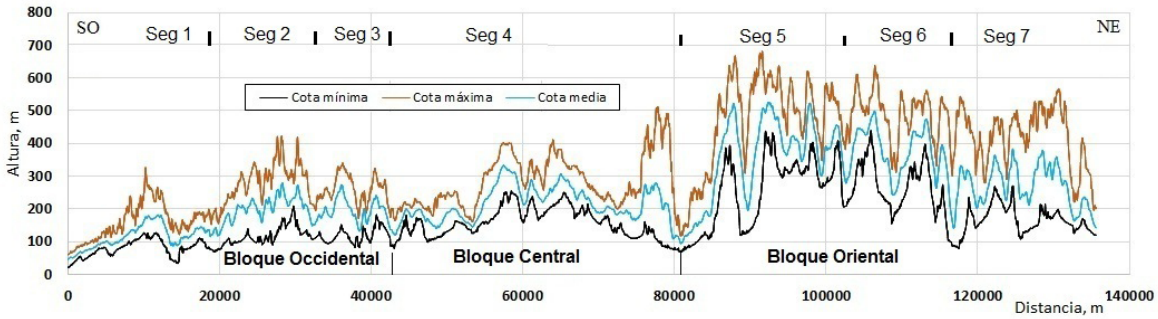

Figura 4. Perfil topográfico de barrido de 3 km de zona de influencia, paralelo al frente de montaña.
Figure 4. Swath topographic profile parallel to the mountain front. Swath width 3 km.

ma a la mínima (Pérez-Peña *et al*., 2015; Wobus *et al*., 2006). Sin embargo, en este caso se encuentra centrada o ligeramente próxima a la máxima, lo cual refleja un relieve joven, transitorio que se ajusta a tasas elevadas de levantamiento (Fig. 4).

Las curvas de máximo y mínimo poseen una separación considerable, reflejo de un relieve expuesto a una intensa incisión fluvial y/o levantamiento, especialmente, al sur de la Sierra del Rosario. Es precisamente en esta zona donde se desarrollan profundos y angostos cañones fluvio-kársticos (Gutierrez-Domech, 1998), como respuesta al levantamiento de la cordillera. Finalmente, la curva de elevación mínima, que indica la profundidad de incisión fluvial, muestra valores de elevación estables y bajos hacia el SO (entre 0-42 Km de distancia a lo largo del perfil), elevaciones intermedias a distancias entre 42 y 80 km y más altas y variables hacia el NE.

4.1 Estudio del frente de montaña

A lo largo del frente de montaña se individualizaron un total de 343 facetas triangulares y trapezoidales (Fig. 2) con características geométricas variables (Tabla 1). El extremo NE está formado por facetas bien definidas de alturas y pendientes considerables. Las crestas en espolón son lineales y paralelas, al igual que las subcuencas dentro del frente (Fig. 2c). En la parte central, estas formas del relieve tienen menor desarrollo, así como altura e inclinación (Fig. 2b). En el extremo SO las facetas no están bien definidas y las crestas en espolón son curvilíneas (Fig. 2a). Como regularidad las facetas se van atenuando del NE al SO.

Los parámetros geométricos se distribuyen asimétricamente, aunque este rasgo es menos marcado en la pendiente. La asimetría se puede explicar por la presencia de varias poblaciones de facetas o por el hecho de que las de mayores dimensiones son menos estables y por consecuencia de menor probabilidad de ocurrencia. Ningún parámetro se ajusta a la ley de distribución Gaussiana de acuerdo con los resultados de la prueba K-S (Tabla 1). La altura de las facetas varía entre 2,5 y 447 m con 54 m de valor medio, mostrando una distribución asimétrica positiva. Los segmentos del 1 al 4 poseen alturas comparables, lo que se evidencia en la igualdad de las medias y la poca variabilidad de los valores (Fig. 5a). Las facetas de los segmentos 5, 6 y 7 son las de mayor altura, además de poseer un amplio rango de variación e innumerables valores extremos. Esta variable está fuertemente correlacionada con la pendiente (coeficiente de correlación r = 0,8), por lo tanto, como generalidad las facetas de pendientes abruptas poseen mayor altura y viceversa (Tabla 2). Esta alta correlación entre ambos parámetros, ha sido observado en otros frentes asociados con fallas normales (Tsimi y Ganas, 2015).

Tabla 1. Estadística descriptiva de los principales parámetros geométricos de las facetas del frente montañoso.
Table 1. The descriptive statistics of the main geometric parameters of mountain front facets.

	Long_B (m)	Pend (°)	Altura (m)	Ancho (m)
Media	316.26	19.46	53.94	222.95
Mediana	259.57	17.37	35.52	188.88
Desviación estándar	209.90	8.52	63.81	152.24
Kurtosis	9.05	0.74	13.19	5.41
Asimetría	2.39	1.00	3.33	1.99
CV	0.66	0.44	1.18	0.68
Amplitud	1542.97	46.42	444.57	942.63
Mínimo	61.63	2.88	2.56	22.30
Máximo	1604.60	49.29	447.12	964.93
No de facetas	343	343	343	343
Est KS	0.14	0.16	0.25	0.14
KS Crítico, alpha=.10	0.07	0.07	0.07	0.07
KS Crítico, alpha=.05	0.07	0.07	0.07	0.07
KS Crítico, alpha=.01	0.09	0.09	0.09	0.09

**Pend-Pendiente, Long_B-Longitud de la base, CV-coeficiente de variación,*
Est KS-Estadigrafo KS de la prueba Kolmogorov-Smirnov (KS)

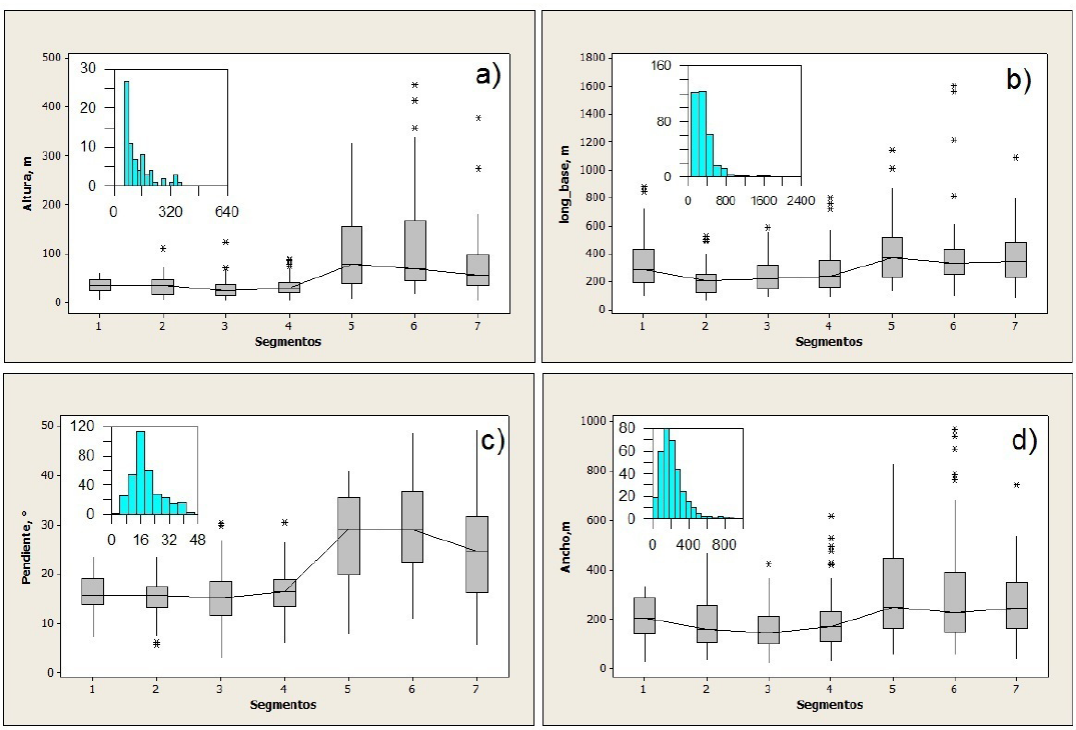

Figura 5. Histogramas y gráficos de caja que muestran la distribución de los parámetros geométricos en los segmentos de la falla. a) Altura, b) Longitud de la base, c) Pendiente, d) Ancho.

Figure 5. Histograms and box plots showing the geometric parameters distribution on fault segments. a) Height, b) Basal length, c) Slope, d) Width.

Tabla 2. Matriz de correlación (coeficiente de correlación de Pearson-r) de los parámetros geométricos de las facetas.
Table 2. Correlation matrix (Pearson's correlation coefficient-r) for the facet geometric parameters.

	Long_B (m))	Pend (°)	Altura (m)	Ancho (m)
Long_B (m)	1.00			
Pend (°)	0.34	1.00		
Altura (m)	0.36	0.81	1.00	
Ancho (m)	0.30	0.66	0.88	1.00

La pendiente de las facetas manifiesta una distribución muy similar a la altura, lo que es de esperar dada su alta correlación. La media global de este parámetro alcanza los 19,5°, y los valores medios se incrementan en dirección NE, alcanzando los máximos en los segmentos 5, 6 y 7. También la dispersión disminuye de forma continua del NE al SO. De acuerdo al histograma y los resultados de la estadística descriptiva este parámetro, cuando se analiza toda la población de facetas, no es simétrico (Fig. 5c), aunque un análisis detallado de los gráficos de caja por segmentos muestra un comportamiento diferente (distribuciones simétricas en cada uno de ellos). En este sentido, la asimetría parece ser consecuencia de la mezcla de poblaciones, lo que es resultado de historias de desarrollo diferente de los segmentos que conforman la falla, incluyendo edades y tasas distintas de levantamiento. El parámetro ancho y la longitud basal tienen un patrón muy similar a las dos variables anteriores, aunque en ellos es más marcada la diferenciación del frente montañoso en tres grupos fundamentales. Como generalidad los parámetros geométricos de los segmentos de la parte NE (segmentos 5, 6 y 7) presentan valores medios más altos y de mayor variabilidad.

Atendiendo a la caracterización geométrica y considerando los modelos empíricos desarrollados por Tsimi y Ganas (2015) y De Polo y Anderson (2000), se estimaron las tasas de levantamiento (Fig. 6). En una primera etapa, los cálculos abarcaron todas las facetas identificadas, y consideran las pendientes mínima, media y máxima. Esto permitió predecir un rango probable de velocidades de ascenso. Este enfoque se justifica pues los escarpes erosionados no son planos inclinados perfectos y presentan un amplio rango de variación de pendientes en su interior, además, la tasa calculada a partir de la pendiente media arroja el valor más probable. La tasa media fluctúa entre 0,04 y 0,6 mm/año, con valores más elevados en los segmentos que coinciden con el sur de la Sierra del Rosario (Fig. 6b). Probablemente, esta amplia variación de los valores obtenidos es reflejo de la distribución no uniforme de la actividad tectónica de la falla, que muestra un carácter más sismoactivo hacia el extremo NE, precisamente donde se aglomeran los sismos registrados en Cuba occidental.

Para generalizar los resultados y entender la distribución de los movimientos recientes a lo largo de la falla, se determinan las tasas de levantamiento para cada segmento a partir de las pendientes medias de las facetas que conforman cada una de las secciones (Fig. 6c). Esta figura muestra un patrón muy similar al comportamiento de otros parámetros, donde el bloque oriental, formado por los segmentos 5,6,7, manifiesta las mayores tasas de ascenso, lo que contrasta de forma significativa con el resto de los segmentos de la zona de falla.

Los segmentos 1-4 muestran tasas comparables y aunque hay diferencias en el relieve entre ellos, las tasas de levantamiento no muestran diferencias significativas. También se aplicó el modelo de De Polo y Anderson (2000) para estimar la tasa de levantamiento vertical (Sv) a partir de las alturas medias del frente montañoso en cada segmento. La curva obtenida (Sv) muestra una coincidencia

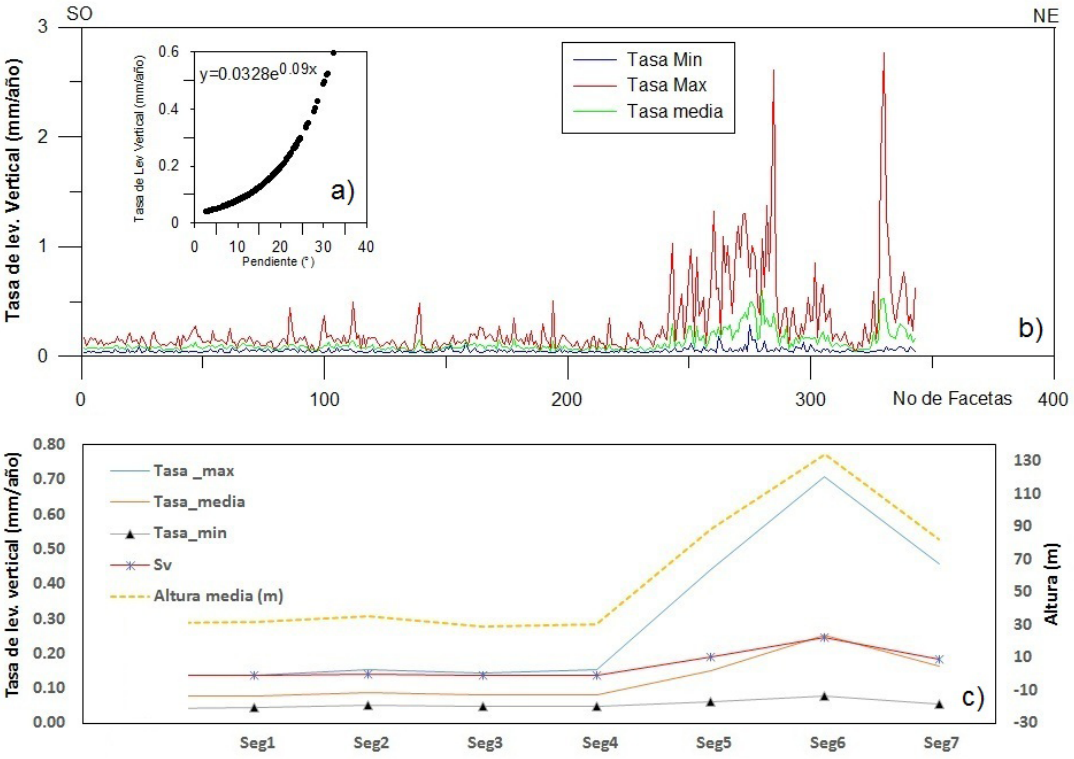

Figura 6. Tasas de levantamiento vertical estimadas a partir de la aplicación de los modelos de Tsimi y Ganas (2015) (Tasa vs. pendiente) y Polo y Anderson (2000) (Tasa vs. altura). A) Ejemplo del modelo utilizado para estimar la tasa a través de la pendiente, B) Estimados de la tasa de levantamiento a lo largo de todas las facetas que conforman el frente de montaña (Tsimi y Ganas, 2015). C) Estimados de la tasa de levantamiento en los diferentes segmentos de la zona de falla. Sv – tasa derivada del modelo de De Polo y Anderson (2000).

Figure 6. Estimated vertical slip rates predicted by models of the Tsimi y Ganas (2015) (Slip Rate vs. slope) and Polo and Anderson (2000) (Slip Rate vs. height). A) An example of the model applied to estimate the rate using the slope, B) Estimates of the slip rate along all the facets of mountain front (Tsimi y Ganas, 2015). C) Estimates of the slip rate in the different segments of the fault zone. Sv – vertical slip rate derived from the model of De Polo and Anderson (2000).

aceptable con la curva de tasa media en los segmentos 5, 6 y 7, mientras que en el resto coincide con la curva de tasa máxima (Fig. 6c), lo que indica que los valores estimados por ambos métodos son comparables. El occidente de Cuba carece de estudios profundos que proporcionen datos paramétricos de fallas sísmicamente activas, incluyendo las tasas de levantamiento (Villalón-Semana *et al*., 2020). Magaz *et al*. (1997) manifiestan que se desconoce la tasa de levantamiento de la falla Pinar y proponen un valor muy laxo de < 1mm/año, al tiempo que consideran valores muy bajos de hasta 0,02 mm/año. Los valores estimados en este trabajo se encuentran dentro de ese intervalo orientativo.

Con vistas a la evaluación cualitativa o semicuantitativa del grado relativo de actividad reciente de la falla se estimaron los índices geomórficos Smf y Vf (Fig. 7). El índice de sinuosidad indica que el frente tiene mayor actividad hacia la parte NE, donde los segmentos son más rectilíneos (Smf< 1,6-frente tectónicamente activo), y donde el levantamiento supera la erosión. En el resto de los segmentos el índice muestra valores superiores a 2 y alcanza un máximo de 2,7 en el segmento 2.

Como una parte de la variación de Vf es atribuible al área de la cuenca hidrográfica (Bull, 2007), las cuencas muy extensas no se consideraron para estimar el valor medio de este

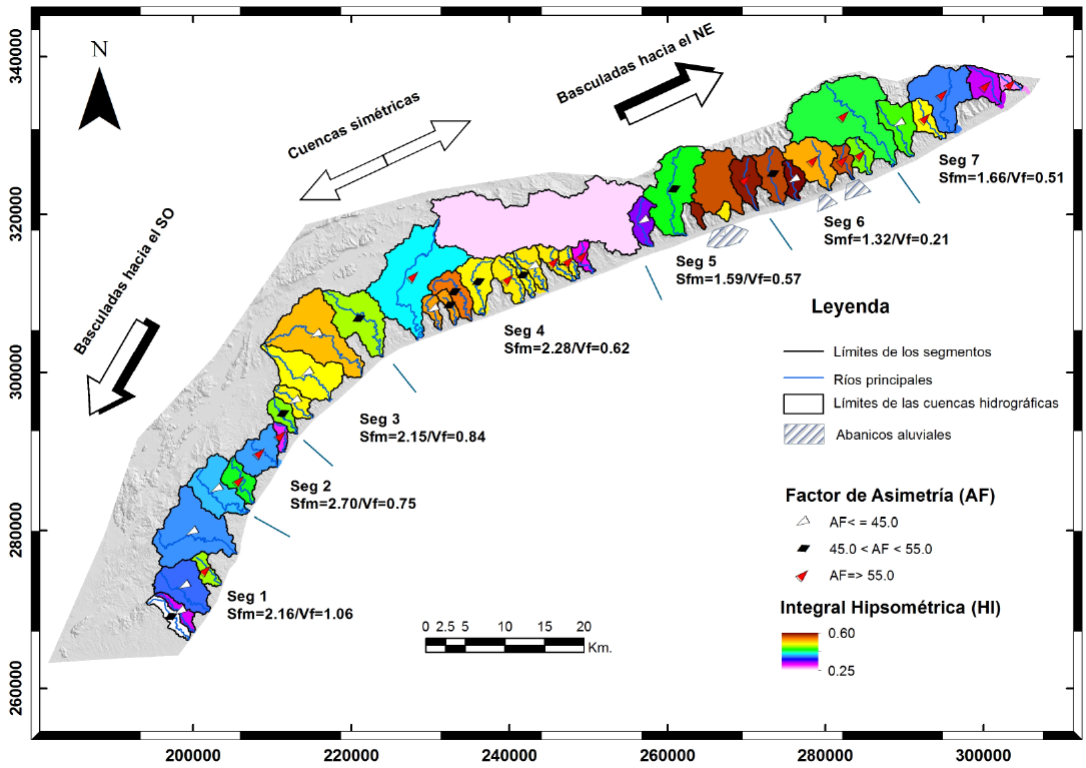

Figura 7. Comportamiento espacial de los índices morfométricos vinculados con el frente montañoso (Sfm y Vf) y las cuencas hidrográficas (AF y HI). Las saetas indican la dirección de basculamiento tectónico de las cuencas hidrográficas.

Figure 7. Spatial pattern of the morphometric indices related to the mountain front (Sfm and Vf) and the drainage basins (AF and HI). The arrows indicate the tectonic tilt direction of the drainage basins.

índice en los diferentes segmentos (Tabla 3). Como se puede apreciar Vf presenta los valores más bajos hacia el NE (Segmentos 5,6 y 7), precisamente donde los ríos han excavado profundos y estrechos cañones fluviokársticos, y va aumentando hasta alcanzar el máximo valor en el extremo SO (segmento 1), o sea donde las deformaciones recientes están más atenuadas y el proceso de elevación es más lento. Los ríos de los segmentos 5, 6 y 7 poseen valores inferiores a 0,6, indicando frentes tectónicamente muy activos. En resumen, los segmentos 5, 6 y 7 se asocian a la clase I, que corresponde a zonas tectónicamente activas, mientras que el resto de los segmentos se categoriza como moderadamente activos (Clase II).

4.2. Análisis de la red fluvial

Las 43 subcuencas hidrográficas que drenan el área de trabajo y los cauces principales se muestran en la figura 2. Varios ríos en la vertiente sur de la Sierra del Rosario que corren sobre rocas carbonatadas alternan los cauces superficiales con los subterráneos, dificultando en algunos casos definir la posición del talweg. Los ríos principales están separados a una distancia media de 3 km, y como generalidad forman cuencas hidrográficas alargadas y estrechas que evidencian altas tasas de actividad tectónica (Tabla 3). El área de las subcuencas, que posee una distribución asimétrica positiva, varía entre 3 y 181 km^2 con un promedio de 25 km^2. Hay determinadas co-

Tabla 3. Índices geomórficos de las subcuencas hidrográficas que atraviesan el frente montañoso.
Table 3. Geomorphic indexes of drainage basins crossing the mountain front.

Cuenca	Area,m²	Relieve	DV	Kn	Dz	HI	Lon	An	Fo	Con	Vf	AF	Pend	Segm.
R. Pedernales	4.9	335.7	69.0	0	0	0.27	4.3	2.2	2.0	-3.5	1.6	64.8	12.0	7
R. San Juan	16.0	481.2	30.0	0	1	0.30	7.7	3.8	2.0	24.4	0.4	64.5	17.2	7
R. Bayate	42.4	466.4	11.0	0	0	0.36	9.1	8.5	1.1	22.1	0.5	59.1	18.1	7
R. Manantiales	11.5	423.9	37.0	3	2	0.49	6.2	2.7	2.3	-5.0	0.3	56.3	19.9	7
R. Hondo1	21.5	451.2	21.0	5	1	0.44	8.2	4.6	1.8	35.6	0.3	29.0	19.0	7
R. San Cristobal	99.5	497.5	5.0	9	11	0.43	13.7	12.8	1.1	31.6	---	60.6	20.2	7
R. San Francisco	10.8	486.2	45.0	3	2	0.45	5.4	2.6	2.0	34.8	0.2	61.0	20.7	6
R. Grande	8.1	518.8	64.0	7	1	0.55	4.6	3.2	1.4	5.0	0.2	57.8	17.2	6
R. Santa Cruz	27.9	584.9	21.0	24	7	0.51	7.6	5.0	1.5	-6.1	0.1	64.4	19.9	6
R. Las Piedras	9.2	554.5	60.0	10	0	0.58	5.4	2.4	2.3	-7.8	0.2	42.0	18.0	6
R. Taco Taco	20.2	524.1	26.0	16	4	0.56	7.4	3.6	2.1	14.6	0.3	48.1	19.8	6
R. S. Domingo	17.4	539.6	31.0	14	5	0.57	7.3	3.4	2.2	9.9	0.3	57.7	17.2	5
R. s_n2	36.3	508.9	14.0	10	1	0.55	9.3	5.5	1.7	---	---	---	14.0	5
R. s_n	2.9	449.8	155.0	0	0	0.49	2.6	1.9	1.4	---	---	---	18.9	5
R. Vizcaino	3.7	555.3	152.0	10	0	0.57	3.8	1.6	2.4	---	---	---	20.4	5
R. Los Palacios	53.8	592.2	11.0	33	3	0.43	12.3	6.1	2.0	49.3	0.4	48.4	19.9	5
R. La Julia	13.7	601.1	44.0	1	0	0.32	6.7	3.0	2.2	41.8	1.0	45.0	15.7	5
R. San Diego	170.3	510.9	3.0	28	2	0.25	---	---	---	---	---	'---	11.7	5
R. La Bija	6.5	432.3	67.0	0	0	0.29	4.3	2.3	1.9	27.5	1.7	56.3	12.8	4
R. El medio	5.6	199.9	36.0	0	0	0.49	4.1	2.0	2.1	16.4	1.1	71.5	12.3	4
R. La Legua	9.0	198.4	22.0	1	0	0.49	6.7	2.6	2.6	1.0	0.9	66.1	9.7	4
R. Santa Clara	12.4	236.5	19.0	2	0	0.49	6.3	3.1	2.0	2.3	0.4	40.7	10.3	4
R. Bonete	6.7	274.0	41.0	2	0	0.48	6.6	1.4	4.7	-3.2	0.7	54.2	12.9	4
R. Caperuza	14.3	313.9	22.0	0	0	0.49	6.8	3.0	2.2	6.1	0.3	72.4	14.1	4
R. Juan_Morano	21.8	371.0	17.0	1	0	0.49	7.4	4.9	1.5	8.4	0.2	52.5	13.7	4
R. La Leña	16.5	345.9	21.0	2	0	0.54	6.9	4.2	1.6	18.0	0.3	49.2	13.9	4
R. Las Guásimas	5.6	338.8	61.0	0	0	0.52	4.7	1.6	2.9	13.3	0.5	48.3	14.9	4
R. Las Yeguas	6.8	346.8	51.0	1	0	0.52	4.7	2.2	2.1	28.3	0.3	43.6	14.2	4
R. Hondo	82.4	329.6	4.0	3	0	0.39	17.0	6.4	2.7	-1.5	---	55.4	5.4	4
R. Ajiconal	42.9	214.5	5.0	3	0	0.46	11.3	6.1	1.9	9.4	1.8	53.5	7.1	3
R. San José	68.8	275.0	4.0	1	0	0.51	12.1	9.8	1.2	29.4	0.5	43.1	10.5	3
R. Los Pozos	40.7	284.8	7.0	2	0	0.49	11.1	5.1	2.2	25.3	0.7	38.4	11.9	3
R. El Cangre	11.1	265.7	24.0	0	0	0.49	6.2	3.0	2.1	14.5	0.5	41.2	12.3	3
R. Sequito	10.1	252.2	25.0	1	2	0.45	5.4	2.8	1.9	17.9	0.6	51.7	10.7	3
R. El Rancho	4.7	346.7	73.0	0	0	0.29	4.5	1.4	3.1	30.3	0.7	75.1	14.2	2
R. Feo	23.1	368.9	16.0	2	0	0.37	5.2	6.4	0.8	30.3	0.7	56.8	15.2	2
R. Seco	14.1	296.2	21.0	1	0	0.43	6.4	2.7	2.4	34.8	0.8	60.0	14.5	2
R. San Sebastián	31.9	414.9	13.0	0	0	0.38	8.5	6.1	1.4	31.5	0.7	40.5	14.3	1
R. SJ y Martinez	62.1	434.6	7.0	6	0	0.37	9.9	9.8	1.0	48.2	1.0	36.2	14.6	1
R. Papaya	8.1	227.1	28.0	1	0	0.46	5.0	2.3	2.2	29.4	0.8	63.8	9.1	1
R. Naranjo	31.3	375.9	12.0	1	0	0.36	8.0	5.3	1.5	33.7	1.0	32.5	10.9	1
R. Las Yaguas	7.3	283.8	39.0	0	0	0.30	7.0	2.2	3.2	23.9	1.2	25.9	7.6	1
R. Ramones	9.7	368.3	38.0	0	0	0.24	7.5	2.2	3.4	35.8	1.7	51.5	8.6	1

**HI-Integral hipsométrica, DV-relieve interno (m/Km²), Kn-Cantidad de Knickpoints, Dz-Cantidad de deslizamientos, Lon –Longitud (m), An-Ancho(m), Fo-Índice de forma, Con. –Concavidad del cauce principal, Vf- relación entre el ancho del fondo del valle y la altura de la cuenca, Área-área (m²), AF-Factor de asimetría, Pend-pendiente (°)*

rrientes fluviales (ríos San Cristóbal, Bayate, San Diego, Hondo) donde la erosión fluvial remontante ha logrado cortar la divisoria principal y por consecuencia han formado cuencas más extensas y circulares, que las adyacentes. Estos ríos generalmente coinciden con fallas transversales que delimitan bloques, por lo que la denudación selectiva ha permitido un mayor desarrollo de estas cuencas. Sin embargo, la mayoría de los cauces fluviales en las proximidades del frente montañoso, en la parte NE forman valles angostos y profundos.

El análisis de la distribución espacial del factor de asimetría (AF) permite identificar importantes regularidades en el comportamiento de las cuencas hidrográficas. Las subcuencas de los segmentos 5,6 y 7 muestran un basculamiento tectónico hacia el NE (AF > 55), correspondiendo perfectamente con la inclinación de la superficie denudativa (Fig.4) en esta parte de la cordillera (Fig. 7), las cuencas de la parte central son simétricas como generalidad, mientras que en los segmentos 1 al 4 las subcuencas se inclinan hacia el SO. Además, las subcuencas cambian su simetría en los puntos donde la traza de la falla modifica su rumbo. La inclinación tectónica parece ser consecuencia de las tasas de levantamiento diferencial a lo largo de la zona de falla, conjugado con los cambios del azimut de buzamiento del plano de falla, lo que define la dinámica interna de los bloques que forman la zona de estudio. Las diferentes velocidades de ascenso de los tramos y la fricción entre los bloques al cambiar el rumbo de la falla provocan la inclinación tectónica de los mismos y la migración de los cauces fluviales.

La integral hipsométrica, que es una medida indirecta de la edad relativa de las cuencas y permite evaluar la repuesta del relieve a la tectónica activa (Domínguez-González *et al.*, 2015; Pérez-Peña *et al.*, 2016; Andreani *et al.*, 2016), alcanza sus valores máximos (0,51 - 0,58) en los segmentos 5 y 6, entre las cuencas Grande y Vizcaíno (Fig. 7 y Tabla 3). Es en esta parte del frente montañoso donde las cuencas y las superficies geomórficas son más jóvenes y hay un claro desequilibrio entre el levantamiento y la erosión. El HI decrece hacia el SO, donde alcanza su valor mínimo en las cuencas Ramones y las Yaguas, pertenecientes al segmento 1 (Fig. 7 y Tabla 3), aunque en el extremo opuesto también se registran valores muy bajos (Pedernales y San Juan). Llama la atención el número considerable de subcuencas hidrográficas con valores de HI muy próximas a 0,5, típico de relieves relativamente jóvenes, corroborando los resultados del análisis del perfil de barrido.

Como los sistemas fluviales responden a los movimientos recientes, generando cambios bruscos del gradiente de los cursos fluviales, se cartografió el índice RDE/RDEt, para identificar los tramos de los ríos que muestran pendientes anómalas. Los valores puntuales de RDE/RDEt fueron interpolados para tener una visión regional de su comportamiento (Fig. 8), además se seleccionaron los *knickpoints* que constituyen anomalías de 1er orden (RDE/RDEt > 10) y se calculó la cantidad de *knickpoints* por subcuencas (Fig. 8, Tabla 3). El mapa obtenido revela que las rupturas se concentran generalmente en los segmentos 6 y 7 y en menor medida en el 5. Además, la mayoría de ellas está espacialmente asociada con la zona de falla, lo que evidencia que su origen se relaciona con la actividad reciente de esta estructura. Hacia la parte septentrional del área de estudio, específicamente en las cuencas de los ríos San Diego y los Palacios, aparecen dos aglomeraciones de puntos de ruptura (Fig. 8), los cuales parecen ser de naturaleza litológica, pues coinciden o están en la proximidad de los contactos entre unidades litoestratigráficas.

Los perfiles longitudinales de los cauces principales muestran, en la mayoría de los casos, una clara desviación del perfil de equilibrio (Fig. 9). Su análisis permite distinguir varias tendencias generales o grupos que se diferencian por la forma del perfil y los valores de la concavidad (Tabla 3). En los segmentos 1 y 2 los perfiles poseen forma de S, donde el tramo superior es cóncavo y en el inferior, en las proximidades de la falla Pinar, es convexo o recto, la concavidad es alta y sus valo-

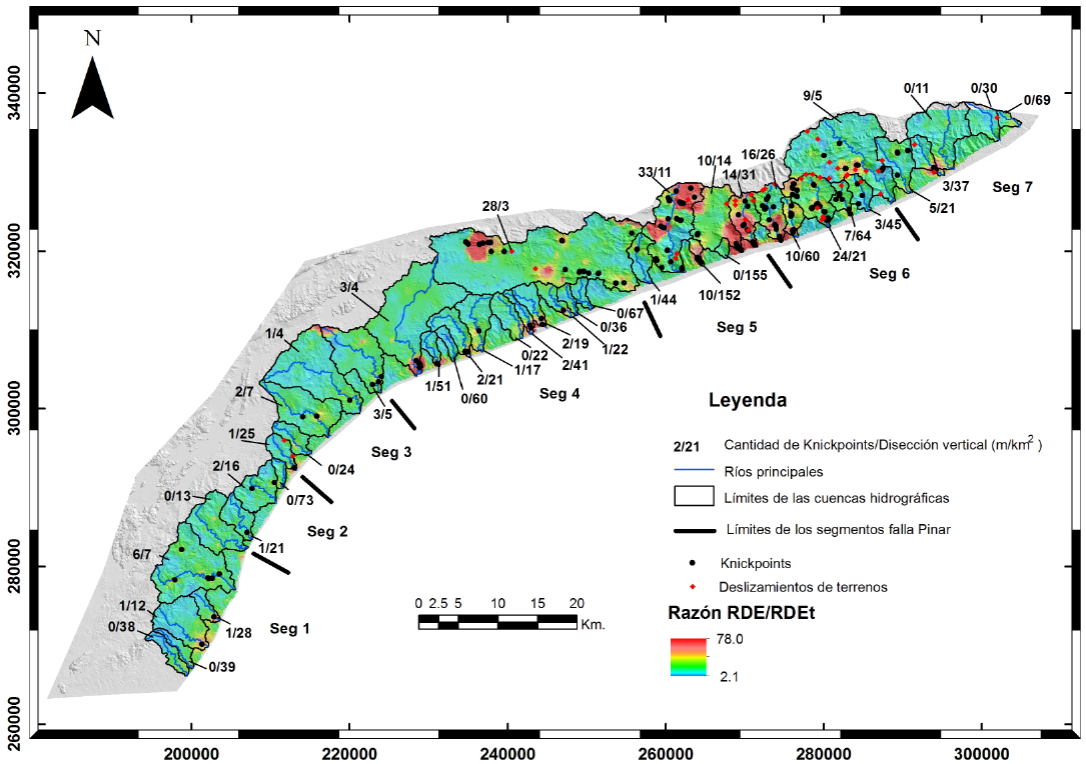

Figura 8. Mapa que indica el patrón espacial del índice interpolado de gradiente relativo (RDE/RDEt), la disección vertical de cada subcuenca y la cantidad de knickpoints y deslizamientos de terreno.

Figure 8. Map indicating the spatial pattern of the interpolated relative gradient index (RDE/RDEt), the local relief of each sub-basin and the number of knickpoints and landslides.

res muestran poca dispersión. Los ríos de los segmentos de la parte central (segmentos 3 y 4) muestran perfiles rectos, muy próximos a la línea de 45° y tramos convexos en las cercanías de la falla. La concavidad alcanza valores intermedios y mayor dispersión que en los segmentos 1,2 y 3. Por otra parte, los ríos de los segmentos 5, 6 y 7 muestran perfiles escalonados y una gran variación de la concavidad. Probablemente, el escalonamiento de los perfiles longitudinales refleja la propagación de los *knickpoints* aguas arriba como respuesta a los cambios de la tasa de levantamiento.

En resumen, la mayoría de los ríos muestra un estado de inmadurez y desequilibrio con tramos convexos y *knickpoints* que reflejan una localizada incisión en el lecho y que responden a perturbaciones provocadas por la actividad tectónica reciente de la zona de falla. La proximidad de los tramos convexos y rectos a la zona de falla, y el patrón regional de la distribución de las rupturas de pendiente apuntan al levantamiento activo, o sea al papel preponderante de las perturbaciones tectónicas, aunque no se descarta una cierta modulación litológica. La presencia de al menos 3 escalones o tramos convexos en los ríos de la parte NE apuntan a 3 pulsos bien diferenciados de movimientos de ascenso.

4.3. Otras evidencias de actividad tectónica reciente y movimientos diferenciados

Los deslizamientos tienden a ser más abundantes en las regiones de rápido levantamiento (Korup *et al.*, 2010), también se ha observado un incremento de la actividad de los proce-

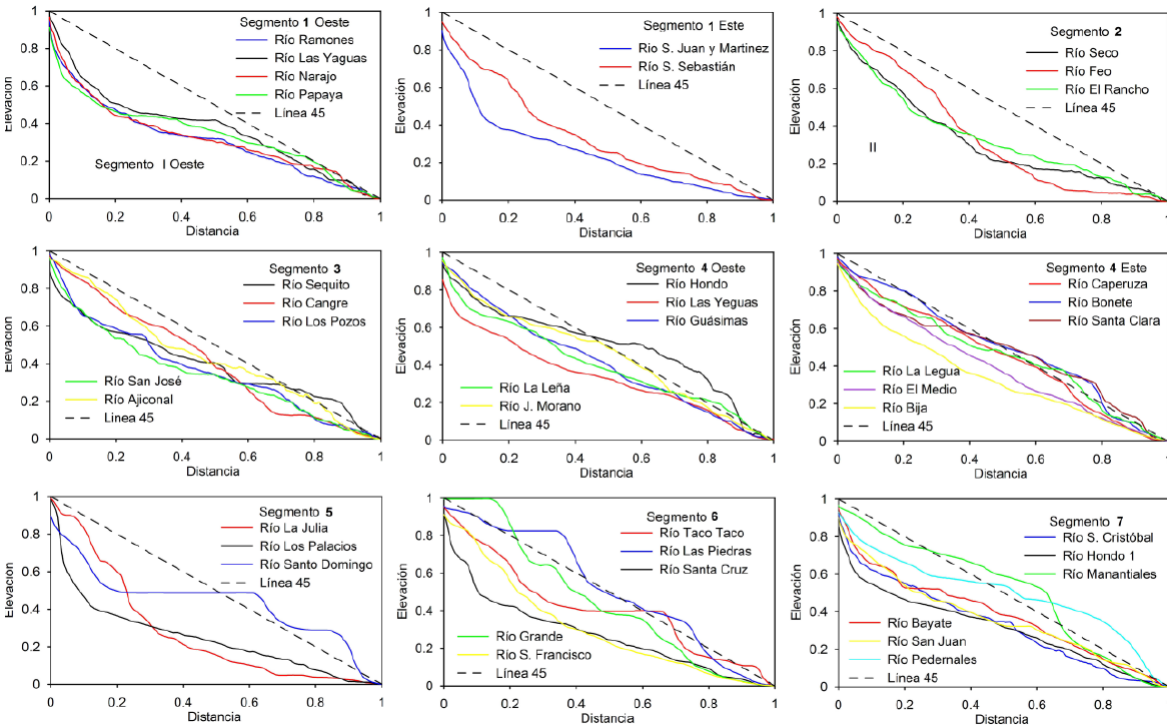

Figura 9. Perfiles longitudinales normalizados de los principales ríos que cortan el frente de montaña, agrupados de acuerdo al segmento de la falla en el que se localizan.

Figure 9. Normalized longitudinal profiles of the main rivers that cross the mountain front, grouped by fault segment in which they are located.

sos gravitacionales allí donde se manifiesta la propagación y retroceso de los *knickpoints* (Reinhardt *et al*., 2007). Ordaz et al. (2013) identificaron posibles paleodislocaciones o derrumbes entre los ríos Hondo 1 y Grande, y los asociaron con el carácter activo y sismogénico de ese tramo de la falla Pinar. Por otra parte, Cueto-Gil *et al.* (2019) estudiaron la distribución espacial de los movimientos de ladera en la Cordillera de Guaniguanico, revelando que el sector más favorable para el desarrollo de los mismos es la Sierra del Rosario. La distribución de los deslizamientos de terreno por cuenca hidrográfica se muestra en la figura 8 y tabla 3. La mayoría (71%) se concentra entre los ríos San Cristóbal y Santo Domingo, coincidiendo precisamente con los segmentos 5 y 6 de la falla Pinar que son los que muestran las deformaciones activas y donde se cuenta con registros históricos de ocurrencia de terremotos.

El levantamiento tectónico en las montañas limitadas por fallas normales induce un descenso del nivel de base de erosión, que causa un incremento de la erosión vertical y la excavación de valles profundos y angostos en el bloque montañoso y el desarrollo de abanicos aluviales en el piedemonte (Keller y Pinter, 2002). La zona de premontaña en el área de estudio está muy antropizada y a lo largo de ella se ha construido un sistema de presas que captan las aguas fluviales que drenan la cordillera, esto dificulta la delimitación de los sistemas de abanicos aluviales. Sin embargo, un estudio detallado de la forma de las curvas de nivel permite identificar abanicos aluviales a lo largo de la zona de piedemonte, que son resultado directo de la erosión del frente. Como puede apreciarse en la figura 7 los abanicos identificados se encuentran en las inmediaciones del frente montañoso, correspondiendo con los segmentos 5 y 6, los más activos.

4.4. Discusión final

La falla Pinar a lo largo del borde meridional de la Cordillera de Guaniguanico, se muestra regionalmente como una estructura única y uniforme. Sin embargo, el estudio detallado del frente montañoso permite suponer la existencia de diferentes tramos o sectores con comportamientos diferenciales de los parámetros estudiados (segmentación), que indica niveles variables de actividad tectónica (Tabla 4).

Los movimientos recientes más intensos se manifiestan hacia el NE, aproximadamente entre las cuencas de los ríos San Juan y Santo Domingo. Es en esta área donde el relieve local es más vigoroso, con valores entre 500 y 600 m, las pendientes medias más pronunciadas y se presentan los valores elevados de varios índices geomórficos como HI y DV (Tabla 3). Además, es aquí también donde los movimientos de laderas alcanzan su máxima expresión, los perfiles longitudinales de los ríos presentan forma escalonada y gran cantidad de *knickpoints,* y el frente montañoso muestra un carácter rectilíneo (menor sinuosidad) con facetas bien definidas, de alturas y pendientes considerables. Este extremo corresponde con el segmento NE de la zona de falla, el cual manifiesta carácter sismogénico, dada la aglomeración de sismos registrados en sus proximidades.

El segmento central, desde el punto de vista geomórfico, muestra un comportamiento intermedio o transitorio entre los segmentos extremos de la falla (Tabla 4). Por ejemplo, los ríos desarrollan perfiles rectos y de menor profundidad de incisión, el frente está definido pero las facetas son de menor altura y pendiente, y los indicadores concavidad, integral hipsométrica y la relación entre el ancho del fondo del valle y la altura de la cuenca manifiestan valores moderados (Tabla 3). De acuerdo a la tasa de levantamiento vertical y los parámetros calculados este segmento posee una actividad tectónica baja a moderada.

El segmento SO está caracterizado por un frente montañoso poco definido, donde predomina la erosión sobre los movimientos de ascenso, ríos con perfiles en forma de S y mayor concavidad, profundidades mínimas de incisión fluvial (Fig. 4), valores extremos de marcadores geomórficos (HI, Smf y Vf) y pocas manifestaciones de deformaciones recientes.

Los métodos aplicados para evaluar la intensidad de los movimientos actuales no permiten revelar un contraste marcado entre los segmentos central y SO, lo cual pudiera explicarse por lo la baja resolución de los procedimientos aplicados, aunque no se descarta que desde el punto de vista sísmico se comporten como un segmento único.

Tabla 4. Resumen de los rasgos principales de los bloques morfoestructurales diferenciados en el frente montañoso.
Table 4. Summary of the main features for each morphostructural block in the mountain front.

Bloques	Facetas	Tasa lev. (mm/años)	Forma Perf_long	Kn	Abanicos aluviales	DZ	Ind. Geomor
Bloque NE Seg 5,6,7	Bien definidas Alt -100 m Pend-18°	Max-0.54 Min-0.06 Med-0.19	Escalonados	>100	Presentes	40	DV-47 HI-0.47
Bloque Central Seg 3,4	Definidas Alt -30 m Pend-9.6°	Max-0.15 Min-0.05 Med-0.08	Rectos	19	No se observan	2	DV-26.6 HI-0.49
Bloque SO Seg 1,2	Poco definidas Alt -33 m Pend-9.9°	Max-0.14 Min-0.05 Med-0.08	Forma de S	12	No se observan	0	DV-27 HI-0.35

*Tasa lev. –Tasa de levantamiento vertical, Forma Perf_long- forma del perfil longitudinal, Kn-Cantidad de Knickpoints, DZ - Cantidad de deslizamientos, Ind. Geomor- Índices geomórficos, Alt y Pend de las facetas

5. Conclusiones

— La zona de falla Pinar ha formado un extenso frente montañoso de carácter lineal, orientado en dirección NE-SW y con bruscos cambios de rumbo, con una longitud superior a los 160 km y que configura una falla normal con una compleja evolución cinemática, y cuya sismicidad se manifiesta especialmente en el segmento NE como lo confirman los sismos registrados.

— Las variaciones de los índices geomórficos del frente montañoso y de las cuencas hidrográficas a lo largo del rumbo de la falla apuntan hacia cambios en las tasas de levantamiento, y permitieron individualizar en ella 3 segmentos geomórficos, que probablemente limitan 3 grandes bloques morfoestructurales en la parte sur de la cordillera.

— El frente montañoso muestra su mayor desarrollo en el segmento NE (Sierra del Rosario), donde se caracteriza por su carácter rectilíneo y facetas triangulares y trapezoidales bien definidas y con mayor altura y pendiente. Las facetas del frente se van degradando hacia el extremo SO de la falla, lo cual se refleja en el comportamiento de sus parámetros geométricos y es consecuencia de la atenuación de las deformaciones activas en esa dirección.

— La tasa de levantamiento vertical, estimada a partir de modelos empíricos, fluctúa entre 0,04-0,71 mm/año, alcanzando los máximos valores en el segmento NE de la falla entre los ríos San Juan y Santo Domingo. Estos resultados confirman que el mayor potencial sismogénico de la falla y por consiguiente la mayor peligrosidad se concentra al sur de la Sierra del Rosario.

— A pesar del carácter exploratorio de los métodos empíricos aplicados para estimar las tasas de levantamiento vertical, su empleo combinado con diferentes marcadores geomórficos permitió entender la distribución espacial de las deformaciones recientes y establecer la propuesta de segmentación de la falla.

Bibliografía

Álvarez, L., Lindholm, C. y Villalón, M. (2017). Seismic hazard for Cuba: A new approach. Bull. Seismol. Soc. Am., 107(1): 229-239. https://doi.org/10.1785/0120160074

Andreani, L., Gloaguen, R. (2016). Geomorphic analysis of transient landscapes in the Sierra Madre de Chiapas and Maya Mountains (northern Central America): implications for the North American–Caribbean–Cocos plate boundary. Earth Surface Dymanics, 4, 71-102. https://doi.org/10.5194/esurf-4-71-2016

Bull, W.B. (2007). Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology. Ed. Blackwell, Oxford, 328 pp.

Burbank, D.W., Anderson, R.S. (2012). Tectonic Geomorphology. Ed. Wiley-Blackwell, Chichester, 454 pp. https://doi.org/10.1002/9781444345063

Castillo, M., Ferrari, L., Muñoz-Salinas, E. (2017). Knickpoint retreat and landscape evolution of the Amatlán de Cañas half-graben (northern sector of Jalisco Block, western Mexico). Journal of South American Earth Sciences, 77, 108-122. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.05.003

Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (2020). Catálogo de los terremotos de Cuba (1502-2019). www.cenais.cu/tabla/tabla.htm [Consulta 15 de enero de 2021].

Chuy, T., González, B., Orbera, L. (1994). Seismicity and seismic hazard assessment for Western Cuba, Revista Minería y Geología, 11 (3), 45-51.

Chuy, T. J. (2002). Precisión por zonas de la peligrosidad sísmica de Cuba con fines de su desarrollo económico sostenible, Memorias del II Congreso Cubano de Geofísica, Nuevas Investigaciones Sismológicas en Cuba, Ed. Academia, La Habana, 27-36.

Cobiella, J. L. (2008). Reconstrucción palinspástica del paleomargen mesozoico de América del Norte en Cuba occidental y el sudeste del Golfo de México. Implicaciones para la evolución del SE del Golfo de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25(3), 382-401.

Cofiño, E., Cáceres, D. (2003). Efectividad de la utilización de métodos microtectónicos en el desciframiento de la evolución de estructuras tectónicas (falla Pinar). Minería y Geología, 3-4, 36-42.

Cofiño, E., Fernández de Lara, R., Ordaz, A., Cáceres, D. (2011). Origen y funcionamiento de

la estructura tectónica Pinar a partir de datos geólogo – geofísicos. Cuarta convención cubana de Ciencias de la Tierra, GEOCIENCIAS.2011., ISBN 978-959-7117-30-8

Cruz, R. T., Sánchez, J. A., Otero, R. M., Gómez, J. E., Sosa, C. M., Fariñas, C. H., Pérez, Y. M., Mejías, L. R., Rodríguez, O. M. (2007). Efectividad de la geomorfología aplicada en la precisión de fallas generadoras del relieve en la provincia Pinar del Río, Cuba, Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. INPE, Florianópolis, 2207-2213.

Cueto-Gil, C. J, Estévez, E. C., Ordaz, A. H. (2019). Zonificación de la susceptibilidad a los deslizamientos en la Cordillera de Guaniguanico, Cuba. Un aporte al ordenamiento del territorio. An. geogr. Univ. Complut, 39(1), 11-38. https://doi.org/10.5209/aguc.64675

Cuevas-Ojeda, J. L, Polo-González, B., Alcaide-Orpí, J. F., Zapata-Balanqué, J. A. (2015). Evidencias geofísicas en la determinación de la falla Pinar, Cuba, con fines paleosismológicos. En: Memorias VI Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, VIII Congreso Cubano de Geofísica GEOFÍSICA´2015. Mayo 4-8, La Habana, Cuba. ISBN 2307-499X.

Daxberger, H., Riller, U. (2015). Analysis of geomorphic indices in the southern Central Andes (23°–28°S): Evidence for pervasive Quaternary to Recent deformation in the Puna Plateau. Geomorphology, 248, 57–76. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.016

De Polo, C.M., Anderson, J.G. (2000). Estimating the slip rates of normal faults in the Great Basin, USA. Basin Research,12, 227–240. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00131.x

Díaz, J. L., Lilienberg, D. A. (1989). Nuevos datos sobre los movimientos tectónicos recientes en Cuba Occidental, Reporte de Investigación, Instituto de Geografía, 4, 11 pp.

Domínguez-González, L., Andreani, L., Stanek, K. P., Gloaguen, R. (2015). Geomorpho-tectonic evolution of the Jamaican restraining bend. Geomorphology, 228, 320-334. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.019

Etchebehere, M. L., Saad, A. R., Fulfaro, V. J., Perinotto, J.A.J. (2004). Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão – RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para Detecção de Deformações Neotectônicas. Revista do Instituto de Geociências – USP, 4(2), 43-56. https://doi.org/10.5327/S1519-874X2004000200004

Estévez, E., Ordaz, A., Hernández, J. R. (2017). Deformaciones neotectónicas en el relieve fluvial de la Llanura Sur de Pinar del Río, Cuba. Investigaciones Geográficas Boletín, UNAM, 94, 1-17. https://doi.org/10.14350/rig.56388

García-Delgado, D. E., Gil-González, S., Delgado, R.D., Millán, G., Peñalver, L. L., Cabrera, M. C., Denis, R., Chang, J.L., Fuentes, M., Díaz C. O., Suárez, V., LLanes, A. I., Pérez, R. A., Torres, M., Pérez, C.P., Díaz de Villalvilla, L.C. (2005). Mapa geológico de la provincia de Pinar del Río a escala 1: 100 000 en base digital. Geociencias 2005, La Habana, Cuba.

García-Delgado, H., Velandia, F. (2019). Tectonic geomorphology of the Serranía de San Lucas (Central Cordillera): regional implications for active tectonics and drainage rearrangement in the Northern Andes. Geomorphology, 349. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106914

Gordon, M., Mann, P., Cáceres, D. (1997). Cenozoic tectonic history of the North American- Caribbean plate boundary zone in western Cuba. Journal of Geophysical Research,102, 10055-10082. https://doi.org/10.1029/96JB03177

Grohmann, C. H. (2004). Morphometric analysis in Geographic Information Systems: applications of free software GRASS and R, Comput. Geosci., 30, 1055–1067. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2004.08.002

Gutierrez-Domech, R. (1998). Los cañones fluvio cársicos de la Sierra del Rosario, Cordillera de Guaniguanico, Provincia de Pinar del Rio, Cuba. Ciudad de la Habana.

Hack, J. T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. Journal of Research USGS. 1, 421–429. https://pubs.usgs.gov/bul/1807/report.pdf

Hayakawa, Y.S., Oguchi, T. (2006). DEM-based identification of fluvial knickzones and its application to Japanese mountain rivers. Geomorphology, 78, 90–106. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.018

Kartashov, I. P., Sherniajovskiy, A. G., Peñalver, L. L. (1981). El Antropógeno de Cuba, Ed. Nauka, Moscú, 144 pp.

Keller, E.A., Pinter, N. (2002). Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscapes. 2nd Ed., Prentice Hall, New Jersey, 338 pp.

Kirby, E., Whipple, K.X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. Journal of Structural Geology, 44, 54–75. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009

Korup, O., Densmore, A. L., Schlunegger, F. (2010). The role of landslides in mountain range evolution. Geomorphology, 120, 77–90. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.09.017

Ma, Z., Peng, T., Feng Z., Li, M., Li, X., Guo, B., Li, J., Song, C. (2019). Asymmetrical river valleys and their tectonic significance in the Maxianshan area, NE Tibetan Plateau. Geomorphology, 329, 70-80. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.01.001

Magaz, G.A., Diaz, J.L., Hernández, J.R. (1997). Elementos geomorfológicos básicos para el análisis y determinación de zonas de fallamiento activo en las condiciones de Cuba. Rev. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, 35, 9-83.

Martínez, D., Rodríguez, P., Simón, A. (1987). Algunas consideraciones acerca de la tectónica en la provincia de Pinar del Río. Boletín de Geociencias, 2(1), 28-36.

Mayer, L. (1986). Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. En: R.E. Wallace, (Ed.), Active Tectonics Studies in Geophysics. The National Academies Press, Washington, DC, 125–135. https://doi.org/10.17226/624

Meyerhoff, A. A., Hatten, C.W. (1974). Bahamas salient of North America: Tectonic framework, stratigraphy, and petroleum potential, AAPG Bull., 58, 1201-1239. https://doi.org/10.1306/83D9164B-16C7-11D7-8645000102C1865D

Ramírez, J. F., Hernández, P.L, Macle, J. (2010). Terremoto de Vueltabajo 1880, Ed. Loynaz, Pinar del Río.

Ramírez, R.H. (2018). Análisis morfotectónico del Sector sur de la Cordillera de Guaniguanico, entre las cuencas de los ríos Cangre y San Cristóbal, Pinar del Río-Artemisa. Tesis Doctoral, Universidad de Pinar del Río, Pinar del Río, 189 pp.

Orbera L., González B., Chuy T., Oro J. (1990). Investigaciones sísmicas en la región de emplazamiento del Centro de Investigaciones Nucleares. Vol. I, Secretaría Ejecutiva de Asuntos Nucleares, Cuba, 344 pp.

Olaya, V. F. (2004). Hidrología Computacional y Modelos Digitales del Terreno —Teoría, práctica y filosofía de una nueva forma de análisis hidrológico. http://heart.sf.net/textos.

Ordaz, A., Hernández, J. R, Cofiño, C. E., Méndez, A. P., Galaz, G. (2013). Análisis estructural y morfotectónico en los municipios San Cristóbal y Candelaria, Cuba Occidental: contribución a los estudios de peligrosidad sísmica de la Falla Pinar. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía UNAM, 82, 7-23. https://doi.org/10.14350/rig.36384

Pérez-Peña, J.V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J.M., Galve, J.P., Booth-Rea, G., Notti, D. (2016). Swath Profiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. Computers & Geosciences, 104, 135-150. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.008

Petit, C., Meyer, B., Gunnell, Y., Jolivet, M., San'kov, V., Strak, V., Gonga-Saholiariliva, N. (2009a). Height of faceted spurs, a proxy for determining long-term throw rates on normal faults: evidence from the North Baikal Rift System, Siberia. Tectonics, 28 (6), 1-12. https://doi.org/10.1029/2009TC002555

Petit, C., Gunnell, Y., Gonga-Saholiariliva, N., Meyer, B., Seguinot, J. (2009b). Faceted spurs at normal fault scarps: insights from numerical modeling. Journal of Geophysical Research, 114, 1-13. https://doi.org/10.1029/2008JB005955

Queiroz, G.L., Salamuni, E., Nascimento, E.R. (2015). Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. Computers & Geosciences, 76, 80–87. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.11.004

Reinhardt, L. J., Bishop, P., Hoey, T. J., Dempster, T. B., Sanderson, D. C. W. (2007), Quantification of the transient response to base-level fall in a small mountain catchment: Sierra Nevada, southern Spain, J. Geophys. Res., 112, https://doi.org/10.1029/2006JF000524

Rockwell, T.K., Keller, E.A., & Johnson, D.L. (1984). Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. En: M. Morisawa (Ed.), Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15th annual geomorphology symposium, Boston, MA: Allen and Unwin, 183–207.

Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Horváth, E., Telbisz, T. (2009). Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape:A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. Geomorphology, 104. 203–217. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.014

Saura, E., Vergés, J., Brown, D., Lukito, P., Soriano, S., Torrescusa, S., García, R., Sánchez, J. R., Sosa, C., Tenreyro, R. (2008). Structural and tectonic evolution of western Cuba fold and thrust belt. Tectonics, 27, 1-22. https://doi.org/10.1029/2007TC002237

Schmidt, J.L., Zeitler P.K., Pazzaglia, F.J., Tremblay, M.M., Shuster, D.L., Fox, M. (2015). Knickpoint evolution on the Yarlung river: Evidence for late Cenozoic uplift of the southeastern Tibetan plateau margin. Earth and Planetary Science Letters, 430, 448–457. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.041

Silva, P.G, Goy, J.L., Zazo, C., Bardaj, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. Geomorphology, 50, 203–225. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00215-5

Struble, W. T. (2016). Tectonics from Topography: utilization of normal fault bedrock facet slopes as a quantitative predictor of slip rate. Tesis de Maestría, Universidad de Nevada, Reno, 64 pp.

Topal, S., Keller, E., Bufe, A., Koçyiğit, A. (2016). Tectonic geomorphology of a large normal fault: Akşehir fault, SW Turkey. Geomorphology, 259, 55–69. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.01.014

Tsimi, C., Ganas, A. (2015). Using the ASTER global DEM to derive empirical relationships among triangular facet slope, facet height and slip rates along active normal faults. Geomorphology, 234, 171–181. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.01.018

Tucker, G. E., McCoy, S. W., Whittaker, A. C., Roberts, G. P., Lancaster, S. T., Phillips, R. (2011). Geomorphic significance of postglacial bedrock scarps on normal-fault footwalls. Journal of Geophysical Research, 116, 2-14. https://doi.org/10.1029/2010JF001861

Valente, E., Buscher, J.T., Jourdan, F., Petrosino, P., Reddy, S. M., Tavani, S., Corradetti, A, Ascione, A. (2019). Constraining mountain front tectonic activity in extensional setting from geomorphology and Quaternary stratigraphy: A case study from the Matese ridge, southern Apennines. Quaternary Science Reviews, 219, 47-67. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.001

Villalón-Semanat, M., Candebat-Sánchez, D., Rivera-Álvarez, Z. (2020). Determinación de un escenario de peligro sísmico determinístico en la península de Hicacos. Minería y Geología, 36 -2, 137-154.

Wobus, C., Whipple, K., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropoulou, K., Crosby, B., Sheehan, D. (2006). Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. Tectonics, Climate, and Landscape Evolution: Special Paper - Geological Society of America,398, 55-74. https://doi.org/10.1130/2006.2398(04)

Zahra, T., Paudel, U., Hayakawa, Y.S., Oguchi, T. (2017). Knickzone Extraction Tool (KET) – A new ArcGIS toolset for automatic extraction of knickzones from a DEM based on multi-scale stream gradient. Open Geosci, 9, 73-88. https://doi.org/10.1515/geo-2017-0006

Recibido el 12 de octubre de 2020
Aceptado el 3 de agosto de 2021

Cuaternario y Geomorfología
ISSN: 0214-1744
ISSNe: 2695-8589

www.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/

Cave mountain permafrost environments in the Picos de Europa and their implications

Ambientes con permafrost de montaña subterráneo en los Picos de Europa y sus implicaciones

Manuel Gómez-Lende [(1)], Enrique Serrano [(2)]

(1) GIR Pangea, Universidad de Valladolid, Plaza del Campus, s/n, 47011, Valladolid. manuelglende@hotmail.com
(2) Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid. Plaza del Campus, s/n, 47011 Valladolid. serranoe@fyl.uva.es

Abstract

The thermal definition of permafrost can be attributed to a wide diversity of periglacial environments, one of which is ice caves. This study analyzes ice caves in relation to the thermal aspect of permafrost with the aim of describing ice caves with permafrost in the temperate high mountain of the Picos de Europa and their implications in the interpretation of ice caves as permafrost indicators. Ice caves provide the environmental conditions of mountain permafrost, with annual mean temperatures below 0ºC over several consecutive years and multiple perennial cryomorphologies. Ice caves are not found at sites where surface environments have permafrost, however endoclimatic features and cryomorphological elements indicate environments with permafrost in the upper part of the cavities currently entirely unrelated to surface climatic conditions. Based on endoclimate data and on landform types and cryomorphic processes, a classification is established unrelated to surface permafrost environments: cave mountain permafrost environment.

Key words: Ice caves; permafrost environment; cave mountain permafrost; Little Ice Age; Picos de Europa.

Resumen

La definición térmica de permafrost permite atribuirla a una amplia diversidad de ambientes periglaciares. Uno de estos ambientes son las cuevas heladas, que se analizan en este estudio a partir del concepto térmico de permafrost. El objetivo de este trabajo es caracterizar los ambientes con permafrost en cuevas heladas de la alta montaña templada de los Picos de Europa y sus implicaciones para la interpretación de las cuevas heladas como indicadores de permafrost. Las cuevas heladas cumplen con las condiciones ambientales de

https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.89377

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

permafrost de montaña en su interior, con temperaturas medias anuales por debajo de 0ºC durante varios años consecutivos, y múltiples criomorfologías perennes. Las cuevas heladas no se localizan en ambientes superficiales con permafrost, sin embargo, las características endoclimáticas y los elementos criomorfológicos indican la presencia de ambientes con permafrost en las porciones más altas de las cavidades, completamente ajenas en la actualidad a las condiciones climáticas de superficie. Basado en los datos endoclimáticos y de los tipos de formas y procesos criomórficos, se establece una clasificación ajena a los ambientes de permafrost superficiales: ambientes con permafrost de montaña en cuevas.

Palabras clave: Cuevas heladas; permafrost; permafrost de montaña en cuevas; Pequeña Edad del Hielo; Picos de Europa.

1. Introduction

Ice caves are a widespread phenomenon (Perşoiu and Onac, 2012; Mavlyudov, 2018a) and while their importance has been stressed by many authors since the 18th century, their epistemological place in the cryosphere sciences is, nevertheless, vague. Sometimes they are considered within the glacial or periglacial disciplines, or even in definitions that fail to include perennial ice masses (e.g. seasonal ice caves). Despite being well known in the world from the 19th century onwards (Balch, 1900), their study has mainly developed over the last 20 years and fundamentally in specific areas (Citterio and Turri, 2004; Perşoiu and Lauritzen, 2018). The application of new analytical techniques and the collection of paleoenvironmental data from the ice has led to greater depth in their study as an interesting part of the cryosphere and a growing number of monographic manuals and workshops (Citterio and Turri, 2004; Perşoiu and Lauritzen, 2018).

For the purposes of this study, ice caves are defined as natural caves in which a perennial ice mass is preserved deriving from the firnification of accumulated snow and/or freezing water within it (filtered from outside or from internal melting of cryomorphologies). This definition coincides with the more general definition of Perşoiu and Onac (2012): "cave formed in bedrock which contains perennial accumulations of water in its solid phase". These caves have specific karst patterns and climatic conditions, such as temperatures below 0ºC, air circulations, mean and ice accumulations forming stratified ice blocks (perennial cave ice) and cryospeleothems (generally seasonal and non-stratified morphologies). There is now no consensus on specific details, such as: whether the ice conserved must be perennial or only seasonal; the origin of the ice, from snow or from refreezing of infiltrated water; the definition of ice caves and cryomorphologies; the greater or lesser importance of the sublimation processes in mass balances; or indeed if they can be considered to be permafrost environments. All of these are interesting field studies from the geographic point of view because of their widespread global distribution and location in some very specific areas of the high and medium mountain (Colucci *et al.,* 2016; Mavlyudov, 2018b).

From the thermal point of view ice caves are considered a 'thermal anomaly' with respect to outside conditions (Lismonde, 2002; Luetscher and Jeannin, 2004; Luetscher, 2005; Kadebskaya and Tchaikovskyi, 2009; Mavlyudov, 2009; Orvošová *et al.,* 2014) because they are the result of cooling sources located outside the caves. Nevertheless, the fact that ice caves are commonplace means that they cannot be considered anomalous (Mavlyudov, 2018b).

Temperature and hygrometric changes affect ice caves. In the Picos de Europa the fundamental factors in the genesis and mass

balance of ice caves are direct snow inputs, which are decisive in feeding the internal ice blocks, the number of entrances to the cave, relative elevation differences, dimensions, altitudinal exposure and siting. Ice caves can be found in regions with continuous, discontinuous or sporadic permafrost, and in those free of permafrost, where the Mean Annual Air Temperature (MAAT) may be around 0ºC (Mavlyudov, 2018b; Dysli and Luetscher, 2003; Perşoiu and Lauritzen, 2018). This means that ice caves have a high ubiquity since they can be found both inside and outside permafrost environments where frost processes are not dominant.

An increasing number of authors are now relating ice caves with permafrost environments (Gómez-Lende, 2015, 2016; Colucci *et al.,* 2016; Obu *et al.,* 2018; Dublyansky *et al.,* 2016; Luetscher *et al.,* 2016; Luhová *et al.,* 2016; Milovský *et al*., 2016), which points to their interest as an indicator of permafrost occurrence even during the Last Permafrost Maximum in the northern hemisphere (Vandenberghe *et al*., 2014; Orvošová *et al*., 2014).

Survey, analysis and inventories of ice caves are still at an early stage due to the low amount of ice caves in relation to the global cryosphere or the difficulties involved in their access, (Maire, 1990; Citterio and Turri, 2004; Kern and Perşoiu, 2013; Perşoiu and Lauritzen, 2018). Direct exploration is the only way to collect data of their presence and their features (Gómez-Lende, 2015; Colucci *et al*., 2016).

In the Picos de Europa, ice caves and ice-patches are the only occurrences of ice. Ice caves are, therefore, very important for environmental characterization and reconstruction due to several reasons: a) there are only five ice patches (González Trueba, 2007; González Trueba *et al*., 2008; Serrano *et al*., 2009); b) ice caves are a good permafrost geo-indicators, as described later; c) the ice blocks inside the caves are the largest frozen bodies remaining in the area; and d) they are of high value for paleoenvironmental information (isotope records, cryogenic cave carbonates —CCC—, pollen and other content for biological analysis).

The three aims of this paper are, firstly to highlight the importance of underground ice masses in surface environments without periglacial processes nor landforms related to permafrost. Second, to establish a specific subterranean permafrost type from the endoclimate parameters of ice caves based on previous authors' information and new data of Picos de Europa ice caves. Finally, to supply new knowledge on the presence of permafrost in the Picos de Europa.

2. Study site: Ice caves in the Picos de Europa

The Picos de Europa is a calcareous massif of the Cantabrian Mountains in northern Spain divided in three massifs, the Central (Torrecerredo 2,648 m a.s.l.), Western and Eastern, all separated by deep gorges (Figure 1). Ice caves are located in the high mountain belt and large ice volumes are well preserved in highly diverse cave typologies. The ice caves of the Picos de Europa are mainly concentrated in the Central and Western massifs and there are none in the Eastern massif. Nowadays there are no glaciers, but ice-patches still remain (Serrano *et al.,* 2011*;* 2012; 2018a). The topography, climatic conditions, the thickness of Carboniferous limestones and significant altitudinal gradient provide the conditions for considerable cave development. Caves are mainly of vertical development and include some of the deepest in the world, e.g. Saxifragas (–1,589 m), Cornisa-Magali (–1,507 m) and the Trave system (–1,441 m).

At least 136 caves with perennial ice have been inventoried in the Cantabrian Mountains, and 125 of these (92%) are in the Picos de Europa, though this number is likely to rise as the inventory is still ongoing (Gómez-Lende and Serrano, 2018a; Serrano *et al.,* 2018b) (Figure 1).

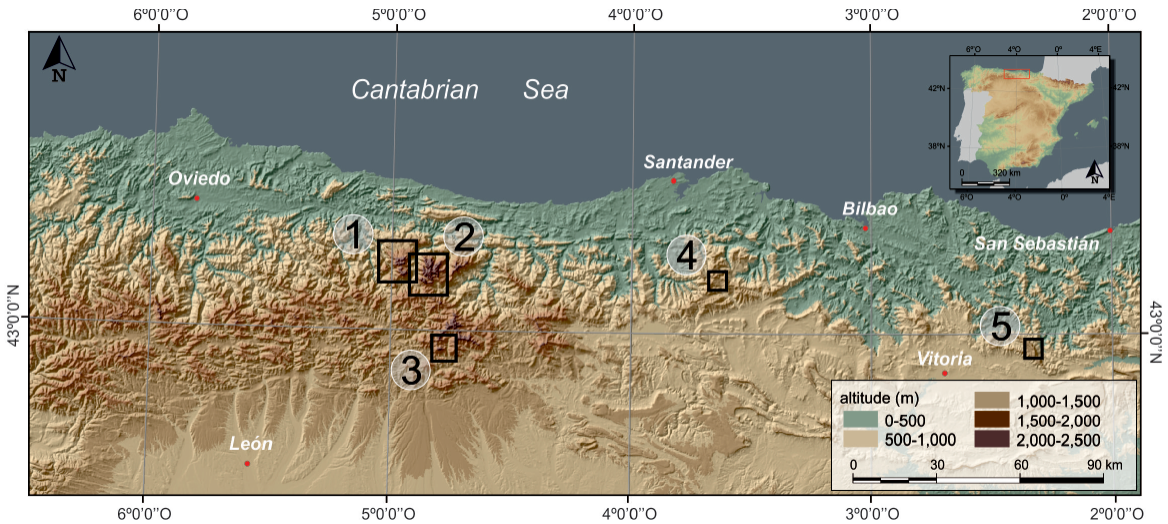

Figure 1. Massifs with ice caves cited in the Cantabrian Mountains and location of the Picos de Europa: 1) Western massif (Picos de Europa); 2) Central massif (Picos de Europa); 3) Montaña Palentina; 4) Valnera massif; 5) Aitzgorri massif (inventory from Gómez-Lende and Serrano, 2018a).

Figura 1. Macizos con cuevas heladas de la Cordillera Cantábrica y ubicación de los Picos de Europa: 1) Macizo occidental (Picos de Europa); 2) Macizo central (Picos de Europa); 3) Montaña Palentina; 4) Macizo de Valnera; 5) Macizo de Aitzgorri (inventario de Gómez-Lende y Serrano, 2018a).

The ice caves studied are Peña Castil, Verónica and Altáiz, located above 2,000 m a.s.l. Peña Castil ice cave (IC) (2,095 m), Verónica IC (2,230 m) and Altáiz IC (2,190 m) (Figure 2). The annual mean snowfall is around 1.600 mm, and the snow cover at 2.040 meters of altitude is very unstable, changing from December to March between 0.60 and 3 m thickness, with the mouths remaining blocked for at least two months.

Although ice caves are abundant in the Cantabrian Mountains, systematic studies on their morphology and endoclimate began only a decade ago (Gómez-Lende *et al*., 2011). Even though the available time series of endoclimatic data and limited number of direct observations do not permit a review of regional endoclimatic patterns, several cryogenic behaviours and thermal regimes have nevertheless been observed.

3. Methods

A multiproxy approach was followed in the ice caves selected, the methods of which included cave monitoring (temperature, humidity, ice changes by Terrestrial Laser Scanner). The difficulty in accessing the Verónica and Altáiz caves limited the use of Terrestrial Laser Scanner (TLS), which could only be used in Peña Castil ice cave. Several surveys have been performed each year in Peña Castil ice cave (Gómez-Lende, 2016), where geomatic data collection (at least twice a year) of variations in the ice level were carried out at the surface of the ice block using a TLS medium range 3D Leica ScanStation C10. This equipment measures distances within a range of 1.5 to 300 m, with nominal precision of +/-6 mm at 50 m distance with normal illumination, scanning 40,000 points per second. The visual field has a scope of 270°x360°. The software used for recording and aligning the clouds of points and data treatment was Leica Cyclone 7.3 ©.

3.1. Internal climate monitoring

Four dataloggers were installed between 2011 and 2020 in different frozen rooms of each of the three caves (Figure 3) to collect

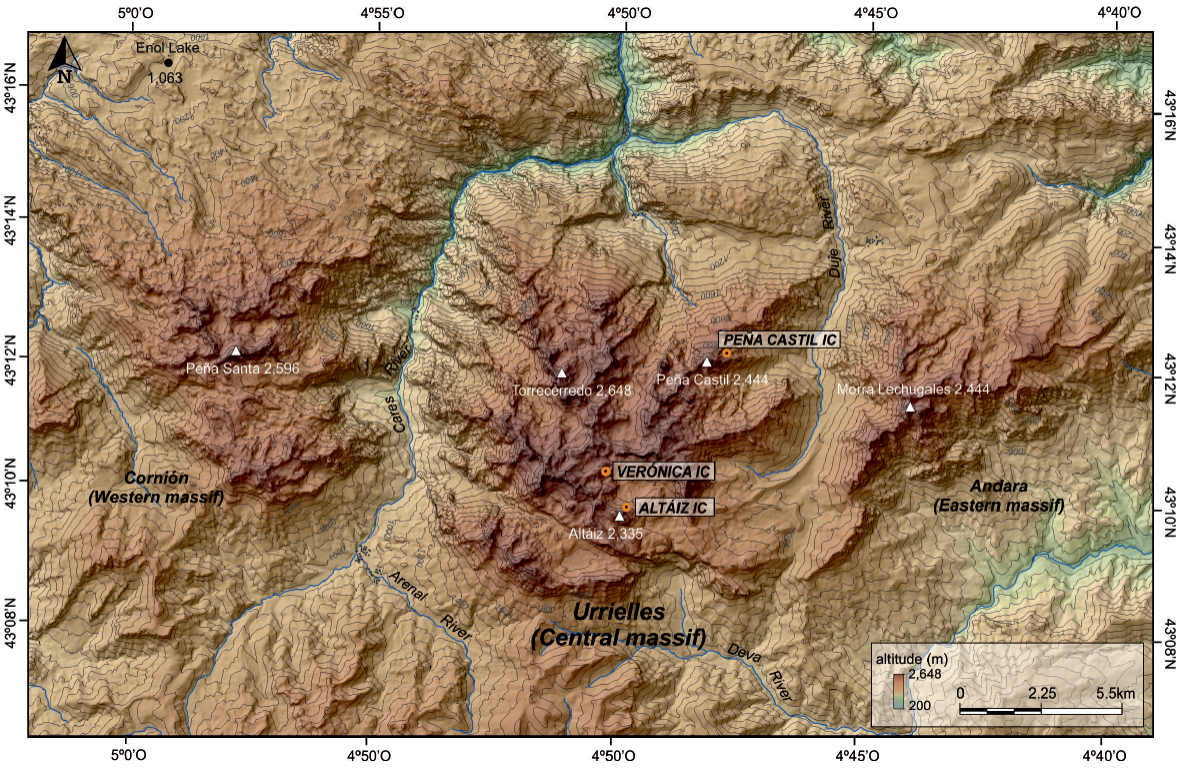

Figure 2. Main studied ice caves in Central massif of Picos de Europa.

Figura 2. Principales cuevas heladas estudiadas en el macizo central de Picos de Europa.

data of thermal regimes every four hours. The dataloggers were iButton DS1921G-F5 with thermal ranges between –40°C and +85°C and precision of 0.5°C. The hygrometric records of the cavities were recorded using one thermohygrometer per cave, the iButton Hygrochron DS1923-F5 with precision in recording humidity of up to 0.04%, a range of thermal functioning between –20°C and +85°C and up to 100% humidity. In both cases, OneWireViewer Maxim© was used for programming software and data export. This instrument has been running continuously at the same points for nine years (Figure 3). Temperatures were occasionally recorded manually using thermometers to corroborate the data from the dataloggers by means of individual thermal recordings from the walls, cracks, ice block and cryospeleothems. The manual thermometers used were Hanna, Pt100-HI 9555501 with a precision of 0.1°C.

3.2. Radiocarbon Dating

Three tracers of vegetation only could be collected from the Altáiz (one location) and Verónica (two locations) ice caves (Gómez-Lende, 2015) by conventional radiocarbon using AMS facility of 14ChronoCenter (Queens University-Belfast) and calibrated using intcal.09.20 (Reimer *et al.,* 2020).

3.3. Cryomorphological topographies

Cartography of cryomorphological elements from the ice caves is used to define the spatial-thermal distribution of ice caves (Gómez-Lende and Sánchez-Fernández, 2018) (Figure 3). An inventory and cartography of cryomorphologies have been done including topography, which allows the description of the different thermal sectors, and to identify permafrost environments within the caves.

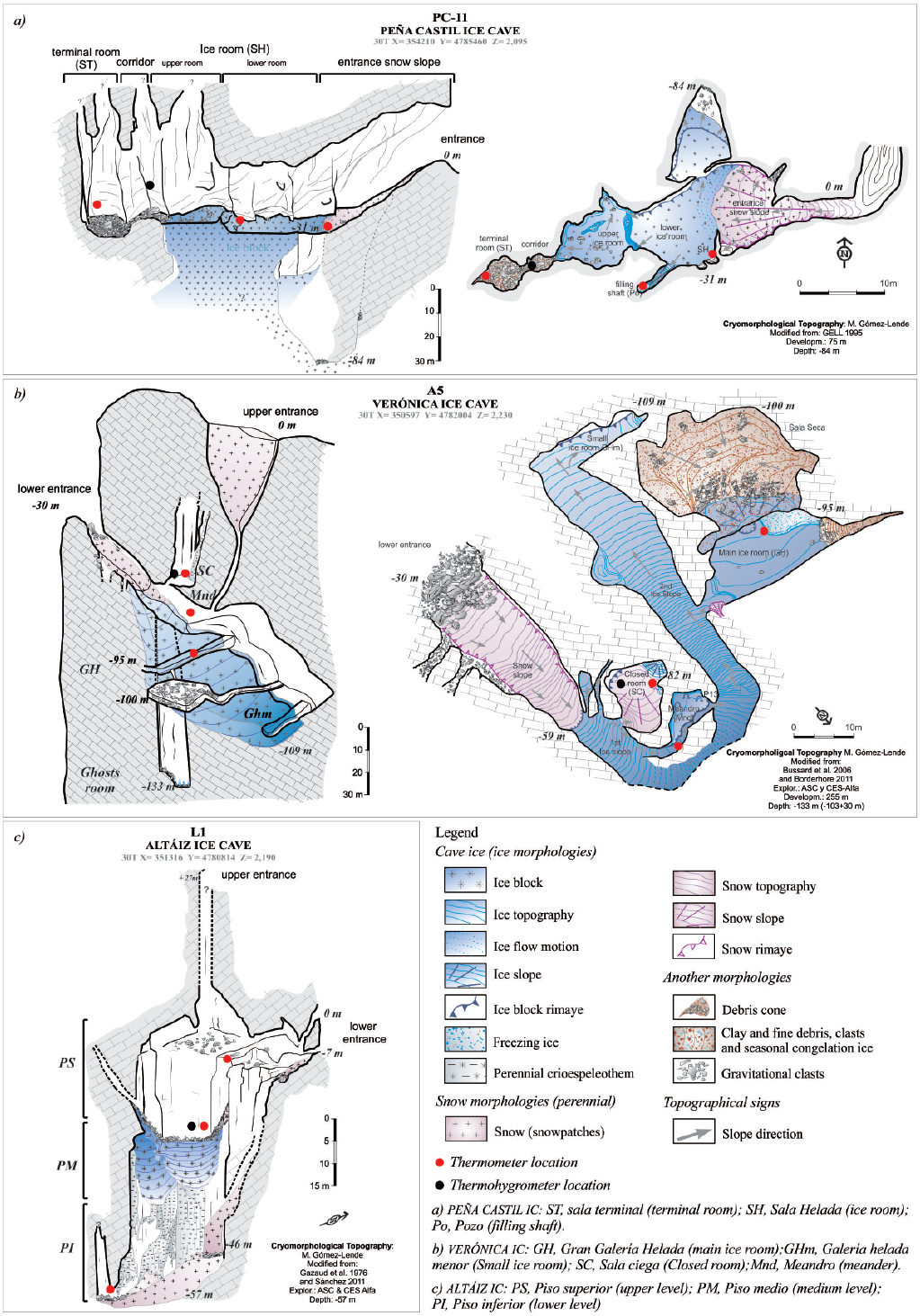

Figure 3. Cryomorphological topographies and datalogger locations in the studied ice caves: a) Peña Castil, b) Verónica, c) Altáiz.

Figura 3. Topografías criomorfológicas y ubicaciones de los registradores de datos en las cuevas heladas estudiadas: a) Peña Castil, b) Verónica, c) Altáiz.

3.4. Thermal mapping

Thermal maps of the ice caves were drawn up. Mean annual, estimated for the main chambers of each cave in which the ice blocks are located. Thermal data from continuous dataloggers, manual thermometers, cryomorphological topographies and classical speleological topographies were integrated with a DEM result using GIS techniques in order to generate the thermal topographies (Gómez-Lende, 2016).

4. Results

4.1. Temperature regimes below freezing point

The temperature records show $MAAT_{cave}$ below 0ºC in the chambers with ice blocks. February is the coldest month, with mean monthly temperature by year varying between –0.96ºC and –3.45ºC. Temperatures are influenced by external conditions during winter (namely *open period,* $T_{ext\ cave}<T_{cave}$) when airflow is towards the cave. During this time, a heterothermal regime is predominant. The warmest months correspond to summer (*closed period,* $T_{ext\ cave}>T_{cave}$), in which a homothermal regime close to 0ºC predominates and external conditions have no influence. These data show that the evolution of winter seasonal temperatures is a more important factor than summer temperatures in maintaining cave conditions. Furthermore, the predominant temperature range in winter is between 0ºC and –2ºC (Figure 4).

In the studied caves $MAAT_{cave}<0$ºC are not recorded throughout the totality of the ice cave. These conditions occur around the ice rooms and the chambers and corridors closest to them (Figure 5). The warmest sectors show thermal irregularities with abrupt changes (as can be seen in the proximity of the cave entrance (PS) in the Altáiz ice cave and in the terminal room (ST) in the Peña Castil ice cave, in Figure 4).

4.2. Cryomorphologies and frozen features

In the studied caves 32 cryomorphologies were inventoried, located in environments with seasonal or permanent ice (Figure 3). All of them indicate the permanence of $MAAT_{cave}$ below 0ºC. Two types of cryomorphologies were differentiated in the studied ice caves: ice blocks and cryospeleothems. The ice blocks are permanent frozen bodies with stratified ice. The cryospeleothems fall into three main groups: accumulation, generated by ice refrozen; ablation, when ice portions are shaped by melting, dripping or sublimation; and mixed-genesis morphologies. The following cryomorphological processes were detected in all caves studied: refrozen ice, drip, flows, laminar flows, hoarfrost, air flows and standing water forming cryomorphologies as ice cascades, frozen walls, ice mounds, icicles, ice scallops, hoarfrost crystals, frozen lakes and clasts from gelifraction (Gómez-Lende and Serrano, 2018b) (Figure 6).

Other morphologies also indicate periglacial environments within the caves. The most common ones are the walls of the frozen rooms, which are covered with sheets of ice during the open periods (mainly in winter) and the presence of cryogenic clasts fallen from the walls. Sediments deriving from decantation in cold environments, such as Cryogenic Cave Calcite fine (CCCfine) have sometimes been found in caves (Gómez-Lende, 2016). This is calcite precipitate from the segregation of solutes during freezing of water pools at the surface of cave ice deposits.

4.3. Chronology of the ice bodies

The ages obtained from datings were 197±35 a BP for the sample from Altáiz IC, and 176±23 and 594±24 a BP for the two samples from Verónica IC, respectively (Table 1). The ages are very recent, but the ice blocks may be older since samples in the deeper layers could not be obtained. In the case of the Verónica 2 sample, obtained at a depth of –109 m, the ice block is older since

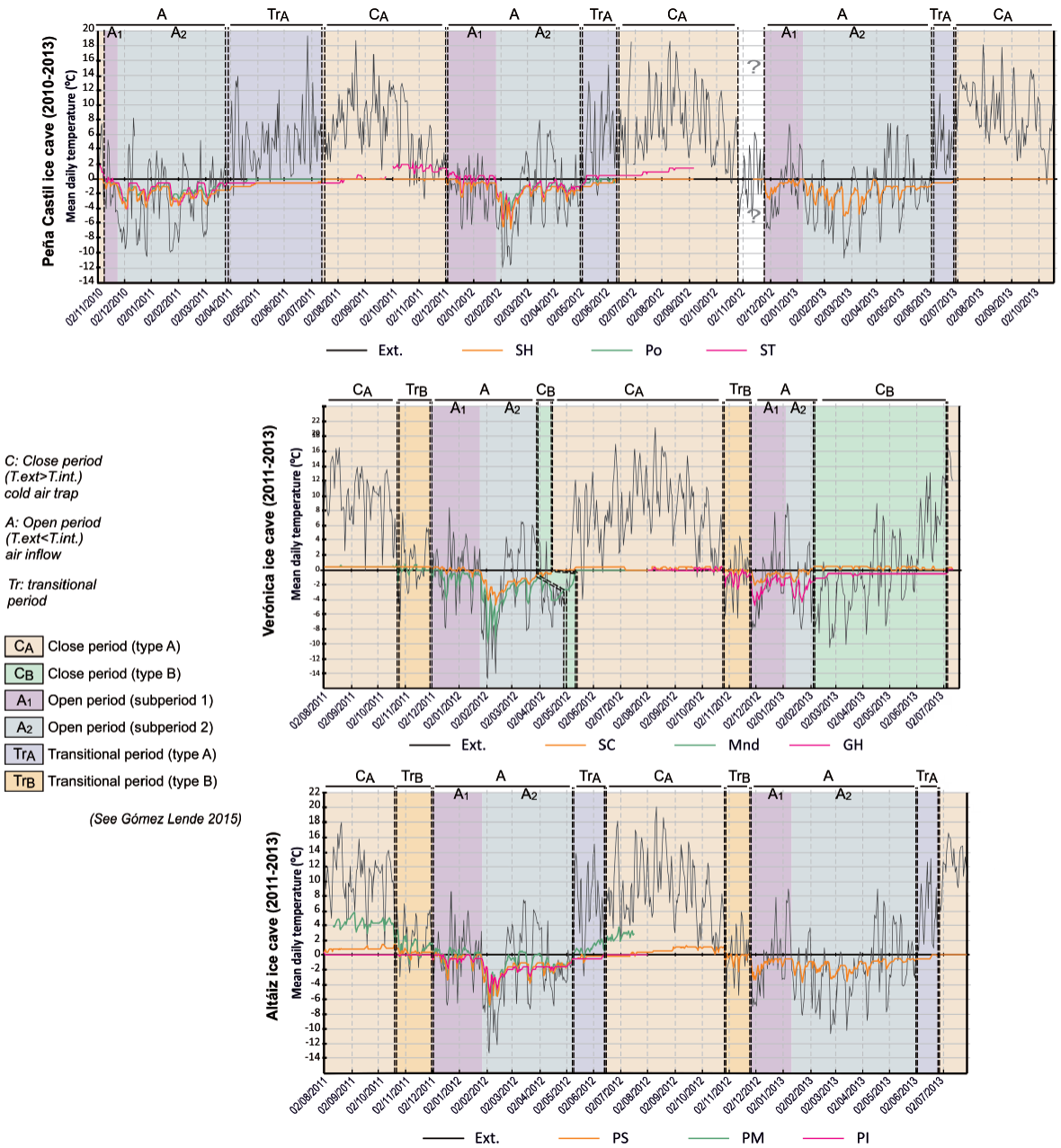

Figure 4. Temperature regimes in the studied ice caves (2010-2013).

Figura 4. Regímenes de temperatura en las cuevas heladas estudiadas (2010-2013).

it goes down to greater depths. The datings indicate that the ice block was there before the LIA (Little Ice Age) and is at least as old as the period immediately before the Medieval Warm Period (Table 1).

4.4. Cryomorphologies as indicators of subterranean subzero environments

The ice blocks, understood as perennial cryomorphologies indicative of $MAAT_{cave}$<0ºC,

Table 1. Radiocarbon activity and calibration results of vegetal tracers from Altáiz and Véronica ice caves (Gómez-Lende, 2016).

Tabla 1. Actividad de radiocarbono y resultados de calibración de los restos vegetales de las cuevas heladas de Altáiz y Véronica (Gómez-Lende, 2016).

Code cave	Code Lab.	Material	Depth ice block extraction (m)	^{14}C a BP	Cal a AD 1 SIGMA	AMS δ^{13}C
Altáiz 1	UBA-19412	leaf	25	197±35	1660-1681	-23.0
Verónica 1	UBA-19413	leaf	95	176±23	1668-1682	-21.9
Verónica 2	UBA-19414	stick (branches)	109	594±24	1314-1356	-26.5

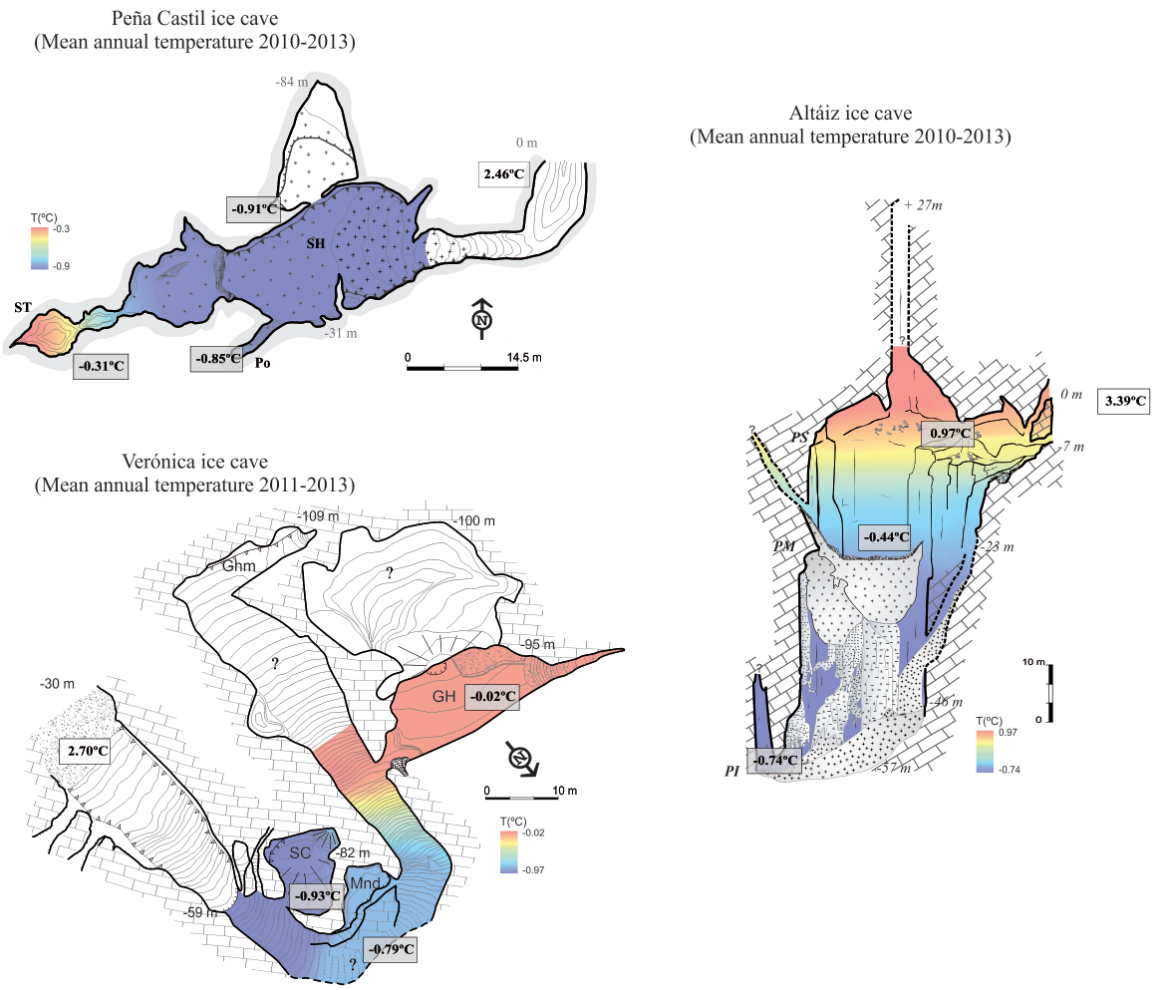

Figure 5. Thermal zones in the studied ice caves (2010-2013).

Figura 5. Zonas térmicas en las cuevas heladas estudiadas (2010-2013).

Figure 6. Some perennial cryospeleothems can be considered as indicators of permafrost environments by remaining frozen for several consecutive years (ice cascades in photos 1 y 2). Others one are indicators of periglacial environments (clasts from gelifraction and with certain sorting in photo 3; and frozen walls in photos 4 and 5).

Figura 6. Algunos crioespeleotemas perennes pueden ser considerados como indicadores de ambientes con permafrost si permanecen congelados durante varios años consecutivos (cascadas de hielo en fotos 1 y 2), y otros son indicadores de ambientes periglaciares (clastos de gelifracción y con cierta clasificación en foto 3; y paredes congeladas en las fotos 4 y 5).

are housed at different depths. In the case of Altáiz IC the depth reached is –40 m, whereas in Peña Castil IC it is –84 m and in Verónica IC, –109 m. Greater depths are reached in other ice caves of the Picos de Europa, as in the case of the HS4 ice cave, where ice blocks have been explored down to –260 m. Sediments deriving from decantation in cold environments, such as Cryogenic Cave Calcite, probably fine (CCCfine), have sometimes been found. CCCfine have been found in in the ice block of Peña Castil ice caves inside ice pools, on ice scallops and rocky scallops, and inserted within the ice block at –54 m, in the Peña Castil ice cave at –33 m and within fine ice layers of the HS4 ice cave at –260 m (Figure 7).

5. Discussion: ice caves and permafrost

5.1. On the concept of permafrost and its presence in ice caves

CCCs are considered permafrost morphologies indicators within ice caves due to their formation in freezing environments, and

Figure 7. Cryogenic calcite (CCCfine) located in several sector of Picos de Europa ice caves: 1 and 2) cryogenic calcite in ice pools; 3 and 4) cryogenic calcite in different scallops (-33 m in Peña Castil ice cave).

Figura 7. Calcita criogénica (CCCfine) ubicada en varios sectores de las cuevas heladas de Picos de Europa: 1 y 2) calcita criogénica en depresiones de hielo; 3 y 4) Calcita criogénica en diferentes scallops (-33 m en la cueva helada de Peña Castil).

their isotopic analyses have been used to establish past environmental conditions during the Pleistocene, known as the Last Permafrost Minimum (Orvošová *et al*., 2014; Vandenberghe *et al.,* 2014). These authors considered ice caves to be permafrost environments. Richter *et al*. (2010) also refers to this type of CCC pool sedimentation as an indicator of permafrost periods. CCC coarse and CCC fine genetic conditions are very different. While CCC coarse is related to permafrost environments, not always the CCC fine, because a fast freezing of water can generate CCC fine by sudden temperature oscillations without a permafrost environment (Koltai *et al.,* 2021; Spötl *et al.,* 2021; Munroe *et al*., 2021).

Such indicators, in the studied ice caves and the permanent ice blocks in an environment where the $MAAT_{cave}$ is <0ºC for several years, support the argument that these are permafrost environments. The concept of permafrost from the thermal point of view and the results of the present study lead to the consideration of ice caves as indicators of permafrost presence in the Picos de Europa. Permafrost plays a role, at least in the case of the caves studied, as one of the most prominent factors defining mountain permafrost.

The ice caves studied have environments with $MAAT_{cave} \leq 0$ºC. The climate has changed several times since their genesis due to endokarstic configurations and topoclimatic changes, and the importance of water and heat transfer —the air and water circulation systems— has become primordial. The cold environment in the ice caves, remains due to the null solar radiation, the high degree of humidity, the perdurability of accumulated snow and air currents. These latter are fundamental in maintaining the negative 'thermal anomaly' with respect to the $MAAT_{ext.cave}$ within the ice caves (Lismonde, 2002; Luetscher and Jeannin, 2004; Luetscher, 2005; Kadebskaya and Tchaikovskyi, 2009; Mavlyudov, 2009). All of them are essential for maintaining permafrost conditions and they are the factors that differentiate them from the multiple non-ice caves nearby. Many of the ice caves studied were a permafrost feature until the last decades of the 20th century (Morard *et al.,* 2012; Richter *et al.,* 2010; Harris and Brown, 1978, 1982; Haeberli, 1978; Harris, 1979, 1982; Pissart *et al.,* 1988; Urdea, 1993, 2004; Ohata *et al.,* 1994), although in most cases they were interpreted as such due to the lack of specific studies (Harris, 1979), rather as an atypical phenomenon of permafrost that did not quite fit into the categories traditionally considered. Haeberli (1978) referred to the "special feature of perennially frozen ground"; Urdea (1993) to the "special form of the permafrost's existence", and French (2007) included them generically as "other types of ice" within the category of "ground ice" (Figure 8). Harris (1979, 1982) consid-

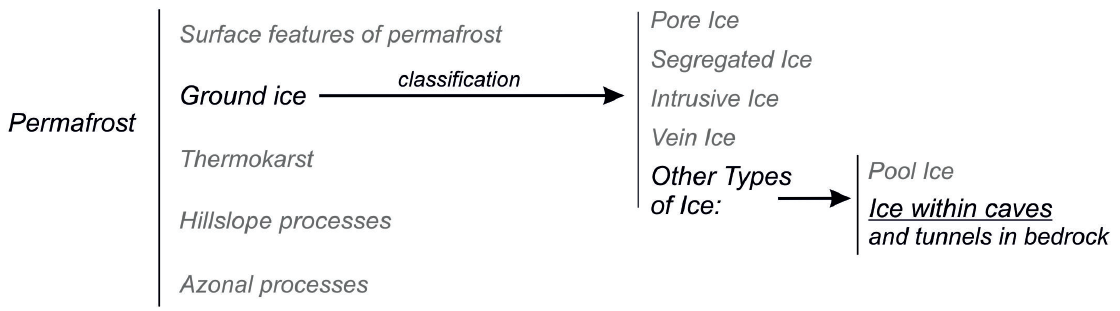

Figure 8. Types of permafrost according to French (2007). Ice caves are placed in a category that classifies them in a catch-all generic group and gives rise to ambiguity.

Figura 8. Tipos de permafrost según French (2007). Las cuevas heladas se clasifican en un grupo genérico general y da lugar a ambigüedades.

ered ice caves to be one more element of permafrost environments, commonly located in continuous and discontinuous permafrost areas, or sporadically, and always in environments with mean temperatures below +5ºC. In other studies, ice caves were considered as permafrost environments because of the permanence of ice blocks (Holmlund *et al.,* 2005; Perşoiu and Onac, 2012). Silvestru (1999) stated that "for perennial ice to accumulate it is essential that the Annual Mean Temperature remains below 0ºC"; and Yonge (2004) considered the siting of the cave in a permafrost area (high latitudes or altitudes) to be the reason why its walls are also subject to freezing temperatures. The Swiss Geomorphology Society considered ice caves to be manifestations of the cryosphere situated in the interphase of glacial and periglacial domains and as examples of sporadic permafrost. The denominations used have been highly varied, and difficulties arise when trying to include them within some of the pre-existing expressions due to local factors and not to zoning rules (Table 2).

The presence of ice caves has also been used as an indicator of mountain permafrost (Serrano *et al.,* 2009) in the Spanish Pyrenees, and as "*permafrost in caves*" in the Cantabrian Mountains (Pellitero, 2012). The endoclimatic and cryomorphic studies in the Picos de Europa ice caves show the importance of endoclimatic factors rather than exoclimatic, and the disconnection between to surface and subterranean thermal conditions. Although continuous and depth permafrost can condition the thermal regime in caves, we can prove that the cave factors are determinant. These factors are the snow feed, cave morphology and airflow that generate an endokarstic permafrost environment with annual medium temperatures around 0ºC, independently of the surface environment. Therefore, it may be related to a 'special feature', 'local', 'isolated' or 'patchy', but the ice caves environment remain independent of permafrost type and ground thermal conditions outside the cave. On the specific nature of the studied environments, we can define this type of permafrost environment as a cave

Table 2. Denominations of types of permafrost and ice caves according to different authors

Tabla 2. Denominaciones de tipos de permafrost y cuevas heladas según diferentes autores

Terminology		**Cited by authors**
Permafrost	**Ice caves**	
Local	Special feature of perennially frozen ground	Haeberli (1978); Žák *et al*. (2004); Richter and Riechelmann (2008); Richter *et al*. (2010); Luetscher *et al*. (2016)
Extrazonal	Special form of permafrost's existence	Urdea (1993); Morard (2011)
Ground ice	Other types of ice	French (2007)
Non-conventional		Ford and Williams (2007)
Isolated or sporadic		Luetscher *et al.*(2003); Urdea (2004); Stoffel *et al.* (2009), Luetscher and Bourret (2010), Morard (2011)
Patchy		Mihevc *et al.* (2016)
	Preserved due to permafrost conditions	Holmlund *et al.* (2005); Perşoiu and Onac (2012)
Permafrost in caves		Pellitero (2012)
	Cryospheric interphase between glacial and periglacial domains under discontinuous alpine permafrost	Swiss Geomorphological Society

mountain permafrost environment, the most suitable for unequivocally denominating the ice caves located in the mountains.

5.2. On the concept of ice caves as permafrost from the morphogenetic point of view.

An added difficulty in qualifying ice caves as permafrost comes from the morphogenetic conception (permafrost as sub-surface frozen material). To consider an ice block to be permafrost is not correct. In some cases, it appears more a glacial mass than a periglacial feature or a type of thermal permafrost. When the ice block housed within the cave has the characteristics reflected in Figure 9, fundamentally its ice motion, it has often been denominated a subterranean glacier (Maire, 1977; Eraso and Pulina, 1994; Perşoiu, 2005; Tulis and Novotný, 2006; Andrejchuk, 2009). For ice blocks without ice motion resulting from successive re-freezing of underground lakes, such a name is incorrect. Under the definition of ice cave used in this study, the ice block is

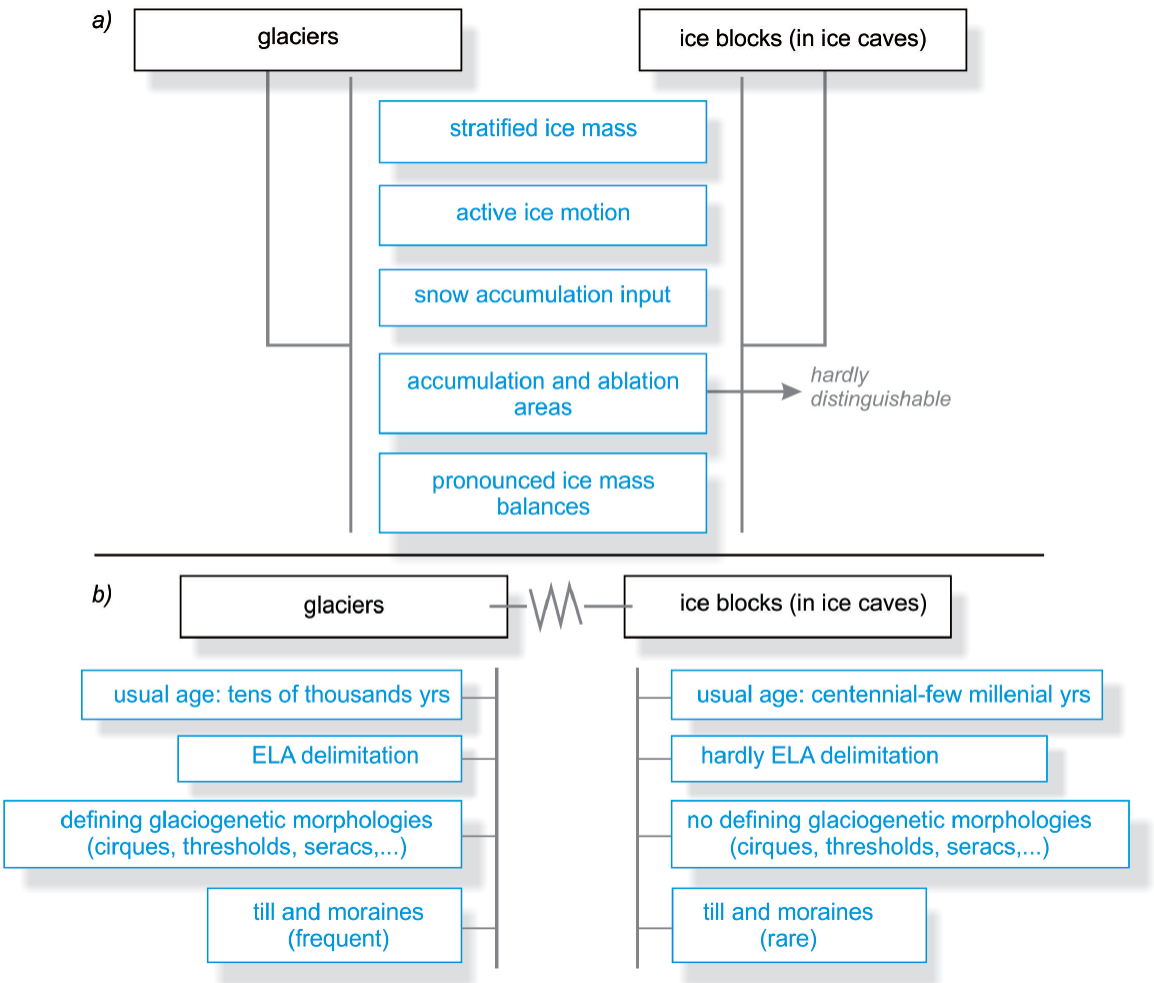

Figure 9. Ice caves versus glaciers: similarities (a) and differences (b).

Figura 9. Cuevas heladas versus glaciares: similitudes (a) y diferencias (b).

not considered as a type of permafrost itself, but rather as a permafrost environment indicator, whether it has ice motion or not, and only some parts of the ice cave would have a permafrost environment (Figure 10). Certain characteristic processes of surface periglacial environments, such as gelifraction, cryoturbation and frost shattering can be generated in ice caves. There are also landforms such as flowstones, ice needles, patterned ground, and clay hummocks under periglacial conditions (Luetscher *et al*., 2005; Bella, 2006; Mihevc, 2009; Kosutnik, 2011; Morard, *et al.,* 2012; Zák *et al*., 2012; Mihevc, 2014; Colucci *et al*., 2016).

In the studied caves, around thirty classified cryomorphologies, both perennial and seasonal, and related to periglacial processes have been inventoried, including the precipitations of calcite. Both are located between the ice strata and the surface of some ice blocks, and on scallops on the walls. In the Picos de Europa CCC they are located between –10 and –280 m depth inside the ice caves and at altitudes between 2,180 m and 2,350 m. The CCCcoarse are deposits developed in permafrost environments, as a consequence they are used as the altitudinal limit of permafrost (Žák *et al.,* 2004, 2012; Richter and Riechelmann, 2008; Richter *et al.,* 2010; Luetscher *et al*., 2016; Orvošová *et al.,* 2014).

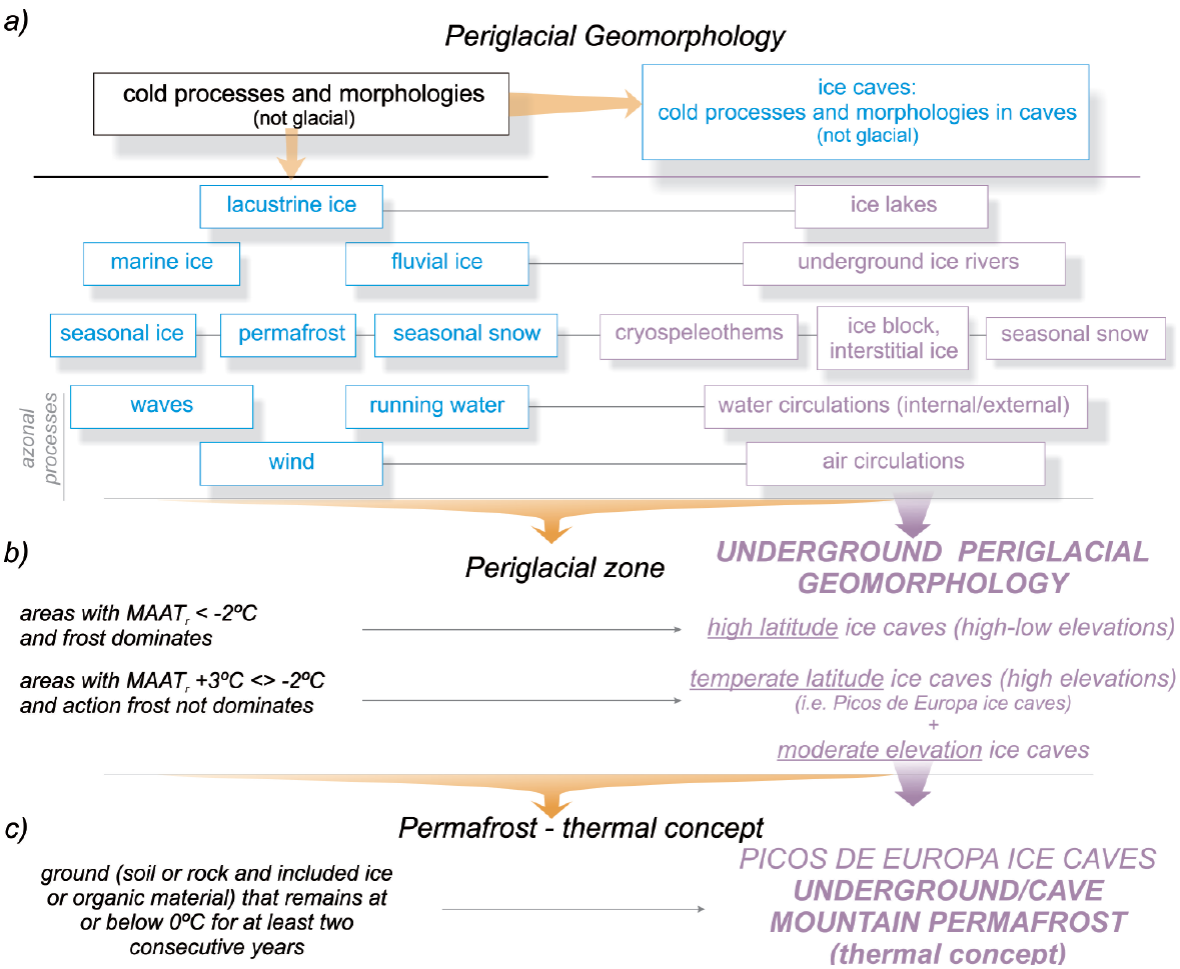

Figure 10. Ice caves in periglacial geomorphology.

Figura 10. Las cuevas heladas en la geomorfología periglacial.

5.3. On the ages of ice blocks and their implications on the cave mountain permafrost environment in the Picos de Europa

We have already seen how the cold environment remains because of the accumulated snow and airflow, the fundamental processes that maintain the negative 'thermal anomaly' with respect to the $MAAT_{ext.cave}$ (Lismonde, 2002; Luetscher and Jeannin, 2004; Luetscher, 2005; Kadebskaya and Tchaikovskyi, 2009; Mavlyudov, 2009). If we consider the ice caves as a periglacial element indicator of permafrost environments during the LIA, as the datings point to, several implications on the potential altitudinal changes of periglacial belts can be established.

The 0ºC isotherm at the surface during the LIA has been estimated at 2,341 m in the more favourable topoclimatic areas, and the lower altitude of the fronts of the LIA glaciers was at over 2,190 m (González Trueba, 2007). Not all cavities above 2,100 m are ice caves and the LIA glacier fronts were located below this altitude. Some subsurface ice blocks are located at around 300 m depth in some caves, such as the Hs4, whose entrance is at 2,350 m. The ice blocks, therefore, did not reach the lower altitude of glacier fronts until the LIA or more recently. The 0ºC isotherm cannot be estimated from the altitude of the ice caves studied, neither for that time nor for the present because they denote thermal anomalies as we have already stated. The existence of ice caves, in greater numbers during the LIA, would confirm a thermal anomaly at around 100-200 m below the 0ºC LIA isotherm. As not all the caves are located at similar elevations, this fact does not imply a general reduction of the altitude of the surface isotherm.

The lowest limit of surface sporadic permafrost is located at 2,230 m in the Jou Negro cirque. If we consider the altitude of frozen chambers with permafrost environments and the altitude of ice cave vents, all located above 2,100 m altitude, the lower limit of the permafrost would be lower, falling by approximately 100 to 150 m, clearly in discordance with surface thermal conditions.

Finally, if during the MWP the mean temperature were 1ºC higher than the LIA mean temperature, it would imply an altitudinal increase in the regional paleo-MELA (2,700-2,750 m). The necessary conditions for the genesis of glaciers were not met, although this could have been otherwise under the surface. As we consider that the Verónica ice block may have generated prior to the beginning of the LIA (Table 1), the conditions necessary for the generation of ice bodies within the caves of Picos de Europa began before the LIA glaciers, and the subsurface ice bodies are still preserved today (Figure 11).

The existence of subterranean ice bodies in the caves of Picos de Europa disagree with surface thermal conditions during the LIA and those at present, as it is a thermal anomaly; and processes inside the ice caves are independent of ground and surface processes and thermal regimes, all of which support the existence of a permafrost environment partially disconnected from surface environments and typical of temperate high mountain karst systems with distinctive permafrost environments.

6. Conclusions

The Picos de Europa ice caves are located in the high mountain above 2,000 meters. The ice caves are understood as natural karst caves (geomorphological element) in which a perennial ice mass is housed (periglacial cryological element) under a climate directed by its endokarstic condition with a $MAAT_{cave}$<0ºC for at least two consecutive years. These conditions are only present around the existing ice masses between the first 200-400 m depth. Water and snow circulation are the fundamental hydrological elements in the feed and persistence of the ice blocks, and air circulation is the fundamental thermal element in the maintenance of the mean sub-zero temperatures. Both are the defining

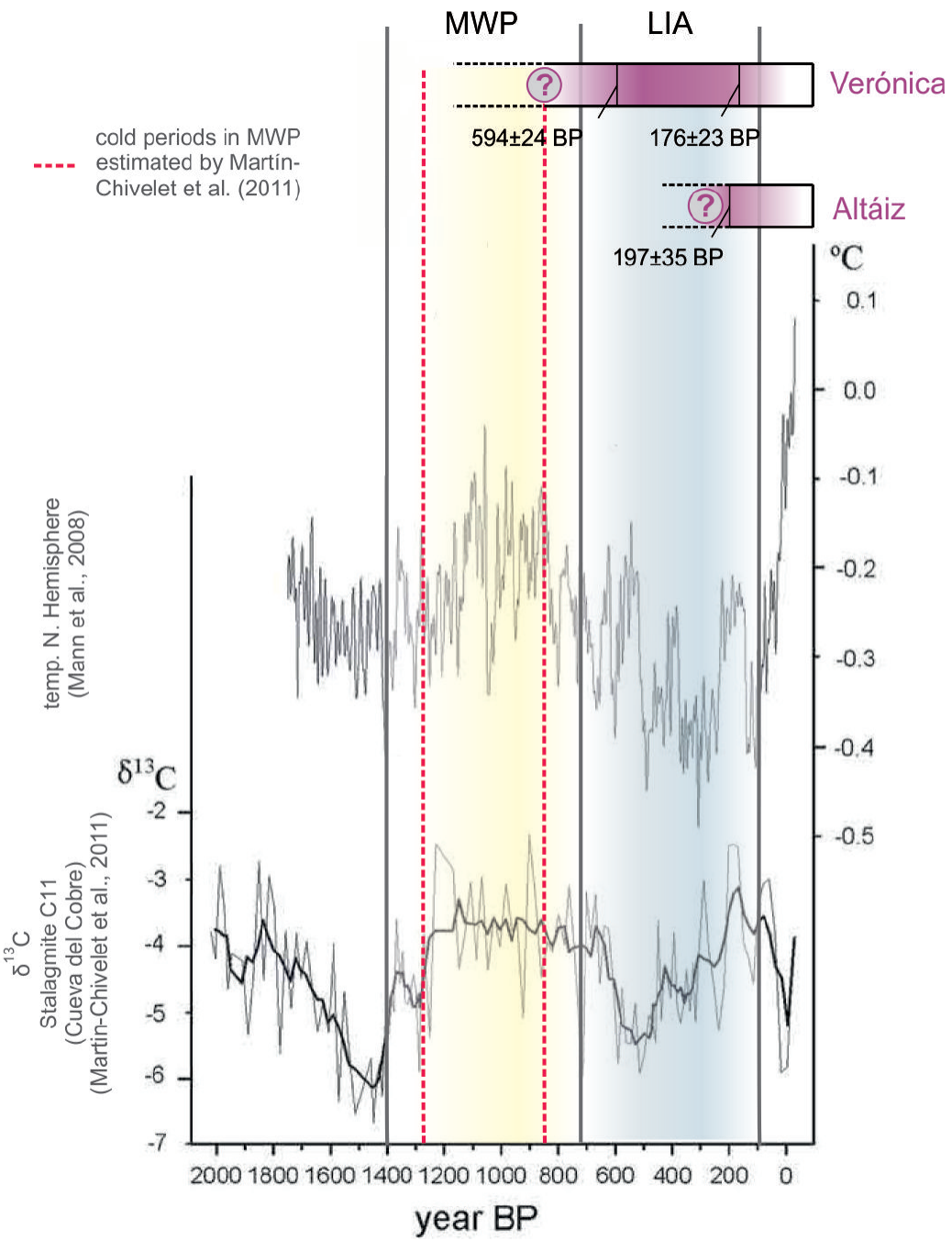

Figure 11. Time of the Altáiz and Verónica ice blocks related to the chronologies and paleotemperatures estimated for MWP and LIA. Paleotemperatures are estimated for the Northern Hemisphere (Mann *et al.,* 2009), the accumulated series of δ13C are taken from the geochemical analysis of a stalagmite in the Cueva del Cobre (Montaña Palentina-Cantabrian Mountains) by Martín-Chivelet *et al.* (2011). (Modified from Martín-Chivelet *et al.,* 2011).

Figura 11. Período abarcado por los bloques de hielo de Altáiz y Verónica dentro de las cronologías y paleotemperaturas estimadas para el Periodo Cálido Medieval y la Pequeña Edad del Hielo. Las paleotemperaturas son estimadas para el hemisferio norte (Mann et al., 2009), las series acumuladas de δ13C se toman del análisis geoquímico de una estalagmita en la Cueva del Cobre (Montaña Palentina-Cordillera Cantábrica) (Modificado de Martín-Chivelet et al., 2011).

elements in ice caves and permafrost environments. These features permit ice caves to be defined as indicators of permafrost environments regardless of the environmental conditions on the surface. Ice caves can be located both in surface permafrost environments and in periglacial ones without permafrost. This is the case of the Picos de Europa high mountain, where the ice caves are located in periglacial environments without permafrost, but the caves contain cave permafrost environments.

Due to the widespread existence of this type of environment in many regions, mainly at medium latitudes and in the calcareous High Mountain, and to the difficulty in framing them in permafrost environments, for this type of permafrost we propose the term "cave mountain permafrost environments". This terminological proposition is supported by its endokarstic nature in a mountain environment, the exchanges of air masses between the exterior and the interior of caves with an alternation of open and closed periods, the $MAAT_{cave}$<0ºC and an important snow feed.

Acknowledgements

This work was supported by the I+D+I projects CGL2015-68144-R and PID2020-113247RB-C21 (Research State Agency, MICIN, Spanish government).

References

Andrejchuk, V. (2009). Cryomineral formations from Kungur ice cave (Russia). In: *Proceedings of the 15th International Congress of Speleology*, (White W.B., ed.). Texas, National Speleological Society, USA, 277-282.

Balch, E.S. (1900). Glacières or Freezing Caverns. Allen, Lane and Scott, Philadelphia, 337 pp. https://doi.org/10.2307/196910

Bella, P. (2006). Morphology of ice surface in Dobšiná ice cave. In: *Proceedings 2nd International Workshop on Ice Cave* (Turri S, Zelinka J. eds.). Demänovská Dolina, Slovak Republic, 15-23.

Citterio, M., Turri, S. (eds.). (2004). *1st International Workshop on Ice Cave*. Abstracts Volume. Căpuş and Scărişoara, Romania.

Colucci, R.R., Fontana, D., Forte, E., Potleca, M., Guglielmin, M. (2016). Response of ice caves to weather extremes in the southeastern Alps, Europe. *Geomorphology*, 261, 1-11. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.017

Dublyansky, Y., Kadebskaya, O., Luetscher M., Cheng, H., Koltai G., Spötl, C. (2016). Tracking the southern boundary of the Late Pleistocene permafrost in the Ural Mountains using cryogenic cave carbonates: A feasibility study. In: Proceedings of the *XI International Conference on Permafrost* (F. Günther, A. Morgenstern, eds.), Postdam, 139 pp.

Dysli, M., Lüetscher, M. (2003). Les glaciers du Jura. Un phénomène peu connu. Les *Alpes*, 7, 38-41.

Eraso, A., Pulina, M. (1994). *Cuevas en hielo y ríos bajo glaciares*. McGraw-Hill, Madrid.

Ford, D.C., Williams, P. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester. https://doi.org/10.1002/9781118684986

French, H. (2007). *The periglacial environment*. John Wiley & Sons, Chichester. https://doi.org/10.1002/9781118684931

Gómez-Lende, M. (2015). *Las cuevas heladas en Picos de Europa: clima, morfologías y dinámicas*. PhD. Thesis, Universidad de Valladolid, Valladolid.

Gómez-Lende, M. (2016). *Cuevas heladas en el Parque Nacional Picos de Europa. Fronteras subterráneas del hielo en el Macizo Central*. OAPN, Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, Madrid, 254 pp.

Gómez-Lende, M., Serrano, E., Berenguer, F. (2011). Cuevas heladas en Picos de Europa. Primeros estudios en Verónica, Altáiz y Peña Castil. *Karaitza*, 19, 56-61.

Gómez-Lende, M., Sánchez-Fernández, M. (2018). Cryomorphological topographies in the study of ice caves. *Geosciences*, 8(8), 274. https://doi.org/10.3390/geosciences8080274

Gómez-Lende, M., Serrano, E. (2018a). Ice morphologies classification in ice caves of Picos de Europa (northern Spain). In: *Proceedings of the 8th International Workshop on Ice Caves*, Potes, Picos de Europa, 49.

Gómez-Lende, M., Serrano, E. (2018b). Ice caves inventory in Cantabrian Mountains (Northern Spain). In: *Proceedings of the 8th International Workshop on Ice Caves*, Potes, Picos de Europa, 47.

González Trueba, JJ. (2007). *La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa. Análisis y reconstrucción del avance glaciar histórico (s. XIX)*. Universidad de Cantabria-Fundación Marcelino Botín, Santander, 188 pp.

González Trueba, J.J., Martín Moreno, R., Martínez de Pisón, E., Serrano, E. (2008). Little Ice Age glaciation and current glacier in the Iberian Peninsula. The *Holocene*, 18 (4), 551-568. https://doi.org/10.1177/0959683608089209

Haeberli, W. (1978). Special aspects of high mountain permafrost methodology and zonation in the Alps. In: *Proceedings of the 3rd International Conference on Permafrost*, Edmonton, Alberta, Canada, 378-384.

Harris, S.A. (1979). Ice caves and permafrost zones in Southwest Alberta. *Erdkunde*, 33, 61-70. https://doi.org/10.3112/erdkunde.1979.01.07

Harris, S.A. (1982). Identification of permafrost zones using selected permafrost landforms. Climate and Permafrost, Proceedings of the fourth Canadian Permafrost Conference, 49-58.

Harris, S.A., Brown, R. (1978). Plauteau mountain: a case study of alpine permafrost in the Canadian Rocky Mountains. In: *Proceedings of the 3rd International Conference on Permafrost*, Edmonton, Alberta, Canada, 385-391.

Harris, S.A., Brown, R. (1982). Permafrost distribution along the Rocky Mountains in Alberta. In: *Proceedings of the 4th Canadian Permafrost Conference*, Calgary, Alberta, 59-67.

Holmlund, P., Onac, B.P., Hansson, M., Holmgren, K., Mörth, M., Nyman, M., Perşoiu, A. (2005). Assessing the palaeoclimate potential of cave glaciers: the example of the Scarisoara ice cave (Romania). *Geografiska Annaler*, 87 A (1), 193-201. https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2005.00252.x

Kadebskaya, O.I., Tchaikovskyi, I.I. (2009). The formation of new minerals in the microclimatic conditions of Kungur ice cave. In: *Proceedings of the 17th International Karstological School "Classical Karst"- Cave Climate* (Gabrovšek, F., Mihevc, A., eds.), Postojna, Slovenia, 66.

Kern, Z., Perşoiu, A. (2013). Cave ice-the imminent loss of untapped mid-latitude cryospheric palaeoenvironmental archives. *Quaternary Science Reviews*, 67, 1-7. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.01.008

Koltai, G., Spötl, C., Jarosch, A.H., Cheng, H. (2021). Cryogenic cave carbonates in the Dolomites (northern Italy): insights into Younger Dryas cooling and seasonal precipitation. *Climate of the Past*, 17 (2), 775-789. https://doi.org/10.5194/cp-17-775-2021

Kosutnik, J. (2011). Temperature monitoring in Slovene Ice Caves, Can less tell more? In: *Proceedings of the 8th EGU General Assembly, Geophysical Research*, EGU2011-3104.

Lismonde, B. (2002). *Climatologie du monde souterrain: Vents des ténèbres*. Edition du Comité Départemental de Spéléologie de l'Isère, Grenoble, pp. 167.

Luetscher, M. (2005). Processes in ice caves and their significance for paleoenvironmental reconstructions. Swiss Institute for Speleology and Karst Studies (SISKA)-Dept. Geography, Univesity of Zurich, La Chaux-de-Fonds, 154 pp. https://doi.org/10.5167/uzh-163383

Luetscher, M., Jeannin, P.Y. (2004). The role of winter air circulations for the presence of subsurface ice accumulations: an example from Monlési ice cave (Switzerland). *Theoretical and Applied Karstology*, 17 (6), 19-25.

Luetscher, M., Jeannin, P.Y., Haeberli, W. (2003). Energy fluxes in an ice cave of sporadic permafrost in the Swiss Jura mountains —concept and first observational results. In: Proceeding of the IV International Conference on Permafrost, IPA. Zurich, 691-696.

Luetscher, M., Jeannin, P.Y., Haeberli, W. (2005). Ice caves as an indicator of winter climate evolution: a case study from the Jura Mountains. *The Holocene*, 15 (7), 982-993. https://doi.org/10.1191/0959683605hl872ra

Luetscher, M., Bourret, F. (2010). Climatic control on caves ice mass balance, Monlesi ice cave, Swuitzerland. In: C. Spötl, M. Luetcher, P. Ritting (coords.). Abstract volume of the IV International Workshop on Ice Caves, IAS. Obertraum, 19.

Luetscher, M., Hoffmann, D., Frisia, S., Sattler, B., Spötl, C. (2016). Reconstructing permafrost thaw events from alpine cave systems. In: *Proceedings of the XI International Conference on Permafros*t, IPA, Postdam, 328.

Luhová, L., Milovský, R., Orvošová, M., Milovská, S., Surka, J., Herich, P., Chou, Y., Shen, Ch. (2016). Broken stalagmites may be an indicator of permafrost thawing. In: *Proceedings of the XI International Conference on Permafrost*, IPA, Postdam, 329-330.

Maire, R. (1977). Glaces souterraines d'altitude dans les massifs du Haut-Giffre, de l'Oberland et dans quelques régions de comparaison. Studi Trentini di Scienze Naturali, *Acta Geologica*, 54, 113-122.

Maire, R. (1990). *La haute montagne calcaire*. Karstologia-Mémoires, 3, Paris. https://doi.org/10.4000/books.pub.11090

Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Ni, F. (2009). Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326, 1256-1260. https://doi.org/10.1126/science.1177303

Martín Chivelet, J., Muñoz, M.B., Edwards, R.L., Turrero, M.J., Ortega, A.I. (2011). Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP based in δ13C of speleothems. *Global and Planetary Change*, 77 (1-2), 1-12. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.02.002

Mavlyudov, B.R. (2009). Ice in caves and its connection with cave climate. In: *Proceedings of the 17th International Karstological School "Classical Karst"- Cave Climate* (Gabrovšek, F., Mihevc, A., Eds.), Postojna, Slovenia, 75.

Mavlyudov, B.R. (2018a). Ice genesis and types of ice caves. In: *Ice caves* (Perşoiu, A., Lauritzen, S.E., Eds), Elsevier, Oxford, 34-68 pp. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811739-2.00032-2

Mavlyudov, B.R. (2018b). Geograghy of cave glaciation. In: *Ice caves* (Perşoiu, A., Lauritzen, S.E., Eds), Elsevier, Oxford, 209-220 pp. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811739-2.00012-7

Mihevc, A. (2009). Periglacial conditions and cryoturbation of sediments at cave entrances, case study from low lying cave Skednena jama, Slovenia. In: *Proceedings of the 7th International Conference on Geomorphology*, Melburne, 332.

Mihevc, A. (2014). Ice-connected processes in the morphology of the cave, an example from Snezna jama, Slovenian Alps. In: *Proceedings of the 6th International Workshop on Ice Cave*, Idaho, 24.

Mihevc, A., Hajna, N.Z., Gostinčar, P. (2016). Ice cave Paradana and high karst plateu Trnovski Gozd. In: *Proceedings of the 7th International Workshop on Ice Caves*, Postojna-Slovenia, 32.

Milovský, R, Orvošová, M., Milovská, S., Surka, J., Herich, P., Biron, A., Miku, T. (2016). Heterochronous populations of cryogenic cave calcite may reflect depth of permafrost thawing events. In: *Proceedings of the XI International Conference on Permafrost*, IPA, Postdam, 331-332.

Morard, S. (2011). Effects de la circulation d´air par effect de chimenée dans la evolution du regime thermique des éboulis froids de basse et moyenne altitude. Geofocus, nº 29, PhD thesis, Département de Géosciences-Géographie, Université de Fribourg.

Morard, S., Bochud, M., Delaloye, R. (2012). Ice mass and frozen ground in permeable ventilated systems: comparison between a dynamic ice cave and overcooled talus slope in western Switzerland. In: *Proceedings of the 5th International Workshop on Ice Cave*, Barzio, 31.

Munroe, J.S. (2021). First investigation of perennial ice in Winter Wonderland Cave, Uinta Mountains, Utah, USA. *The Cryosphere*, 15 (2), 863-881. https://doi.org/10.5194/tc-15-863-2021

Obu, J., Košutnik, J., Overduin, P.P., Boike, J., Blatnik, M., Zwieback, S., Gostinčar, P., Mihevc, A. (2018). Sorted patterned ground in a karst cave, Ledenica pod Hrušico, Slovenia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 29 (2), 121-130. https://doi.org/10.1002/ppp.1970

Ohata, T., Furukawa, T., Osada, K. (1994). Glacioclimatological study of perennial ice in the Fuji Ice cave, Japan. Part 1. Seasonal variation and mechanism of maintenance. *Arctic and Alpine Research*, 26, 227-237. https://doi.org/10.2307/1551935

Orvošová, M., Deininger, M., Milovský, R. (2014). Permafrost occurrence during the Last Permafrost Maximum in the Western Carpathian Mountains of Slovakia as inferred from cryogenic cave carbonate. *Boreas*, 43 (3), 750-758. https://doi.org/10.1111/bor.12042

Pellitero, R. (2012). *Geomorfología, paleoambiente cuaternario y geodiversidad en el macizo de Fuentes Carrionas. Montaña Palentina*. PhD. Thesis. Universidad de Valladolid, Valladolid.

Perşoiu, A. (2005). Evidence of basal melting of the ice block from Scărişoara ice cave. In: *Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions* (Mavlyudov, B.R., Ed.), 7th GLACKIPR symposium, Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 109-112.

Perşoiu, A., Onac, B. (2012). Ice in caves. In: *Encyclopaedia of Caves* (White, W.B., Culver, D.C., Eds.), Fitzroy Dearborn, New York-London, 399-404. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-383832-2.00056-6

Perşoiu, A., Lauritzen, S.E. (Eds) (2018). *Ice caves*. Elsevier, Oxford, 730 pp. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811739-2.00003-6

Pissart, A., Van Vliet-Lanoë, B., Ek, C., Juvigné, E. (1988). Des traces de glace de segregation dans la Grotte de Remouchamps (Belgique):

conséquences en ce qui concerne la sédimentation et la paléoclimatologie. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 111, 125-133.

Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S.M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamot, M., Sookdeo, A., Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62 (4), 725-757. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41

Richter, D.K., Riechelmann, D.F. (2008). Late Pleistocene cryogenic calcite spherolites from the Malachitdom Cave (NE Rhenish Slate Mountains, Germany): origin, unusual internal structure and stable C-O isotope composition. *International Journal of Speleology*, 37 (2), 119-129. https://doi.org/10.5038/1827-806X.37.2.5

Richter, D.K., Meissner, P., Immenhauser, A., Schulte, U., Dorsten, I. (2010). Cryogenic and non-cryogenic pool calcites indicating permafrost and nonpermafrost periods: a case study from the Herbstlabyrinth-Advent Cave system (Germany). *The Cryosphere*, 4 (4), 501-509. https://doi.org/10.5194/tc-4-501-2010

Serrano, E., Morales, C., González-Trueba, J.J., Martín, R. (2009). Cartografía de permafrost de montaña en los Pirineos españoles. *Finisterra*, 44 (87), 45-54. https://doi.org/10.18055/Finis1376

Serrano, E., González-Trueba, J.J., Sanjosé, J.J., Del Río, L.M. (2011). Ice patch origin, evolution and dynamics in a temperate high mountain environment: the Jou Negro, Picos de Europa (NW Spain). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 93 (2), 57-70. https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2011.00006.x

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

Serrano, E., Oliva, M., González-García, M., López-Moreno, J.I., González-Trueba, J.J., Martín-Moreno, R., Gómez-Lende, M., Martín-Díaz, J., Nofre, J., Palma, P. (2018a). Post-Little Ice Age paraglacial processes and landforms in Iberian high mountains: a review. *Land Degradation and Development*, 29, 4186-4208. https://doi.org/10.1002/ldr.3171

Serrano, E., Gómez-Lende, M., Belmonte, A., Sancho, C., Sánchez-Benítez, J., Bartolomé, M., Leunda, M., Moreno, A., Hivert, B. (2018b). Ice caves in Spain. In: *Ice caves* (Perşoiu, A., Lauritzen, S.E., Eds), Elsevier, Oxford, 625-656 pp. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811739-2.00028-0

Silvestru, E. (1999). Perennial ice in caves in temperate climate and its significance. *Theoretical and Applied Karstology*, 11 (12), 83-93.

Spötl, C., Koltai, G., Jarosch, A.H., Cheng, H. (2021). Increased autumn and winter precipitation during the Last Glacial Maximum in the European Alps. *Nature Communications*, 12 (1), 1839. https://doi.org/10.1038/s41467-021-22090-7

Stoffel, M., Luetscher, M., Bollschweiler, M., Schlatter, F. (2009). Evidence of NAO control on subsurface ice accumulation in a 1200 yr old cave-ice sequence, St. Livres ice cave, Switzerland. *Quaternary Research*, 72 (1), 16-26. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2009.03.002

Tulis, J., Novotný, L. (2006). Dobšinská. Ice Cave after 136 years. In: *Proceedings of the II International Workshop on Ice Cave*, Demänovská Dolina, Slovak Republic, 9-14.

Urdea, P. (1993). Permafrost and periglacial forms in the Romanian Carphatians. In: *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost*, IPA, Beijing, 631-637.

Urdea, P. (2004). Ice caves and permafrost. In: *Proceedings of the 1st International Workshop on Ice Cave,* Căpuş and Scărişoara, Romania, 30.

Vandenberghe, J., French, H.M., Gorbunov, A., Marchenko, S., Velichko, A.A., Jin, H., Cui, Z., Zhang, T., Wan, X. (2014). The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25-17 ka BP. *Boreas*, 43, 652-666. https://doi.org/10.1111/bor.12070

Yonge, C.J. (2004). Ice in caves. In: *Encyclopedia of caves and karst science* (Gunn, J., Ed.), Fitzroy Dearborn, New York-London, 938-944.

Žák, K., Urban, J., Cılek, V., Hercman, H. (2004). Cryogenic cave calcite from several Central European caves: age, carbon, and oxygen

isotopes and a genetic model. *Chemical Geology*, 206 (1-2), 119-136. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.012

Žák, K., Richter, D.K., Filippi, M., Živor, R., Deininger, M., Mangini, A., Scholz, D. (2012). Coarsely crystalline cryogenic cave carbonate: a new archive to estimate the Last Glacial minimum permafrost depth in Central Europe. *Climate of Past*, 8 (6), 1821-1837. https://doi.org/10.5194/cp-8-1821-2012

Recibido el 07 de mayo de 2021
Aceptado el 08 de octubre de 2021

Cuaternario y Geomorfología
ISSN: 0214-1744
ISSNe: 2695-8589

www.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/

Observaciones micromorfológicas en el yacimiento de la Cueva del Ángel (Lucena, Córdoba): resultados preliminares

Micromorphological observations from Cueva del Ángel site (Lucena, Córdoba): preliminary results

Monge, G. [(1)]; Carretero, M.I. [(1)]; Pozo, M. [(2)]; Barroso, C. [(3)]; Ruiz, F. [(4,5)]; González-Regalado, M.L. [(4)]

(1) Dpto. Cristalografía, Mineralogía y Q. A. Facultad de Química. C/Profesor García González nº 1, 41012. Universidad de Sevilla. Sevilla. España. gmonge@us.es
(2) Dpto. Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid. Ciudad Universitaria de Cantoblanco. 28049. Madrid. España.
(3) Fundación Instituto de Investigación de Prehistoria y Evolución Humana. Plaza del Coso. 14900. Lucena. España.
(4) Departamento de Ciencias de la Tierra., Universidad de Huelva, Avda. Tres de Marzo, s/n, 21071-Huelva. España.
(5) Centro de Investigación en Patrimonio Histórico, Cultural y Natural (CIPHCN), Universidad de Huelva, Facultad de Humanidades, Avda. Tres de Marzo s/n, 21071-Huelva, España.

Resumen

Se aplica la micromorfología de suelos a una selección de muestras procedentes del depósito endokárstico del yacimiento arqueológico del Pleistoceno medio (MIS 9-MIS 7) de la Cueva del Ángel, Lucena (Córdoba), con idea de obtener una primera aproximación a su caracterización deposicional, así como a ampliar información acerca de su evolución postdeposicional y de la influencia antrópica sobre el mismo. El depósito corresponde con una sedimentación detrítica como resultado fundamentalmente de procesos de aluvionamiento y escorrentía, mientras que los procesos postdeposicionales vienen dominados por procesos diagenéticos y bioturbación. Además de estos procesos geogénicos, también se constata desde el punto de vista micromorfológico, una importante afectación del sedimento por procesos antropogénicos.

Palabras clave: micromorfología; depósito endokárstico; acción antrópica; cueva del Ángel.

Abstract

Soil micromorphology is applied to a selection of samples from the endokarstic deposit of the archaeological site of the Middle Pleistocene (MIS 9-MIS 7) of Cueva del Ángel, Lucena (Córdoba), with the purpose of

https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.89240

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

obtaining a first approximation to its depositional characterization, as well as to expand information about its postdepositional evolution and the anthropic influence on it. The deposit responds to detrital sedimentation as a result mainly of alluvium and runoff processes, while postdepositional processes are dominated by diagenetic processes and bioturbation. In addition to these geogenic processes, an important affectation of the sediment by anthropogenic processes is also verified from the micromorphological point of view.

Key words: micromorphology; endokarstic deposit; antropic action; cueva del Ángel.

1. Introducción

La micromorfología de suelos es la observación mediante microscopio óptico de luz polarizada de la organización y los componentes del suelo, mediante láminas delgadas fabricadas a partir de muestras sin perturbar, y eventualmente completada con observaciones de bloques pulidos (Courty, 1986). Esta técnica también puede emplearse en depósitos arqueológicos, concretamente las cavidades kársticas, a medida que se rellenan de sedimentos, comienzan a registrar procesos de evolución superficial y subsuperficial edáficos y diagenéticos (Vallverdú Poch *et al*., 2002). El estudio de estos procesos, así como su correcta interpretación intervendrá activamente en la caracterización de los sistemas deposicionales (origen, medio de transporte y sedimentación), evolución postdeposicional y cronología relativa de yacimientos fundamentalmente pleistocenos (Courty, 1986; Vliet-Lanoë, 1986; Bertran, 1994; Abdessadok *et al.*, 1997; Goldberg, 2000). El estudio de este tipo de muestras en lámina delgada es fundamental ya que el empleo de esta técnica permite no sólo reconocer y cuantificar de forma semicuantitativa la composición mineralógica de la muestra, sino también establecer sus características texturales y poder inferir posibles modificaciones postdeposicionales sufridas en el relleno sedimentario.

La cueva del Ángel se sitúa al sur de la Península Ibérica, concretamente en la provincia andaluza de Córdoba y dentro del término municipal de Lucena (Fig. 1 a); en el extremo suroccidental de la Sierra de Araceli (620 m.s.n.m.) y al pie de las Sierras Subbéticas. La Sierra de Araceli, corresponde a un relieve residual con orientación SW-NE, perteneciente a una unidad carbonática de calizas y dolomías del Lías inferior y medio del dominio Subbético Externo Meridional de la Cordillera Bética, afectada por procesos kársticos (López Chicano, 1990).

Las campañas de excavación llevadas a cabo desde su descubrimiento en 1995 han sacado a la luz gran cantidad de material lítico (en torno a unas 5000 piezas en posición estratigráfica precisa) y restos de fauna (más de 8000 piezas correspondientes fundamentalmente a grandes mamíferos) reflejando una intensa acción antrópica de aprovechamiento de estos recursos. A su vez la presencia de un elevado porcentaje de huesos quemados en el depósito evidencia el uso del fuego en el yacimiento (Barroso *et al.*, 2011). Los datos radiométricos sugieren que la ocupación del mismo se produjo de forma ininterrumpida desde 320 ka hasta 180 ka (MIS9-MIS7) (Falguères *et al.* 2019).

Con respecto al depósito endokárstico (Fig. 1 b, c), tres perfiles estratigráficos han sido estudiados hasta el momento: J/K, J/7 y 7/8 (Monge 2012; Monge *et al.*, 2014, 2016, 2020). En base a estos estudios, se han definido 20 niveles estratigráficos en función de la litología, color, textura, estructura de la fracción fina, consistencia, proporción de la fracción gruesa, porosidad, bioturbaciones y rasgos antrópicos (determinaciones realizadas en seco) que se agrupan en tres Unidades Estratigráficas de rango mayor definidas en función del porcentaje en fracción gruesa y el material arqueológico. Las principales características estratigráficas pueden consultarse en la Tabla 1, mientras que los resultados

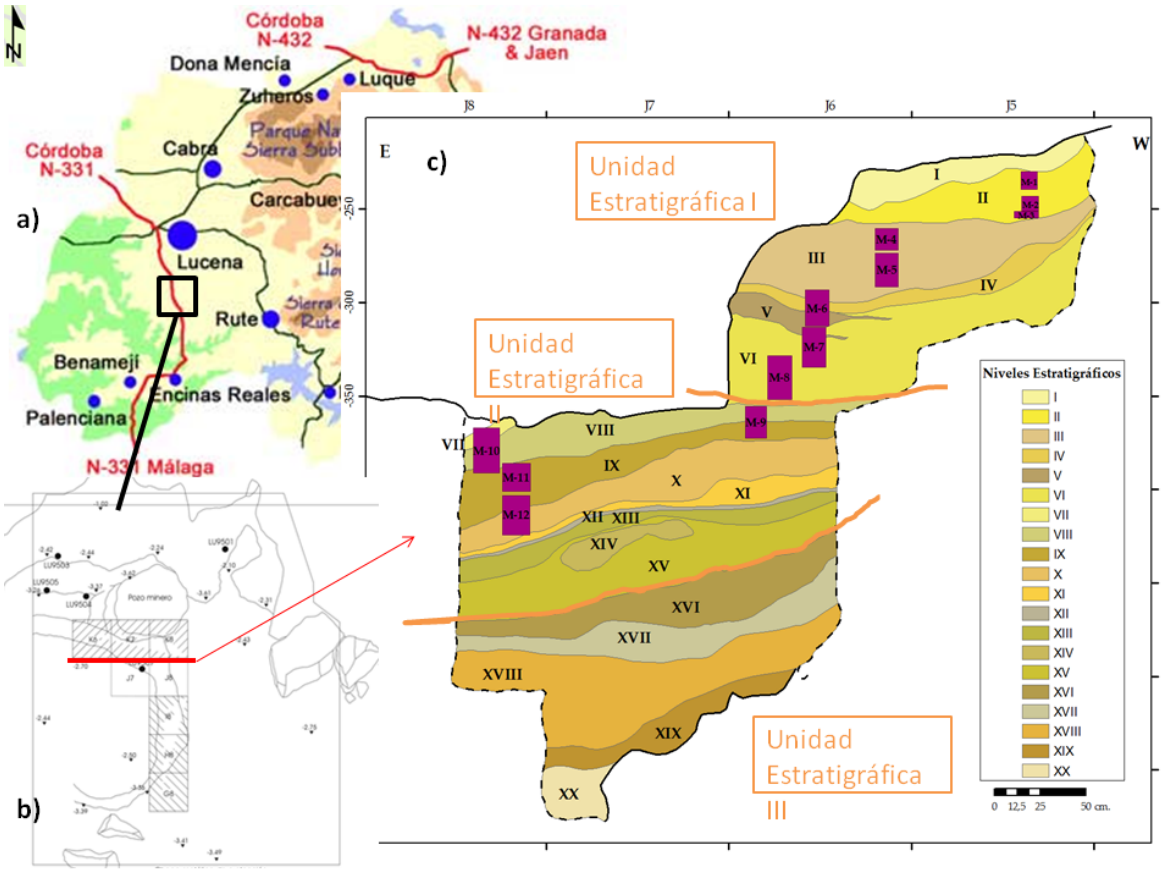

Figura 1: a) Mapa mostrando la localización geográfica de la Cueva del Ángel, Lucena (Córdoba); b) Esquema mostrando la situación de las cuadrículas de excavación en el yacimiento; c) Niveles y Unidades Estratigráficas presentes en el perfil J/K, así como situación de las muestras de micromorfología (*modificado de Botella et al.*, 2006; Monge, 2012).

Figure 1: a) Map showing the geographical location of Cueva del Ángel, Lucena (Córdoba); b) Diagram showing the location of the excavation grids at the site; c) Levels and Stratigraphic Units present in the J/K profile, as well as the situation of the micromorphology samples (modified from Botella et al., 2006; Monge, 2012).

de estos estudios indican que son la Unidad Estratigráfica I y parte de la II (las correspondientes a las cuadrículas K6, K7, K8, J7 y J8) las que presentan una mayor influencia antrópica, aunque cabe destacar que todos los perfiles excavados hasta el momento presentan afectación antrópica.

2. Metodología

La toma de muestras se ha realizado con idea de poder obtener la mayor información posible del depósito, y poder caracterizar así tanto a procesos geogénicos como antropogénicos. Es por eso que las muestras se han tomado en aquellos niveles que por estudios previos se sabe que presentaban mayor influencia antrópica: Unidad Estratigráfica I y parte de la II (cuadrículas K6, K7, K8, J7 y J8). Siguiendo este criterio se tomaron un total de 12 muestras del perfil J/K (ver Fig. 1 c). La metodología seguida ha sido la descrita por Courty *et al*. (1989). Sin embargo, al ser imposible utilizar las cajas Kubiena debido al grado de cementación que presentaba el depósito, se optó por utilizar una amoladora angular para la obtención de las muestras

Tabla 1: Principales características descriptivas de los niveles y unidades estratigráficas definidos en depósito.
Table 1: Main descriptive features from stratigraphic units and leves defined in the deposit.

Unidades Estratigráficas	Niveles Estratigráficos	Profundidad (cm)	Color (Munsell)	Textura	Estructura (cm)	Consistencia	Porosidad	Fg/Ff (%)	Rasgos Antrópicos
I	I	208-250	Gris rosado (7`5 YR 7/2)	Arenas y limos	Bloques	Ligeramente dura	Escasa	20/80	Escasos
	II	214-258	Pardo grisáceo muy oscuro (10 YR 3/2)	Arenas y limos	Migajosa	Ligeramente dura	Escasa	1/99	Poco abundantes
	III	240-300	Pardo oscuro (7`5 YR 4/2)	Arenas y limos	Migajosa	Dura	Abundante	20/80	Poco abundantes
	IV	249-307	Gris rosado (5 YR 6/2)	Arenas y limos	Bloques	Suelta	Abundante	0/100	Escasos
	V	294-318	Pardo oscuro (5 YR 6/2)	Arenas y limos	Laminar	Blanda	_	0/100	Escasos
	VI	253-355	Pardo oscuro (7`5 YR 3/2)	Limos y arenas	Migajosa	Blanda	Escasa	1/9	Poco abundantes
II	VII	364-381	Rojo (2`5 YR 5/7)	Arenas y limos	Migajosa	Blanda	_	0/100	Escasos
	VIII	348-390	Pardo oscuro (7`5 YR 3/2)	Arenas y limos	Migajosa	Blanda	Escasa	30/70	Muy abundantes
	IX	363-422	Pardo oscuro (7`5 YR 3/2)	Arenas y limos	Migajosa	Dura	Escasa	50/50	Muy abundantes
	X	374-434	Pardo oscuro (7`5 YR 4/2)	Arenas y arcillas	Migajosa	Ligeramente dura	Escasa	40/60	Muy abundantes
	XI	386-436	Rojo pálido (2`5 YR 6/2)	Arenas y limos	Migajosa	Dura	Escasa	5/95	Escasos
	XII	398-438	Gris (2´5 Y 5/0)	Arenas y limos	Migajosa	Blanda	_	1/99	Escasos
	XIII	400-449	Gris rosado (5 YR 6/2)	Arenas y limos	Migajosa	Dura	Escasa	20/80	Escasos
	XIV	416-443	Gris rosado (7`5 YR 7/2)	Arenas y limos	Migajosa	Dura	_	20/80	Muy abundantes
	XV	405-470	Rojo pálido (2´5 YR 6/2)	Arenas y limos	Migajosa	Dura	Escasa	40/60	Muy abundantes
III	XVI	423-480	Rojo pálido (2´5 YR 6/2)	Arenas y limos	Migajosa	Dura	_	30/70	Poco abundantes
	XVII	436-493	Gris rosado (7`5 YR 7/2)	Arenas y limos	Migajosa	Dura	_	30/70	Poco abundantes
	XVIII	462-539	Rojo pálido (2´5 YR 6/2)	Limos y arenas	Bloques	Dura	_	20/70	Poco abundantes
	XIX	494-550	Pardo rojizo (5 YR 5/4)	Limos y arcillas	Bloques	Muy Dura	_	1/9	Poco abundantes
	XX	546-580	Pardo rojizo (5 YR 5/4)	Limos y arenas	Migajosa	Blanda	_	20/50	Poco abundantes

de unas dimensiones aproximadas de 10x6x6 cm. Posteriormente fueron envueltas en vendas de yeso y convenientemente sigladas y orientadas. A partir de estas muestras de gran tamaño y una vez consolidadas en resina se realizaron láminas delgadas. Finalmente, las muestras han sido analizadas con un microscopio óptico de luz polarizada Nikon Alphaphot-2 siguiendo los criterios utilizados por Courty *et al.* (1989).

3. Resultados

Desde el punto de vista micromorfológico (Tabla 2), todas las muestras se componen de unos componentes esqueléticos que pueden ser tanto minerales como biogénicos y de una matriz (<30 µm). Estos constituyentes se organizan según tres tipos de microestructura interna:

A. Microestructura en cavidades: sin separación de agregados, masa basal rota por cavidades pero no interconectadas, con algunos canales y cámaras.

B. Microestructura en agregados laminares.

C. Microestructura granular: material formando granos o agregados.

Dentro de los **componentes esqueléticos minerales,** que aparecen en las muestras en porcentajes de en torno al 5-10%, destacan fundamentalmente clastos de cuarzo individual y policristalino (cuarcita, sílex) y de dolomía. El *cuarzo* está presente en todas las muestras estudiadas de forma muy homogénea, siempre refleja porcentajes entre el 5-10%. Aparece muy frecuentemente con un aspecto sucio, en menor proporción se advierten granos poliminerales que corresponden a fragmentos de cuarcita, granos autigénicos, agrupaciones de granos monominerales y muy raramente algún grano con evidencias de disolución. Suelen presentar morfologías subangulares dominantes, aunque también son frecuentes las subredondeadas. El *sílex* muestra dos poblaciones de tamaños, una milimétrica y otra centimétrica, presentando siempre formas planares y bordes cortantes (pequeñas lascas) debido a la manipulación humana. La dolomía se presenta en fragmentos subre-

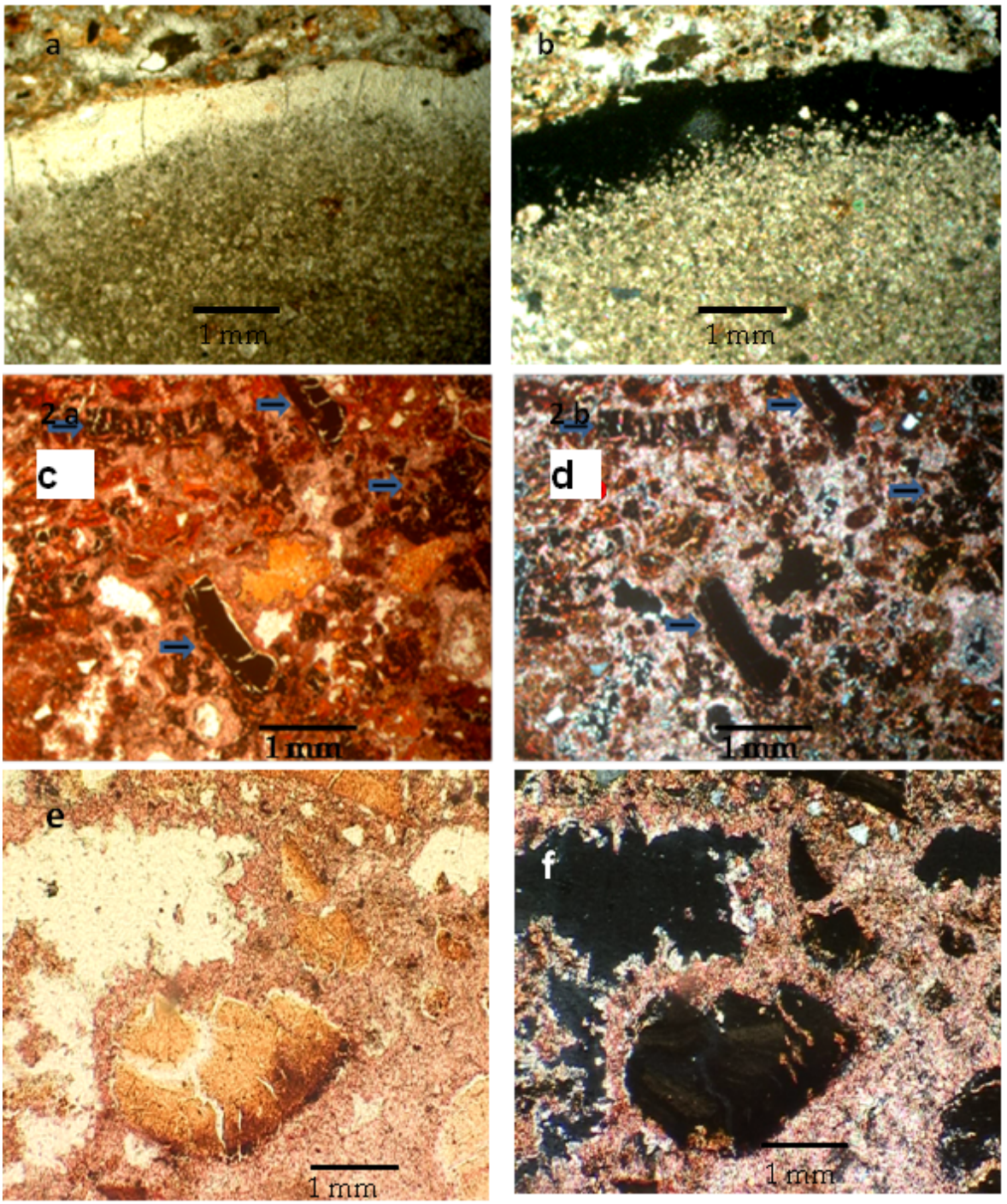

Figura 2: Muestras de micromorfología observadas al microscopio óptico. a) Fragmento de dolomita presentando borde isótropo LPP b) LPX; c) Abundantes fragmentos de materia orgánica, señalados con ➡ totalmente carbonizados LPP; d) LPX; e) Fragmento óseo quemado rodeado de pequeños cristales de calcita LPP; f) LPX

Figure 2: Micromorphology samples observed under the petrographic microscope. a) Dolomite fragment with isotropic edge LPP b) LPX; c) Abundant fragments of organic matter, marked with ➡ totally charred LPP; d) LPX; e) Burnt bone fragment surrounded by small calcite crystals LPP; f) LPX.

Tabla 2: Principales características micromorfológicas de las muestras estudiadas.
Table 2: Main micromorphological features of the studied samples.

Unidades Estratigráficas	Niveles Estratigráficos	Muestras Micromorfología	Microestructura	Porosidad (%)	Precipitados (%)	Comp. Esqueléticos Minerales			Comp. Esqueléticos Biogénicos			Matriz (%)
						Qz (%)	Sílex (%)	Dolomita (%)	Restos vegetales (%)	Restos óseos (%)	Granos fosfáticos (%)	
I	II	M1 a M3	A-B-C	15-20	15-20	5-10	0-5	_	0-5	15	0-5	25
	III	M4 a M6	A-B-C	20-25	5-10	5-10	_	_	5	25	5	20
	IV	M6	A-B	30	10	5-10	_	5-10	0-5	15-20	0-5	20
	V	M6-M7	A-B-C	20-25	10	5-10	_	_	5-10	15	5	20
	VI	M7-M8	A-B-C	20	15-20	5-10	_	_	15	0-5	10-15	20
II	VII	M-10	A-B-C	30	10	5-10	_	_	10-15	0-5	10-15	10-15
	VIII	M9-M10	A-B-C	25	15	5-10	_	_	5-10	15	10	15-20
	IX	M9-M10-M11-M12	A-B-C	20-25	10-15	5-10	_	0-5	5	15	5-10	10-15
	X	M12	A-B-C	25-30	15-20	5-10	_	_	5	5-10	10	15-20

dondeados de gran tamaño (orden centimétrico) con evidencias de dedolomitización. Es destacable que la práctica totalidad de los fragmentos de dolomía observados en las muestras de micromofología, presentan un borde isótropo, y sobre él a veces también se observan restos vegetales carbonizados (Fig. 2 a, b). En ocasiones, sobre el borde isótropo se observan reprecipitaciones carbonatadas en forma de espeleotemas.

Los **componentes esqueléticos biogénicos** observados presentan porcentajes en torno al 5-15% y corresponden a *fragmentos de restos vegetales, fragmentos de restos óseos y granos fosfáticos*.

Los *fragmentos de restos vegetales* aparecen todos con evidencias de haber estado sometidos a calentamiento, aunque la mayoría (97%) aparecen totalmente carbonizados y amorfos (Fig. 2 c, d), siendo totalmente imposible poder efectuar sobre ellos una caracterización más detallada. Dentro de los *restos óseos* se observan diferentes grados de calentamiento como lo evidencian las diferentes tonalidades que presentan y los diferentes grados de fisuración, así como la existencia de bordes más oscuros de diferentes tonalidades (Fig. 2 e, f). Sus tamaños suelen oscilar entre 0,5 y 1 mm, aunque de forma puntual puede aparecer algún fragmento de más de un cm de eje mayor (1,5 cm). En ocasiones presentan evidencias de disolución. Es frecuente encontrar precipitaciones de calcita en los canales de Havers de los huesos de mayor tamaño, o en cualquier fisura u oquedad que presenten los mismos. Además, suelen aparecer cristales de calcita de unas 15 µm de tamaño tanto en el interior de las fisuras y/o fracturas de los restos vegetales y óseos, como bordeándolos. Los *granos fosfáticos* de pequeño tamaño se observan también en las fisuras y/o fracturas de los restos vegetales y óseos, aunque la mayor parte de ellos forman parte de la matriz.

En la **matriz**, que presenta porcentajes en torno al 15-25%, se mezclan agregados arcillosos (destaca la fábrica birrefringente que muestran las arcillas) que en ocasiones presentan evidencias de haber sufrido calentamiento; granos fosfáticos que se agrupan en agregados y en ocasiones aparecen con evidencias de disolución parcial; restos biogénicos, de menor tamaño y abundantes cristales de calcita (< 30 µm) con forma de aguja o acicular.

Finalmente, destacar la presencia de abundantes signos de actividad biológica y de una porosidad planar de pequeño tamaño (0.1 mm) que afecta a todos los componentes del sedimento (biogénicos, minerales, matriz e incluso precipitaciones secundarias de calcita).

4. Discusión

La secuencia sedimentaria observada en el depósito endokárstico de la Cueva del Ángel

es relativamente homogénea, diferenciándose varios procesos:

Procesos geogénicos: El depósito endokárstico se genera por sedimentación detrítica debido a procesos de karstificación y aluvionamiento, en los que la sedimentación procede del propio endokarst: fragmentos de roca de la roca encajante y productos insolubles contenidos en ella (fragmentos de dolomita, cuarzo y minerales de la arcilla observados en muestras de micromorfología), así como a episodios de escorrentía que rellenan la cavidad con sedimentos del exterior (en Monge *et al*., 2020 se compara la mineralogía total y de arcillas de muestras de los perfiles J/K, J/7 y 7/8 con muestras del exterior y se constata como parte de la mineralogía del depósito procede de los relieves circundantes). De manera que destacan diversos estadios de coladas clásticas en función de la variación de las condiciones climáticas del medio.

Procesos antropogénicos: Son coetáneos a los procesos geogénicos. Ya en trabajos anteriores (Barroso *et al.*, 2011; Monge, 2012; Monge *et al.,* 2014, 2016, 2020) se ha puesto de manifiesto la importancia de la influencia antrópica en el yacimiento, siendo las evidencias de procesos antropogénicos aportadas por las muestras de micromorfología de gran interés, pudiendo concretarse en:

— Manipulación de sílex y restos óseos: se han observado fragmentos de sílex siempre mostrando formas planares y bordes cortantes debido a la manipulación humana. Esta manipulación también se pone de manifiesto en la acumulación anómala de restos óseos observada en el sedimento.

— Presencia de inclusiones líticas alteradas por la acción del fuego: el borde isótropo que presentan las dolomías, sobre el que se observan restos vegetales carbonizados se interpreta como una reacción de la dolomita a óxido de calcio y magnesio (sistema cúbico y por tanto isótropo) por efecto de un calentamiento sobre sus bordes de una temperatura aproximada de 700°C (Rogers y Daniels, 2002; Hiller *et al*., 2003), según donde este calentamiento haya tenido una mayor incidencia. La reacción química sería la siguiente: $CaMg(CO_3)_2 \rightarrow CaO + MgO + 2CO_2$

— Presencia de fragmentos vegetales alterados por la acción del fuego: la mayoría (97%) aparecen totalmente carbonizados y amorfos.

— Presencia de inclusiones óseas alteradas por calentamiento: se constata por el cambio de color a tonalidades marrones que indican diferentes fases de calentamiento y por la modificación de sus propiedades mecánicas (fisuración).

Procesos diagenéticos: Posteriormente en estos depósitos comienzan a tener lugar una serie de procesos diagenéticos cuyas evidencias en muestras de micromorfología pueden concretarse en:

— Presencia de cuarzo autigénico**:** implica la existencia de sílice inmersa en los fluidos circulantes por el interior del sedimento.

— Dedolomitización de las dolomías: todas las observadas en muestras de micromorfología presentan un elevado grado de dedolomitización, mientras que las dolomías del exterior no (Monge, 2012). Por lo que este reemplazamiento de dolomita por calcita parece debido a la percolación de agua bicarbonatada sobre las dolomías en el interior de la cavidad kárstica.

— Evidencias de disolución en los componentes esqueléticos biogénicos: puede apreciarse la existencia de una relación directa entre el contenido en restos vegetales y granos fosfáticos, siendo ambas proporciones muy parecidas entre sí; mientras que parece intuirse la existencia de una relación inversa entre restos vegetales y granos fosfáticos con respecto a los restos óseos (ver Tabla 2), ya que durante el transcurso de la diagénesis, los

restos óseos comienzan a ser inestables y a disolverse, de manera que comienzan a circular por el sedimento soluciones acuosas ricas en fosfatos que van a dar lugar a la formación de una gran variedad de fosfatos autigénicos (Hutchinson, 1950; Martini y Kavalieris, 1978; Karkanas *et al.*, 2000).

— Precipitaciones secundarias de calcita: Suelen desarrollarse en forma de espeleotemas a favor de pequeñas fisuras de las dolomías, en los huecos de los canales de Havers de casi la totalidad de los huesos y de forma también generalizada sobre el registro estratigráfico. Es precisamente este hecho el que hace afirmar que estas precipitaciones de calcita son secundarias, ya que se desarrollan a partir de huecos ya existentes. Estas precipitaciones de calcita son típicas de la zona vadosa de cualquier sistema kárstico y proceden de la alternancia de periodos húmedos y secos. En periodos húmedos domina el goteo de aguas ricas en bicarbonato y posterior percolación de éstas a través de todo el espesor del perfil, mientras que en épocas secas domina la evaporación y consecuente precipitación del carbonato que va a concrecionar y endurecer el perfil estratigráfico en su totalidad. Esta alternancia de periodos secos y húmedos va a condicionar la formación de varias generaciones de espeleotemas que van a recubrir todas las oquedades existentes.

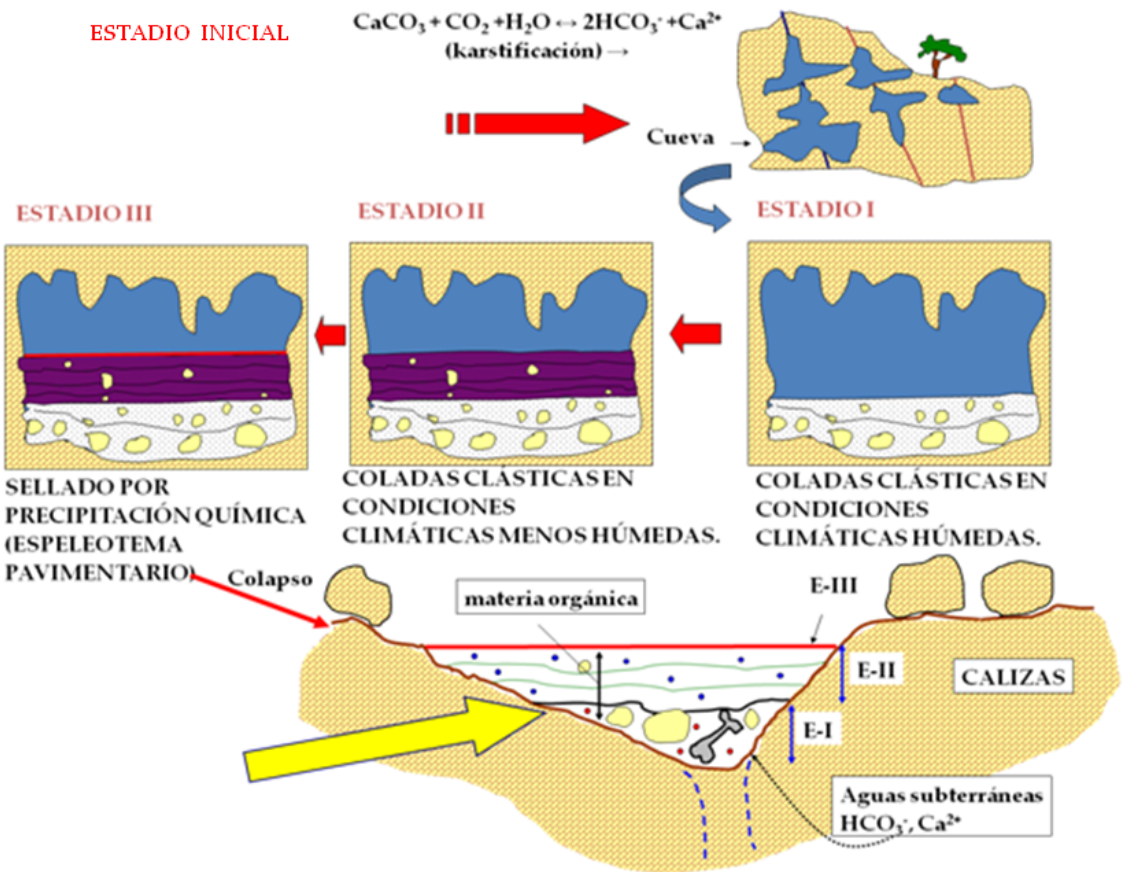

Figura 3: Modelo tentativo sobre la formación y evolución del depósito endokárstico de la Cueva del Ángel.
Figure 3: Tentative model on the formation and evolution of Cueva del Ángel endokarstic deposit.

Finalmente, la porosidad planar de menor tamaño (0,1 mm) que afecta a todos los componentes del sedimento de forma generalizada podría indicar un periodo más seco posterior a todo el depósito que haya originado el agrietamiento del mismo y que se relaciona con el espeleotema pavimentario observado de *visu* y que sella el depósito.

A modo de síntesis, se esquematizan las fases evolutivas sufridas por el depósito sedimentario de la Cueva del Ángel (Fig. 3):

— Estadio Inicial: el proceso de karstificación sobre el macizo calizo de la Sierra de Aras genera cavidades en las que empieza a tener lugar una sedimentación detrítica incipiente procedente del propio endokarst.

— Estadio I: Con la evolución del proceso de karstificación, las cavidades aumentan de tamaño y el espesor del depósito endokárstico también aumenta, reflejando ya evidencias de procesos antropogénicos. En esta fase además destaca un episodio climático húmedo que genera la llegada de coladas clásticas al interior de la cavidad.

— Estadio II: Continúa la evolución de los mismos procesos acaecidos en el Estadio I, dominando en este caso una fase climática menos húmeda que genera coladas clásticas menos energéticas.

— Estadio III: Sobre los depósitos anteriores comienzan a actuar procesos diagenéticos que finalizan con el sellado del depósito por precipitación química (espeleotema pavimentario).

5. Conclusiones

El estudio micromorfológico preliminar llevado a cabo en la Cueva del Ángel, ha puesto de manifiesto la complejidad del mismo, ya que los procesos geogénicos naturales se ven enmascarados en gran medida por la acción antrópica. Las evidencias de esta acción antrópica se concretan en numerosos aportes de industria lítica y restos óseos al sedimento, así como en numerosas evidencias de efectos térmicos sobre el mismo. Para poder avanzar en la interpretación paleoantropológica global de yacimiento sería interesante poder contar en el futuro con algún perfil estratigráfico sin afección antrópica, con idea de poder observar con mayor precisión y detalle los procesos geogénicos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Fundación "*INSTITUTO DE INVESTIGACIÓN DE PREHISTORIA Y EVOLUCIÓN HUMANA" y los grupos de investigación* UAM C-418 y RNM-349. En todo el proceso de preparación de las láminas ha sido esencial el trabajo realizado por Salah Abdessadok perteneciente al Instituto de Paleontología Humana (IPH) de París.

Bibliografía

Abdessadok, S.; Maâtouk, M.; Laafar, S.; de Lumley, H. (1997) *Approche sédimentologique et micromorphologique de l´ensemble stratigraphique CIII de la grotte du Lazaret (Nice, Alpes-Marítimes),* Quaternaire, v. 8, p. 189-196. https://doi.org/10.3406/quate.1997.1572

Barroso, C.; Botella, D.; Caparrós, M.; Moigne, A.M.; Celiberti, V.; Testu, A.; Barsky, D.; Notter, O.; Riquelme, J.A.; Pozo, M.; Carretero, M.I.; Monge, G.; Khatib,S.; Saos, T.; Gregoire, S.; Bailón, S.; García, J.A.; Cabral Mesa, A.L.; Djerrab, A.; George, I.; Abdessadok, S.; Batalla, G.; Astier, N.; Bertin, L.; Boulbes, N.; Cauche, D.; Filoux, A.; Hanquet, C. ; Milizia, C.; Moutoussamy, J.; Rossoni, E.; Verdú, L.; de Lumley, H. (2011) *The Cueva del Angel (Lucena, Spain): An Acheulean hunters habitat in the South of the Iberian Peninsula*, Quaternary International, v. 243, p. 105-126. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.02.021

Bertran, P. (1994) *Dégradation des niveaux d´occupation paléolithiques en contexte périglaciaire: exemples et implications archéologiques*, Paleo, v. 6, p. 285-302. https://doi.org/10.3406/pal.1994.1090

Botella, D.; Barroso, C.; Riquelme, J.A.; Abdessadok, S.; Caparrós, M.; Verdú, L.; Monge, G.; García, J.A. (2006) *La Cueva del Ángel (Lucena, Córdoba), un yacimiento del Pleistoceno medio y superior del sur de la Península Ibérica*, Trabajos de Prehistoria, v. 63, p. 153-165.

Courty, M. A. (1986) *Quelques faciés d´altération de fragments carbonatés en grottes et abris sous roche prehistoriques*, Bulletin de l´Association Française pour l´Etude du Quaternaire, v. 3-4, p. 281-289. https://doi.org/10.3406/quate.1986.1823

Courty, M. A.; Goldberg, P.; Macphail, R. (1989) *Soils and micromorphology in archaelogy*, Cambridge manuals in archaelogy, Cambridge, University Press, XX, 344 p.p.

Falguéres, C.; Ghaleb, B.; Tombret, O.; Ben Arous, E.; Richard, M.; Moigne, A.M.; Saos, T.; Frouin, M.; Caparros, M.; Barroso, C. (2019) *ESR/U series dates on Equus teeth from the Middle Pleistocene Acheulean site of Cueva del Angel, Spain*, Quaternary Geochronology, v. 49, p. 297-302. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.02.003

Goldberg, P. (2000) *Micromorphology and site formation at Die Kelders Cave I, South Africa*, Journal of Human Evolution, v. 38, p. 43-90. https://doi.org/10.1006/jhev.1999.0350

Hiller, J. C.; Thompson, T.J.; Evison, M.P.; Chamberlain, A.T.; Wess, T.J. (2003) *Bone mineral change during experimental heating: an X-ray scattering investigation*, Biomaterials, v. 24, p. 5091-5097. https://doi.org/10.1016/S0142-9612(03)00427-7

Hutchinson, G. E. (1950) *Survey of contemporary knowledge of biogeochemistry*. The biogeochemistry of vertebrate excretion, Bulletin of the American Museum of Natural History, v. 96, p. 554.

Karkanas, P.; Bar-Yosef, O.; Goldberg, P.; Weiner, S. (2000) *Diagenesis in Prehistoric Caves: the use of minerals that form in situ to assess the completeness of the archaeological record*, Journal of Archaeological Science, v. 27, p. 915-929. https://doi.org/10.1006/jasc.1999.0506

Kennedy, R. W.; Satry, C.B.; Barton, G.M.; Ellis, E.L. (1968) *Crystals in the wood of the genus Abies indigenous to Canada and the United States*, Canadian Journal of Botany, v. 46, p. 1221-1228. https://doi.org/10.1139/b68-164

López Chicano, M. (1990) *Sierra de Araceli y C.S.A. 1 (Lucena). Cuaderno de campo*. Vª Reunión de campo de AEQUA-Andalucía, Ayuntamiento de Lucena, Lucena (Córdoba), p. 56-64.

Martini, J.; Kavalieris, I. (1978) *Mineralogy of the Transvaal caves*, Transactions of the Geological Society of Africa, v. 81, p. 47-54.

Monge, G. (2012). Caracterización mineralógica, geoquímica y textural del relleno Pleistoceno de la Cueva del Ángel en Lucena (Córdoba). Tesis Doctoral inédita, Universidad de Sevilla, 280 p.p.

Monge, G.; Carretero, M.I.; Pozo, M.; Barroso, C. (2014) *Mineralogical changes in fossil bone from Cueva del Ángel, Spain: archaeological implications and ocurrence of whitlockite*, Journal of Archaeological Science, v. 46, p. 6-15. https://doi.org/10.1016/j.jas.2014.02.033

Monge, G.; Jiménez-Espejo, F.J.; Pozo, M.; Carretero, M.I.; Barroso, C. (2016) *A geochemical multi-proxy approach for anthropogenic processes in a Middle Upper Pleistocene endokarstic deposit*. Quaternary International, v. 407, p. 140-149. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.02.004

Monge, G.; Carretero, M.I.; Pozo, M.; Rubio, G.; Barroso, C.; González-Regalado, M.L., Ruiz, F., (2020) *Clay mineral assemblages as tracers of fireplaces in Pleistocene archaeological sites (Cueva del Ángel, Spain)*. Applied Clay Science, v. 192: 105643. https://doi.org/10.1016/j.clay.2020.105643

Munsell Soil Color Charts. (1990) Macbeth Division of Kollmorgen Innstruments corporation. Edition revised.

Rogers, K. D.;Daniels, P. (2002) *An X-ray diffraction study of the effects of heat treatment on bone mineral microstructure*. Biomaterials, v. 23, p. 2577-2585. https://doi.org/10.1016/S0142-9612(01)00395-7

Scurfield, G.; Anderson, C.A.; Silva, S.R.(1973) *Silica in woody stems*. Australian Journal of Botany, v. 22, p. 211-229. https://doi.org/10.1071/BT9740211

Vallverdú, J. (2002) *Micromorfología de las facies sedimentarias de la Sierra de Atapuerca y del nivel J del Abric Romaní. Implicaciones geoarqueológicas y paleoetnográficas*, Tesis doctoral. Universitat Rovira i Virgili. 431 p.p.

Vliet-Lanoë, B. (1986) *Micromorphology*, *in* C. B. M. M. P. C. J. M. Cornford, ed., La Cotte de St. brelade 1961-1978, Norwich, Geobooks, p. 91-96.

Recibido el 28 de abril de 2021
Aceptado el 04 de noviembre de 2021

Cuaternario y Geomorfología
ISSN: 0214-1744
ISSNe: 2695-8589

www.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/

El Neolítico antiguo en Sierra Morena. Análisis geoarqueológico de un depósito de ocupación en la cueva del Ocho (Cazalla de la Sierra, Sevilla, SO de España)

The Ancient Neolithic in Sierra Morena. Geoarchaeological analysis of an occupation deposit in cueva del Ocho (Cazalla de la Sierra, Seville, SW of Spain)

Borja, C.[1y3], Caro, J.A.[2y3], Álvarez, G.[3], Díaz de Olmo, F.[1], Recio, J.M.[4], Martínez, A.[5], Gavilán, B.[6], Pajuelo, A.[7] y Garrido, J.M.[2]

(1) Dpto. Geografía Física y A.G.R. Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla s/n. 41004-Sevilla. cesarborja@us.es
(2) Dpto. Historia. Área de Prehistoria. Universidad de Córdoba. Plaza Cardenal Salazar, 3. 14071-Córdoba
(3) Sociedad Espeleológica Geos (Exploraciones e Investigaciones Subterráneas). C/ Dr. Miguel Ríos Sarmiento, 74. 41020-Sevilla
(4) Dpto. Ecología, Botánica y Fisiología Vegetal. Universidad de Córdoba. Campus de Rabanales s/n. 14071-Córdoba
(5) Dpto. Física Aplicada I. Universidad de Sevilla. Ctra. Utrera, km 1. 41013-Sevilla
(6) Dpto. Historia I. Universidad de Huelva. Avda. de las Fuerzas Armadas, s/n. 27001-Huelva
(7) Dpto. Prehistoria y Arqueología. Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla s/n. 41004-Sevilla

Resumen

Se lleva a cabo el estudio geoarqueológico del Perfil A de la sala del Lago de la cueva del Ocho (complejo kárstico de las cuevas de Santiago, Cazalla de la Sierra, Sevilla, SO de España), con el objetivo de caracterizar la secuencia de ocupación antrópica de este sector de la cavidad, a partir del análisis de un depósito mediante técnicas de análisis arqueológicas, edafo-sedimentarias y geocronológicas. Los resultados obtenidos han permitido identificar una serie de unidades geoarqueológicas a partir de las cuales se ha establecido la secuencia de la ocupación antrópica de este sector de la cavidad. Se trata de una ocupación Neolítico antiguo, corta pero intensa, de cronología *ca.* 5300 cal. BC, que se conforma en el plazo de apenas 500 años y que queda sellada y amortizada en torno al cambio de era por una colada estalagmítica. Diferentes usos antrópicos caracterizan la conformación del depósito, desde una actividad ocupacional (hábitat) y redil inicial, que se transforma posteriormente en un ámbito de vertedero, reconociéndose depósitos con características sedimentológicas similares a los de tipo *fumier*, aunque desplazados de su lugar original. Los altos niveles de materia orgánica presente en los sedimentos, así como, de otras variables asociadas a la presencia humana (fósforo y susceptibilidad magnética) refuerzan la idea de la génesis antrópica del depósito. En este sentido, el estudio de la cerámica muestra que no se ha registrado ningún cambio tipológico ni tecnológico a lo largo de toda secuencia, siendo su tipo y características compatibles con las cronologías radiocarbónicas aportadas

https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.89676

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

en el presente trabajo. A su vez, el estudio de arqueofauna muestra unos resultados, en cuanto a la presencia y manejo de fauna doméstica, propios de yacimientos correspondientes a las cronologías y el uso ofrecidos por la cueva del Ocho.

Palabras clave: Neolítico antiguo; Depósitos antrópicos; Geoarqueología; Sistemas kársticos; Cueva del Ocho; Sierra Morena (Macizo Hespérico Meridional).

Abstract

The Geoarchaeological study of Profile A of the Sala del Lago of cueva del Ocho (karstic complex of cuevas de Santiago, Cazalla de la Sierra, Seville, SW of Spain) is carried out. The aim of characterizing sequence of anthropic occupation of this sector of the cave, from the analysis of a deposit by means of archaeological, pedo-sedimentary and geo-chronological analysis techniques has been characterized. The results obtained have allowed to identify a geo-archaeological series units from which the sequence of the anthropic occupation of this sector of the cavity. It is an Ancient Neolithic occupation, short but intense, of chronology ca.5300 cal. BC, which is formed in a period of just 500 years and which it is sealed and amortized around the change of Era by a stalagmite deposit. Different anthropic uses characterize the conformation of this deposit, from an occupational activity (habitat) and initial fold, which is later transformed into a landfill area, recognizing fumier type deposits, although displaced from their original place. The high levels of organic matter present in the sediments, as well as other parameters associated like phosphorus and magnetic susceptibility reinforce the idea of the anthropic genesis for this deposit. In this sense, the study of ceramics shows that no typological or technological change has been recorded in throughout any sequence, its type and characteristics being compatible with radiocarbon chronologies contributed in the present work. At the same time the archaeofauna study shows some results the presence and management of domestic fauna, typical of deposits corresponding to the chronologies and use offered through the cueva del Ocho.

Key words: Early Neolithic; Anthropogenic deposits; Geoarchaeology; Karst; Eight Cave; Sierra Morena (Meridional Hesperian Massif).

1. Introducción y objetivos

El complejo kárstico de las cuevas de Santiago (en adelante CKCS), ubicado en el extremo NO del término municipal de Cazalla de la Sierra (Sevilla, SO de España) (Fig. 1a) está compuesto entre otras cavidades por la de Santiago Grande, Santiago Media y Santiago Chica, además de la cueva del Ocho, objeto de estudio del presente trabajo. En todas ellas se reconocen evidencias de ocupación antrópica continuada desde el Neolítico tal como reflejan las investigaciones de Acosta (1976; 1986), e, incluso, indicios de frecuentación atribuibles al Pleistoceno (Candau, 1894). Sin embargo, las cronologías aportadas por algunos de estos trabajos para los yacimientos estudiados en otras cavidades del complejo de Santiago (cueva de Santiago Chica), correspondientes a una fase de Neolítico Antiguo, fueron muy discutidas desde los primeros momentos (Fortea y Martí, 1985; Acosta, 1986), considerándose como una serie difícilmente asumible, entre otras causas, por los problemas de precisión del laboratorio japonés donde se determinaron dichas cronologías (Mederos, 1996), hecho este que se repitió en algunas otras cuevas andaluzas con resultados parecidos, como en el caso de la Dehesilla (García Rivero *et al*., 2018). Los datos aportados en esta investigación refuerzan y afianzan la idea de una ocupación antrópica efectiva del territorio en el ámbito de Sierra Morena (España) para dicho periodo, con hábitats de ocupación permanente en cuevas, en la línea de los trabajos pioneros publicados por Acosta y Pellicer (Acosta, 1976, 1986; Pellicer y Acosta, 1982).

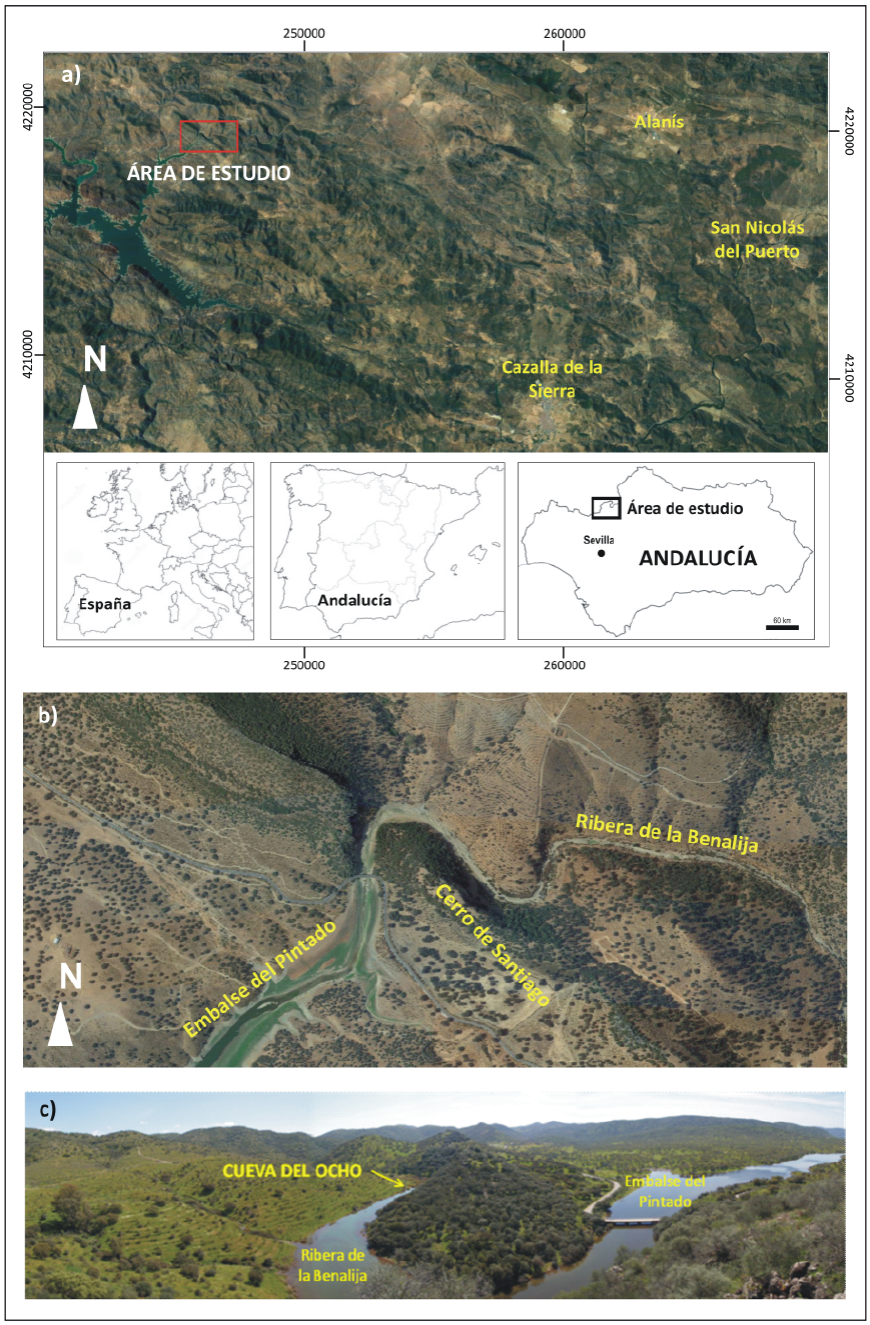

Figura 1: a) Localización general del área de estudio en el término municipal de Cazalla de la Sierra (Sevilla, España). b) Posición del cerro de Santiago en relación al Ribera de la Benalija y la cola del Embalse del Pintado (WMS Ortofotografía Digital de Andalucía 2016 –PNOA– http://www.ideandalucia.es/wms/ortofoto2016). c) Vista panorámica del cerro de Santiago con indicación de la posición de la boca de la cueva del Ocho.

Figure 1: a) General location of the study area at the municipality of Cazalla de la Sierra (Seville, Spain). b) Position of the cerro de Santiago in relation to the Ribera de la Benalija and the tail of the Pintado Reservoir (WMS Andalusian Digital Orthophothography, 2016 –PNOA– http://www.ideandalucia.es/wms/ortofoto2016). c) Panoramic view of cerro de Santiago indicating the position of the entry of cueva del Ocho.

La ocupación de cavidades durante el Neolítico antiguo es una constante, no sólo en el ámbito de Sierra Morena, sino del resto de la península ibérica. La utilización de las cavidades como lugares de hábitat y como rediles para la estabulación del ganado (Vergès *et al.*, 2008; Oms *et al.*, 2008; Fernández-Eraso y Polo, 2008-2009) ha hecho que en muchas de ellas se reconozca la existencia de depósitos de origen antrópico, en cuya conformación los procesos naturales prácticamente no intervienen (Bergadà *et al.*, 2018). Muchos de estos depósitos presentan registros geoarqueológicos caracterizados por una notable intensidad, puesta de manifiesto en los altos niveles alcanzados por indicadores y parámetros físico-químicos asociados a la presencia humana, como son la materia orgánica, el fósforo o la susceptibilidad magnética (Angelucci, 2009; Bergadà *et al.*, 2005), así como, secuencias arqueológicas con un desarrollo temporal muy variable.

El objetivo principal del presente trabajo se centra en el análisis geoarqueológico de un depósito de origen antrópico vinculado a la ocupación humana de la sala del Lago de la cueva del Ocho (CKCS). Para ello se ha llevado a cabo un estudio geoarqueológico integrado en una investigación de carácter espeleo-karstológica y cronoestratigráfica de la cual se aportan en este trabajo los resultados del registro edafo-sedimentario y arqueológico.

2. Área de estudio

El CKCS se ubica dentro del sector de Ossa-Morena en el Macizo Hespérico Meridional de Sierra Morena (Díaz del Olmo, 1987), desarrollándose sobre un afloramiento de calizas masivas del Cámbrico inferior que, desde el punto de vista morfoestructural, constituye un relieve sinclinal disimétrico en posición de relieve inverso, con rumbo hercínico NO-SE (Rodríguez Vidal y Díaz del Olmo, 1994). A techo de este relieve estructural se identifica una alta superficie corrosiva aplanada, que puede equivaler a la conocida como SK1 del entorno regional de Ossa-Morena según Baena y Díaz del Olmo (1988). A nivel local, la posición geomorfológica del relieve estructural del cerro de Santiago ha condicionado la evolución karstológica del mismo con dos vertientes muy diferenciadas. Hacia el O la karstificación se asocia al paleo-*poljé* de los Llanos de Santiago, presentando una vertiente modelada en cono rocoso, con lapiaces estructurales y de tubos, y surgencias próximas al contacto entre las calizas y los esquistos del Cámbrico de base. Mientras, hacia el E, el cerro de Santiago queda limitado por el trazado hidrográfico del río Ribera de la Benalija y las fases sucesivas de encajamiento de su nivel de base local en los mencionados esquistos (Díaz del Olmo *et al.*, 1994), que conforman un relieve escarpado de elevada pendiente, al pie del cual se acumulan depósitos de coluvión.

Desde una perspectiva karstológica, el complejo kárstico del cerro de Santiago constituye un sistema espeleológico con galerías-estructurales, salas, chimeneas y galerías-simas, parcialmente obturadas, con diferentes episodios de rellenos que muestran varios niveles de formación, todos ellos relacionados con la incisión del nivel de base del río Ribera de la Benalija. El funcionamiento hidro-karstológico del sistema actualmente es residual, estando condicionada la fluctuación del nivel freático en el interior del macizo por la dinámica hidrológica del Ribera de la Benalija y, muy especialmente, por la oscilación del nivel hidráulico del cercano embalse del Pintado (Fig. 1b y 1c) (Moral *et al.*, 2015) al cual éste alimenta.

La cueva del Ocho se corresponde con el nivel espeleo-kárstico más bajo del complejo. En ella se reconoce la *sala del Lago*, una de las salas de mayor entidad de la cueva (Fig. 2b), en la que se constata la presencia de rellenos de carácter detrítico con abundante contenido de material arqueológico y restos de ocupación antrópica (Fig. 2a). Estos depósitos aparecen expuestos debido a intervenciones clandestinas de época actual que han provocado agujeros de expolio de magnitudes variables (centimétricas a métricas),

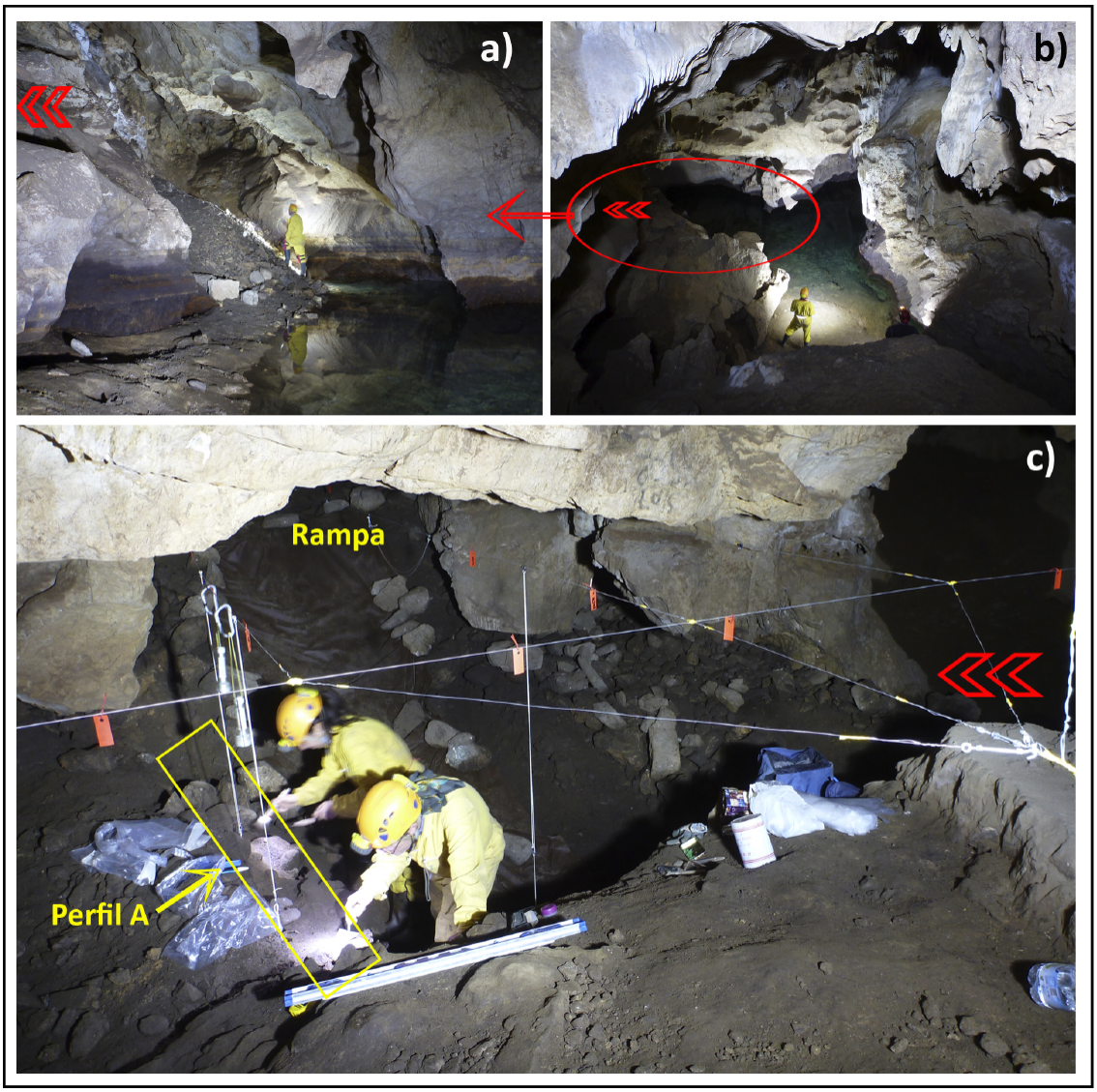

Figura 2: a) Acumulación de sedimentos en el fondo S de la sala del Lago procedentes de los agujeros de expolio practicados en los depósitos de la Zona 1. b) Sala del Lago vista desde una perspectiva cenital en dirección S. c) Vista general de la Zona 1 durante las tareas de excavación, en la que se puede observar la localización del Perfil A, de la Rampa y del acceso a la sala del Lago desde el fondo sur (indicado con la doble flecha).

Figure 2: a) Accumulation of sediments at the bottom S of the sala del Lago proceding from the looting holes made in the deposits of Zone 1. b) Sala del Lago wiewed from a zenith perspective in south direction. c) General view of Zone 1 during the excavation tasks, in which the location of Profile A, the Rampa and the access to the sala del Lago from the south end can be observed (indicated with the double arrow).

tanto en extensión como en profundidad. Esta situación ha permitido la intervención en dos de estos pozos, cuyos perfiles estratigráficos han sido limpiados y retranqueados (30 cm). Por tanto, la forma y dimensiones de las estratigrafías presentadas se adaptan a los espacios creados por dichas zanjas de saqueo.

Se aborda en este trabajo el análisis geoarqueológico de dichos pozos denominados Perfil A (Zona 1) y Rampa superior. El Perfil A,

situado en lateral E de la cueva, a -8 m del nivel de la actual boca de entrada (Fig. 2c), se ha analizado a partir del levantamiento de una estratigrafía con una anchura máxima a techo de unos 4,0 m y 1,5 m a muro, y una potencia de 1,6 m. Por su parte, se ha realizado, igualmente, un pequeño sondeo arqueológico de 0,8 m de profundidad, y 0,5 m de ancho por 0,6 m de largo sobre el mismo relleno, ubicado, en este caso, sobre otro agujero de expolio, en el sector de la *Rampa*, una galería lateral (actualmente colmatada por el propio relleno), con dirección E, que conectaría la sala del Lago con el Ribera de la Benalija ya en el exterior del macizo (Borja *et al.*, 2015a; 2015b; 2019).

3. Metodología y técnicas

Desde el punto de vista metodológico se ha procedido al análisis del Perfil A y el sondeo arqueológico a partir del levantamiento de dos cortes en los que, mediante la implementación de técnicas de análisis arqueológicas, edafo-sedimentarias y geocronológicas, se han identificado diferentes unidades geoarqueológicas. El concepto de *unidad geoarqueológica* (UG) se determina a partir de la caracterización combinada de los componentes naturales y antrópicos que conforman el registro geoarqueológico, la cual permite determinar y caracterizar las unidades homogéneas presentes en el mismo. Esta formulación se basa en el concepto de *formación antrópica superficial* establecido por Borja (1993). Por *unidad geoarqueológica* se entiende, por tanto, todo aquel cuerpo edafo-sedimentario que presenta la homogeneidad necesaria como para que, desde el punto de vista de su génesis y/o evolución, pueda ser discriminado crono-estratigráficamente de lo que le antecede y le sucede; o sea, todo aquel tramo del registro que exhibe la singularidad físico-cultural suficiente como para que pueda ponérsele unos límites sustantivos en el perfil, más allá del simple cambio de color o de la variación banal de cualquier otro parámetro (Borja, 2014 y 2016; Borja *et al.*, 2015a).

El análisis arqueológico ha consistido, principalmente, en un trabajo de limpieza y retranqueo de los agujeros de expolio anteriormente mencionados, así como, en la caracterización del contenido en artefactos, principalmente de tipo cerámico y lítico, y, del análisis arqueofaunístico de los restos óseos encontrados en las unidades analizadas. Para el caso de la cerámica y otros elementos como útiles líticos y óseos, adornos, etc., se han seguido metodologías suficientemente contrastadas en la bibliografía reciente, con un proceso que incluye la identificación y análisis de los materiales atendiendo a su tipología, morfología y tratamiento, abordándose a continuación su medición y representación gráfica. Seguidamente, se ha realizado un agrupamiento de los materiales por categorías tipológicas y unidades geoarqueológicas, llevándose a cabo un tratamiento estadístico básico (Gavilán y Escacena, 2009; Escacena y Gavilán, 2012).

El análisis arqueozoológico, por su parte, se inicia con la limpieza y consolidación de todo el material óseo para, posteriormente, proceder a la identificación anatómica, su pesado y contabilización, determinación de taxones, sexo, edad, NMI (Número Mínimo de Individuos), análisis tafonómico, osteometría, estudio paleopatológico y marcas antrópicas (Clason, 1972; Lyman, 1994; Driesch, 1976; de Miguel y Morales, 1984; Pérez Ripoll, 1992). Para completar la identificación se ha recurrido al cotejo con Colecciones Comparativas de Referencia y a la utilización de manuales y claves de osteología faunística (Moreno-García *et al.*; 2003, Schmid, 1972; Barone, 1976; Boessneck, 1971; Prummel y Frisch, 1986; Pales y Lambert, 1971; Hillson, 1992). Del mismo modo, se utilizan cámaras fotográficas, estéreomicroscopios, lupas binoculares y convencionales de diferentes aumentos para la documentación de todos los procesos que han afectado de una u otra manera a los restos óseos. Toda la información obtenida se vuelca en unas bases de datos diseñadas específicamente para el registro y cuantificación de los datos.

Una pequeña muestra de sedimento de cada nivel fue sometida a flotación para la recuperación de los restos arqueobotánicos (Buxó y Piqué, 2003). En las observaciones preliminares no se ha detectado presencia de elementos carpológicos, tan solo se aprecia la existencia de fragmentos muy pequeños de carbón. Este material está actualmente en estudio, aunque las observaciones preliminares no han permitido la identificación de especies.

Por su parte, el análisis edafo-sedimentario se ha centrado en una primera fase de descripción en campo y muestreo de cada unidad geoarqueológica identificada y, una segunda, de análisis en laboratorio de las muestras obtenidas. Dicho análisis se ha centrado en una caracterización físico-química básica en la que se han determinado diferentes parámetros, como son color (Munsell, 1990), humedad hidroscópica, pH (Guitián y Carballas, 1976), materia orgánica por ignición (Sims y Haby, 1971), carbonatos totales (Duchaufour, 1975), porosidad (MAPA, 1986), conductividad eléctrica (USDA, 1973), susceptibilidad magnética (Dearing, 1999), fósforo (Primo y Carrasco, 1973) y, por último, las fracciones granulométricas (Soil Survey England and Wales, 1982) obtenidas por tamizado.

Finalmente, se ha llevado a cabo un muestreo selectivo para la realización de dataciones geocronológicas numéricas tanto de U/Th, efectuadas en los laboratorios del Departamento de Física Aplicada I de la Universidad de Sevilla, como de ^{14}C AMS, llevados a cabo en los laboratorios de la empresa *Beta Analytic Inc.* ubicados en Miami (USA). En la calibración de los resultados se ha utilizado la base de datos INTCAL 13 (Reimer *et al.*, 2013) y el modelo de Talma y Vogel (1993).

4. Resultados

El análisis geoarqueológico del Perfil A (sala del Lago) y el sondeo arqueológico (Rampa) muestra, de forma genérica, la existencia de un depósito heterogéneo de matriz areno-limosa a techo y más limo-arcillosa a muro, con abundantes clastos y bloques (de tamaño variable), de color pardo-grisáceo a ceniciento y abundantes restos arqueológicos, que aparece sellado a techo por una costra calcárea de un espesor centimétrico (Fig. 3). En el mismo se han identificado una serie de unidades geoarqueológicas a las cuales se les ha determinado, por una parte, sus principales caracteres físico-químicos, y, por otra, se han obtenido sus cronologías numéricas, al tiempo que se ha analizado su contenido arqueológico.

4.1. Unidades geoarqueológicas

El análisis geoarqueológico de detalle del Perfil A (Zona 1) ha permitido la identificación de 12 unidades geoarqueológicas (UG) y otras dos más en el sondeo arqueológico ubicado en el sector de la Rampa. La posición de cada una de las UG identificadas en el perfil objeto de estudio se puede observar en la figura 3 y su descripción básica desde el punto de vista sedimentológico, edafo-alterológico y arqueológico se relaciona a continuación:

— **UG.1**: depósito areno-limoso de color pardo-grisáceo, carbonatado, con abundantes bloques y clastos de caliza angulosos a subredondeados y presencia de abundantes fragmentos de carbón vegetal. Presenta un espesor de 3 a 5 cm y un dispositivo plano que comprende toda la extensión del perfil analizado. A techo se identifican restos de una costra calcárea laminar que sella el nivel, estando su extremo E desmantelada. Igualmente, en este sector el Perfil aparece parcialmente decapitado por un proceso de remoción artificial contemporáneo (expolio). Incorpora fragmentos de cerámica y huesos muy pequeños y fracturados.

— **UG.2**: depósito areno-limoso de color pardo-grisáceo, con coloración alternante desde tonos marrones más claros a más oscuros, de estructura masiva, con abundantes bloques y clastos de caliza angulo-

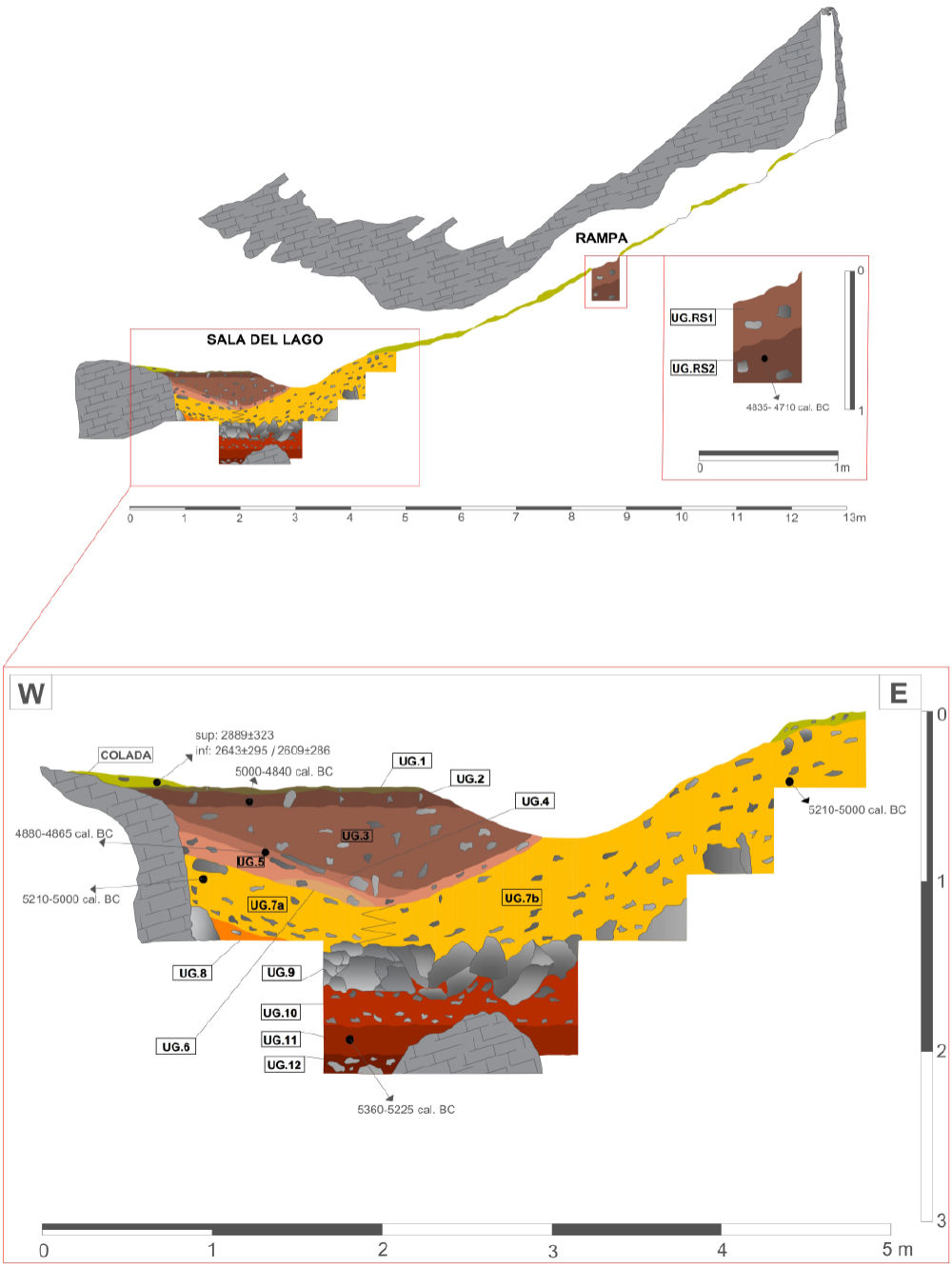

Figura 3: Sección estratigráfica analizada correspondiente al Perfil A de la Zona 1 en la sala del Lago y sondeo arqueológico en el sector de la Rampa, con indicación de las unidades geoarqueológicas identificadas y las dataciones numéricas obtenidas.

Figure 3: Stratigraphic section analyzed corresponding to Profile A of Zone 1 in the sala del Lago and archaeological survey in the Rampa sector, indicating the geoarchaeological units identified and the numerical dates obtained

sos y algunos subredondeados, con presencia de carbonatos, así como, abundante carbón vegetal. Se observa un espesor medio de 5 a 7 cm y un dispositivo planar que abarca toda la extensión del perfil analizado salvo, como en el caso anterior, el extremo E, que aparece parcialmente decapitado por un proceso de remoción artificial contemporáneo (expolio). Incorpora, igualmente, fragmentos de cerámica y huesos, todos muy pequeños y fracturados.

— **UG.3**: depósito heterogéneo de matriz areno-arcillosa de color pardo-grisáceo, algo más compacto que los niveles suprayacentes. Presenta una abundante incorporación de carbonatos, así como, de clastos y bloques de caliza angulosos y algunos subredondeados. Muestra un dispositivo plano a techo y cóncavo a muro, con un espesor en el extremo oeste de 3 cm y una potencia en la zona central que alcanza los 45 cm. Como en los casos anteriores el extremo E de esta unidad está decapitada. Presenta incorporaciones de carbón vegetal, fragmentos de huesos y cerámica, así como, algunos elementos líticos.

— **UG.4**: depósito areno-limoso de color grisáceo claro, carbonatado a techo, con algunos bloques y clastos centimétricos de caliza y fragmentos de carbón vegetal abundantes. Constituye una unidad con un espesor medio de 12 cm, con techo y muro planos, y un dispositivo inclinado desde el sector O hacia el centro del perfil, con un desarrollo de 150 cm de longitud y un desnivel de 50 cm. La parte inferior del nivel se presenta más compacta y apelmazada, incluso, encostrada por zonas, en contra de lo que ocurre en el tramo superior del nivel que aparece más suelto. Se reconoce, igualmente, a techo de esta unidad un nivel milimétrico rubefactado, así como pequeñas estructuras rellenas de sedimento fino de color pardo-marrón de dimensiones centimétricas, posiblemente correspondientes a restos vegetales que no llegaron a combustionar. El registro arqueológico comprende numerosos restos de carbón vegetal, así como, abundantes fragmentos de cerámica y huesos (algunos de ellos quemados), y algunas piezas líticas. La caracterización descrita coincide con los depósitos de tipo *fumier*, aunque su posición en la estratigrafía indica un aporte secundario más que un desarrollo *in situ*.

— **UG.5**: depósito areno-limoso con algo de arcillas, de color pardo-grisáceo, más anaranjado y algo más arenoso hacia la base, carbonatado y con incorporación de clastos centimétricos de caliza. A techo presenta una capa superior fina con tonalidad negruzca y numerosos carbones. El dispositivo es cóncavo con un espesor de unos 3 cm en el extremo O, 12 cm en el tramo central y, como en caso de las unidades superiores, en su extremo E aparece decapitado. Incorpora numerosos restos de cerámica y huesos a lo largo de todo el nivel, algunos de ellos quemados.

— **UG.6**: depósito de matriz limo-arenosa de color pardo-grisácea, muy carbonatado, que hacia la base se hace más arcilloso y más compacto, que incorpora restos de carbón vegetal. Constituye un depósito lenticular ubicado en la sección central del perfil, con un espesor máximo de 10 cm y unos 60 cm de longitud, y un dispositivo inclinado. Presenta restos de cerámica y hueso de tamaño muy pequeño y quemados. Como el caso de la UG.4 la caracterización descrita coincide con los depósitos de tipo *fumier*, aunque su posición en la estratigrafía, igualmente indica que se trata de un aporte secundario.

— **UG.7a**: depósito areno-limoso de color gris-verdoso, débilmente carbonatado, con incorporación de abundantes clastos de caliza que aparecen concentrados en la base del nivel. Presenta estructura subpoliédrica con grietas y una alta compacidad. Se dispone con un dispositivo inclinado descendente en dirección E hasta el

centro del perfil, con un espesor en torno a los 40 cm, donde entra en contacto lateralmente con la UG.7b mediante un límite digitado y difuso. Se reconocen abundantes restos de carbón vegetal, mientras que los restos arqueológicos son algo más escasos que en la UG.7b.

— **UG.7b**: depósito areno-limoso de color gris-verdoso, débilmente carbonatado, con incorporación de abundantes clastos de caliza repartidos de forma heterogénea. Presenta, igualmente, una estructura subpoliédrica con grietas y una alta compacidad. El nivel presenta un dispositivo inclinado con desarrollo ascendente en dirección este (sector Rampa), arrancando lateralmente en un contacto digitado y difuso con la UG.7a. El espesor medio alcanza los 60 cm. Se reconoce la presencia de restos de carbón vegetal y un notable aumento de los restos arqueológicos (fragmentos de cerámica, huesos...).

— **UG.8**: depósito de matriz areno-limosa de tonalidad pardo-amarillento, medianamente carbonatado y con clastos de caliza de tamaño centimétrico. Se ubica en el extremo O del perfil, adosado al bloque calizo que hace de límite en este sector, presentando un dispositivo acuñado con un espesor máximo de 35 cm. No se ha registrado la presencia de ningún resto arqueológico.

— **UG.9**: Acúmulo de grandes bloques de caliza, de tamaño decimétrico, envueltos en una matriz limo-arenosa, de tonalidad pardo anaranjada y carbonatada. Los bloques aparecen encastrados unos con otros. El nivel presenta un dispositivo horizontal, tanto a techo como a muro, y una potencia de 40 cm. A techo se reconoce la presencia de numerosos fragmentos de carbón vegetal y restos arqueológicos.

— **UG.10**: depósito limo-arcilloso de tonalidad pardo-amarillenta, con incorporación de clastos de caliza centimétricos a decimétricos, más abundantes hacia muro. El dispositivo del nivel es horizontal con un límite neto y plano a muro, y neto y difuso a techo por la presencia de los bloques de la unidad suprayacente. La potencia media del nivel se sitúa en los 25 cm. En el extremo E el nivel se acuña hasta desaparecer entre la parte inferior de los bloques de la UG.9 ya mencionados, y el afloramiento de un bloque calizo en la base. Incorpora esta unidad fragmentos de carbones, al tiempo que son muy abundantes los restos de cerámica, hueso, conchas de moluscos, etc., especialmente a muro del horizonte.

— **UG.11**: depósito limo-arcilloso con arenas que aparecen laminadas, de color pardo-grisáceo, carbonatado y con algunos clastos de caliza de tamaño centimétrico. Presenta una potencia de 15 cm y un dispositivo horizontal con límites neto y plano a techo, y neto y levemente ondulado a muro. En su extremo E entra en contacto con un bloque calizo (¿sustrato?). Presenta una alta concentración de carbones y ceniza, así como, escasos restos materiales (cerámica, huesos…).

— **UG.12**: depósito limo-arcilloso de tonalidad pardo-amarillenta, con abundantes clastos centimétricos de caliza y presencia testimonial de carbones. Escasa presencia de restos arqueológicos. Presenta un dispositivo horizontal, con techo neto y plano y un espesor visible de 12 cm, terminándose la excavación sin agotar la estratigrafía de este nivel.

Además del perfil excavado también se ha documentado en la zona superior de la Rampa (a 3,5 m de distancia) un pequeño sondeo arqueológico sobre un agujero de expolio cuyo desarrollo estratigráfico es, de techo a muro:

— **UG.RS1**: depósito de matriz limo-arcilloso de tonalidad parda muy oscura, con clastos de tamaño centimétrico a decimétrico repartidos de forma heterogénea, con estructura masiva, raíces y algunos fragmentos de carbón. Presenta una potencia de 45 cm con límite inclinado, ondulado

y difuso a muro. Se reconoce, así mismo, la presencia de algunos fragmentos cerámicos, más abundantes hacia la base del nivel.

— **UG.RS2**: depósito de matriz limo-arcillosa con algo de arenas, de color pardo, con estructura masiva. Presenta abundantes clastos de caliza, más grandes a techo, así como, raíces y numerosos carbones. Se ha registrado un espesor de 35 cm de este nivel sin agotar la estratigrafía, en el que se ha constatado la presencia de escasos fragmentos cerámicos repartidos heterogéneamente por todo el nivel.

4.2. Caracterización físico-química

Los resultados del análisis físico-químico practicado a cada una de las UG identificadas, tanto en el perfil como en el sondeo, muestran una apreciable homogeneidad edafo-sedimentaria en algunos de los parámetros analizados (pH y porosidad), tal como se puede observar en las Tablas 1 y 2. Otras variables analizadas, en cambio, como son aquellas relacionadas con la acción antrópica (M.O. por ignición, P, S.M.) o la transformación sedimentaria (carbonatos totales, C.E.), presentan diferencias entre unos niveles y otros, al igual que en el caso de la textura (Borja *et al.*, 2015a; 2019).

De este modo, el pH presenta valores homogéneos en todas las UG analizadas y un carácter básico, con una tasa media en torno a 8,3 a lo largo del todo el perfil y el sondeo, salvo en la UG.10 que asciende a 8,6; o la UG.RS2, que marca el valor mínimo registrado con 8,0 (Tabla 1). Por su parte, los valores de porosidad, situados entre 45 y 66%, muestran,

Tabla 1: Caracterización físico-química de las unidades geoarqueológicas identificadas (Hum.: humedad; M.O.: materia orgánica ignición; $CO^{3=}$: carbonatos; Por.: porosidad; C.E.: conductividad eléctrica; S.M.: susceptibilidad magnética; P_2O_5: fósforo).

Table 1: Physico-chemical characterization of the geoarchaeological units identified (Hum.: humidity; M.O .: organic matter ignition; $CO^{3=}$: carbonates; Por.: porosity; C.E.: electrical conductivity; S.M.: magnetic susceptibility; P_2O_5: phosphorus).

Muestras Ref. / Prof. (cm)	UG	Color (seco)	Color (húmedo)	Hum. %	pH (H_2O)	M.O. (ig.%)	$CO^{3=}$ (%)	Por. (%)	C.E. mmhs/ cm	S.M. (χ 10^{-9} m^3/ Kg)	P_2O_5 mg/100g
CS8 N1 (0,00-0,04 m)	**UG.1**	10YR 5/2	10YR 2/2	6,72	8,3	11,57	32	64,00	0,57	1.795	20,54
CS8 N2 (0,04-0,30 m)	**UG.2**	10YR 5/3	10YR 3/2	4,85	8,3	11,32	34	62,00	0,49	1.600	14,30
CS8 N3 (0,30-0,45 m)	**UG.3**	10YR 5/2	10YR 2/2	6,44	8,4	11,06	36	66,00	0,44	1.695	20,02
CS8 N4 (0,45-0,55 m)	**UG.4**	10YR 5/2	10YR 2/1	4,05	8,4	8,05	34	62,00	0,43	1.295	27,96
CS8 N5 (0,55-0,68 m)	**UG.5**	10YR 5/2	10YR 2/1	3,39	8,3	6,15	24	60,00	0,52	1.545	26,04
CS8 N6 (0,68-0,74 m)	**UG.6**	10YR 6/2	10YR 4/1	3,47	8,5	6,98	59	62,00	0,36	1.255	53,94
CS8 N7a (0,74- 0,90 m)	**UG.7a**	2,5Y 5/3	10YR 3/3	3,27	8,4	4,62	18	64,00	0,36	1.475	31,62
CS8 N7b (0,74- 0,90 m)	**UG.7b**	2,5Y 5/2	10YR 3/2	3,14	8,4	4,81	23	50,17	0,44	1.496	11,99
CS8 N8 (0,70-0,90 m)	**UG.8**	10YR 6/2	10YR 3/3	1,77	8,5	6,42	34	60,00	0,35	5.775	35,34
CS8 N9 (0,90-1,20 m)	**UG.9**	10YR 5/2	10YR 2/1	3,00	8,4	5,57	20	62,40	0,34	1.730	29,76
CS8 N10 (1,20-1,35 m)	**UG.10**	10YR 5/3	10YR 3/4	2,86	8,6	4,46	26	51,12	0,31	1.312	11,95
CS8 N11 (1,35-1,50 m)	**UG.11**	10YR 6/3	10YR 4/2	3,64	8,3	3,25	25	59,06	0,32	1.535	12,14
CS8 N12 (1,50-1,60 m)	**UG.12**	10YR 6/3	10YR 4/2	3,18	8,3	2,55	4	45,41	0,30	1.225	13,51
CS8 RS N1 0,00-0,45	**UG.RS1**	2,5Y 5/2	10YR 3/1	2,64	8,1	6,12	32	57,35	0,36	2.110	25,20
CS8 RS N2 0,45-0,80	**UG.RS2**	2,5Y 5/2	10YR 3/2	3,17	8,0	6,47	34	57,87	0,39	1.795	25,83

Tabla 2: Caracterización textural de las unidades geoarqueológicas identificadas.
Table 2: Textural characterization of the geoarchaeological units identified.

Muestras		Arenas (% - mm)						Arcillas (%)	Limos (%)	Finos (L+A) (%)
Ref. / Prof. (m)	UG	2-1.0	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,125	0,125-0,063	Totales			
CS8 N1 (0,00-0,04 m)	**UG.1**	8,84	17,05	48,49	19,58	6,04	76,30	10,0	13,70	23,70
CS8 N2 (0,04-0,30 m)	**UG.2**	8,64	10,07	20,88	38,39	21,97	71,65	7,5	20,85	28,35
CS8 N3 (0,30-0,45 m)	**UG.3**	10,40	25,85	24,57	18,99	20,20	67,25	10,0	22,75	32,75
CS8 N4 (0,45-0,55 m)	**UG.4**	4,36	8,99	14,87	24,84	46,93	57,45	10,0	32,55	42,55
CS8 N5 (0,55-0,68 m)	**UG.5**	7,62	10,85	18,13	48,38	15,01	53,90	15,0	31,10	46,10
CS8 N6 (0,68-0,74 m)	**UG.6**	13,90	10,67	12,70	26,61	36,12	41,90	7,5	50,60	58,10
CS8 N7a (0,74- 0,90 m)	**UG.7a**	6,08	8,41	11,84	20,91	52,77	45,50	15,0	39,50	54,50
CS8 N7b (0,74- 0,90 m)	**UG.7b**	12,42	17,27	18,57	21,3	30,41	42,60	15,0	42,40	57,40
CS8 N8 (0,70-0,90 m)	**UG.8**	10,91	16,98	21,28	21,43	29,90	66,60	5,0	28,40	33,40
CS8 N9 (0,90-1,20 m)	**UG.9**	6,81	10,82	12,60	30,80	38,80	48,10	10,0	41,90	51,90
CS8 N10 (1,20-1,35 m)	**UG.10**	17,45	14,78	15,39	20,96	31,39	41,65	15,0	43,35	58,35
CS8 N11 (1,35-1,50 m)	**UG.11**	---	---	---	---	---	47,65	10,0	42,35	52,35
CS8 N12 (1,50-1,60 m)	**UG.12**	7,42	7,42	11,71	30,00	43,42	35,15	25,0	39,85	64,85
CS8 RS N1 0,00-0,45	**UG.RS1**	12,19	17,30	17,89	22,43	30,07	42,30	15,0	42,70	57,70
CS8 RS N2 0,45-0,80	**UG.RS2**	9,92	15,79	17,07	24,01	33,19	47,40	10,0	42,60	52,60

igualmente, una distribución homogénea a lo largo del perfil y el sondeo.

Sí se observan diferencias, en cambio, entre los niveles superiores e inferiores del perfil en algunas otras de las variables analizadas (Tabla 1). Así, en lo que al contenido de M.O. de ignición se refiere, se reconocen niveles, en general, muy altos a lo largo de todo el perfil, siendo especialmente elevados en las UG.1, 2 y 3, con porcentajes por encima del 11%. A partir de la UG.4, hasta la UG.12, se observa un descenso progresivo en el contenido de M.O., aunque con algunos repuntes, pasando del 8,05% de la UG.4 al 2,55% de la UG.12. El resto de los niveles se mantienen en valores medios en torno al 5-6%. Este mismo porcentaje muestran las dos UG identificadas en el sondeo del sector de la Rampa. Es conveniente recordar que, para el mundo mediterráneo, valores por encima del 2-3% de M.O. presentes en suelos y depósitos, constituirían valores anómalos que podrían ser atribuidos a aportes antrópicos.

Del mismo modo, se reconocen notables diferencias entre las distintas UG en el caso del contenido en fósforo (P), uno de los principales indicadores de la influencia antrópica en la conformación de los depósitos. Según los valores obtenidos (Tabla 1) se pueden establecer tres agrupaciones. En primer lugar, con los valores más altos de 53,9 mg/100g y 35,34 mg/100g, se sitúan, respectivamente, la UG.6 y la UG.8, que constituyen depósitos con un claro origen antrópico; en segundo término, con valores algo más moderados, comprendidos entre 25 y 35 mg/100g, estarían la UG.4, 5, 7a y 9 en el perfil, así como, las dos UG del sondeo; y, finalmente, estarían aquellas otras UG con valores por debajo de 20 mg/100g que se disponen en la parte alta del perfil (UG.1, 2 y 3) y, especialmente, en la parte baja del mismo (UG.10, 11 y 12). Esta distribución heterogénea de valores también se reconoce para el caso de la susceptibilidad magnética (S.M.) con valores, en el caso del perfil, entre 1.600 y 1.800 X 10^{-9} m^3/kg para las UG.1, 2, 3 y 9; y

entre 1.200 y 1.500 X 10^{-9} m^3/kg para el resto de UG, salvo la UG.8 que marca un máximo de 5.775 X 10^{-9} m^3/kg. En el caso del sondeo los valores son también bastante altos con 2.110 X 10^{-9} m^3/kg para la UG.RS2 y 1.795 X 10^{-9} m^3/kg para la UG.RS1.

Por su parte, el contenido en carbonatos es igualmente elevado en los niveles superiores del perfil (UG.1, 2, 3 y 4), así como, en los dos niveles del sondeo, alcanzando porcentajes situados entre 32 y 36%. El resto de niveles se mantienen en valores comprendidos entre 18 y 28%, salvo la UG.6 que alcanza un valor bastante elevado con 59% de carbonatos presente en la muestra, y, en el extremo opuesto, la UG.12, que muestra un valor muy bajo en relación con el resto de niveles, con tan solo un 4%; finalmente, la conductividad eléctrica sí muestra un leve descenso de los valores hacia la base del perfil, con valores que van desde 0,57 mmhs/cm en la UG.1, a 0,30 mmhs/cm en la UG.12. En el caso del sondeo, por su parte, los niveles se sitúan entre 0,36 y 0,39 mmhs/cm (Tabla 1).

Finalmente, para el caso de las texturas (Tabla 2), se observa un predominio de la fracción arenosa sobre los materiales finos en los niveles superiores (UG.1 a UG.5 así como la UG.8), mientras que en el resto de los niveles inferiores (UG.6 a UG.12) predomina la fracción fina (limos y arcillas) sobre la arenosa, en torno a una proporción del 60% de finos, frente a un 40% de arenas. Las fracciones predominantes dentro de las arenas son las de tamaño fino (0,25-0,125 mm) y muy fino (0,125-0,063 mm), salvo en las UG.1 a UG.3, donde aparece una distribución más o menos homogénea entre las dos clases anteriormente mencionadas y las arenas medias (0,50-0,25 mm). En el caso del sondeo, las dos UG identificadas presentan un predominio de los finos frente a las arenas, aunque por un escaso margen, más acusado en el caso de la UG.RS1, donde, además, las arcillas alcanzan una proporción notable (15% del total de la muestra). En las texturas finas, la fracción predominante pertenece a los limos, correspondiendo las arcillas a contenidos en torno al 5-15% del total de la muestra, salvo la UG.12 donde la presencia de estas supone el 25% de la muestra.

4.3. Secuencia cronoestratigráfica

Para la determinación de la secuencia cronoestratigráfica se ha llevado a cabo, por un lado, un análisis de radiocarbono (^{14}C AMS), a partir del muestreo sistemático de fragmentos de carbones vegetales, con el fin de obtener dataciones numéricas con resultados calibrados BC (cal. BC) y calibrados BP (Tabla 3); y, por otro, se ha datado una parte de la costra carbonatada del techo de UG.1 a partir de series de Uranio (U/Th) (Tabla 4). Los resultados alcanzados a partir de las dataciones numéricas obtenidas por ambos métodos han proporcionado una secuencia geoarqueológica correspondiente al Holoceno medio y superior (Borja *et al.*, 2015b; 2019).

Para el caso de las dataciones ^{14}C AMS se han practicado un total de 6, cinco en la secuencia del perfil y una en el sondeo arqueológico. Los resultados considerados en conjunto muestran una cronología numérica muy próxima en el tiempo, entre la base del perfil, en la que la UG.11 arroja una cronología de 6310 +/- 30 BP (cal. BC 5360-5225), y el techo del mismo, donde la UG.4 presenta una edad absoluta de 5940 +/- 30 BP (cal. BC 4880-4865). En esta línea la datación realizada en la UG.RS2 del sondeo proporciona también una cronología coherente con la secuencia establecida, habiendo proporcionado una edad de 5900 +/- 30 BP (cal. BC 4835-4710). Por su parte, la datación obtenida para la UG.2 rompe la coherencia de la secuencia cronoestratigráfica general del corte, al ofrecer una cronología de 6040 +/- 30 BP (cal. BC 5000-4840), aunque, como se puede observar, la edad calibrada BC no muestra una diferencia excesiva con la proporcionada por las UG.4 y UG.RS2. La diferencia, por tanto, entre la conformación de la base del relleno y el techo del mismo antes de su abandono y posterior amortización, es de aproximadamente unos 500 años, un período bastante

Tabla 3: Resultados de las dataciones de ^{14}C realizadas en el laboratorio Beta Analytics Inc. de Miami (USA). Todas las dataciones se han realizado sobre restos de carbón vegetal incorporados al depósito.

Table 3: ^{14}C dating results carried out in the Beta Analytics Inc. laboratory in Miami (USA). All of them have been done on charcoal remains incorporated into the deposit.

Ref. Beta Analytics	Ref. Localización	UG	Edad radiocarbono medida	13C/12C Ratio	Edad radiocarbono convencional	Calibración 2 σ
401539	CS8.Z1-03	**UG.2**	6040 +/- 30 BP	-25.4 o/oo	6030 +/- 30 BP	Cal BC 5000 to 4880 (Cal BP 6950 to 6790)
380011	CS8.Z1-01	**UG.4**	5940 +/- 30 B P	-25.9 o/oo	5930 +/- 30 BP	Cal BC 4880 to 4865 (Cal BP 6830 to 6815)
380012	CS8.Z1-02	**UG.7a**	6160 +/- 30 BP	-25.6 o/oo	6150 +/- 30 BP	Cal BC 5210 to 5000 (Cal BP 7160 to 6950)
425422	CS8.Z1-05	**UG.7b**	6170 +/- 30 BP	-26.4 o/oo	6150 +/- 30 BP	Cal BC 5210 to 5000 (Cal BP 7160 to 6950)
401540	CS8.Z1-04	**UG.11**	6310 +/- 30 BP	-24.4 o/oo	6320 +/- 30 BP	Cal BC 5360 to 5225 (Cal BP 7310 to 7175)
425423	CS8.Z1-06	**UG.RS2**	5900 +/- 30 BP	-24.8 o/oo	5900 +/- 30 BP	Cal BC 4835 to 4710 (Cal BP 6785 to 6660)

Tabla 4: Resultados de las dataciones de U/Th realizadas en el laboratorio del Departamento de Física Aplicada I de la Universidad de Sevilla.

Table 4: U/Th dating results carried out in the laboratory of Applied Physics I Department of Seville University.

Muestra	^{238}U (mBq/g)	^{234}U (mBq/g)	^{230}Th (mBq/g)	$^{234}U/^{238}U$	$^{230}Th/^{234}U$	$^{230}Th/^{232}Th$	Edad Corregida (años BP)	$^{234}U/^{238}U$
CR01-INF-1	1.921±0.042	3.352±0.070	0.080±0.008	1.745±0.023	0.02379±0.00258	1.75±0.29	**2609±286**	1.750±0.024
CR01-INF-2	1.849±0.034	3.189±0.055	0.077±0.008	1.725±0.019	0.02410±0.00266	1.92±0.35	**2643±295**	1.730±0.020
CR01-SUP-1	1.867±0.038	3.332±0.064	0.064±0.010	1.785±0.021	0.01909±0.00293	9.77±3.27	**2089±323**	1.789±0.021

corto que da idea de la intensidad de la ocupación de este ámbito.

Por su parte, la costra carbonatada que sella el techo del depósito, descompuesta a su vez en 3 muestras (inferior, media y superior), ha proporcionado una horquilla cronológica de 2643 +/- 295 BP hasta 2089 +/- 323 BP. La baja tasa de $^{230}Th/^{232}Th$ en las muestras obtenidas, que indica la existencia de un sistema geoquímico abierto en la costra, nos induce a pensar en una cronología más próxima a la más reciente de las fechas obtenidas. Por tanto, desde más o menos el cambio de era, hasta la actualidad, la costra calcárea ha permanecido sellando el depósito analizado hasta su decapitado por acciones de expolio en los años 80 del pasado siglo.

4.4. Registro arqueológico

El registro arqueológico recuperado en el depósito analizado constituye un amplio conjunto compuesto por 3.729 elementos. En él se incluyen tanto las piezas recuperadas en las distintas UG (1.751) como las que proceden de la recogida superficial entre los montones acumulados por los expolios (1.978). Aunque en principio se estudiaron de forma separada, con una sistematización precisa y detallada, su caracterización ha concluido que se trata sin duda de materiales homogéneos acumulados durante un breve periodo de tiempo. Por ello en esta síntesis se hace referencia de forma general a todo el conjunto, que está compuesto fundamentalmente por material cerámico y restos óseos de fauna, comple-

mentado por un reducido grupo de utensilios, industria lítica y productos óseos, además de algunos elementos de adorno.

4.4.1. Cerámica

El material más abundante es, sin duda, la cerámica con 2.328 elementos recuperados, mayoritariamente en el Perfil A y el revuelto provocado por los clandestinos (2.262 piezas), mientras que en el pequeño sondeo de la Rampa Superior tan solo se han recuperado 66 fragmentos. De todos ellos el 58,6% (1.365) son pequeños fragmentos atípicos. En el resto de materiales selectos o con alguna característica especial sobresalen las piezas que conservan el borde (15%), elementos de suspensión (8%) o la base (0,7%) (Tabla 5). En general, la cerámica recuperada está bien elaborada, con superficies de buena calidad, desgrasantes medios y de tonalidades marrones y negruzcas, resaltando el bermellón en lo referente al tono del pigmento en la almagra. En cuanto a las formas, son frecuentes las de tres cuartos de esfera, con o sin cuello, de media esfera y, ya más escasas, las abiertas (Fig. 4). Entre el material selecto el 61,5% ha recibido algún tipo de decoración, siendo las piezas tratadas con almagra las más numerosas (50%), seguidas por las impresas (23,8%), las incisas (15,9%) y la decoración plástica aplicada (8,8%), existiendo, además, sendos ejemplos de decoración pintada, acanalada y cepillada. En cuanto a los motivos decorativos entre las impresas los más abundantes son los óvalos, círculos, bandas de círculos, impresiones triangulares y cuadrangulares, digitaciones y bandas de óvalos. Por su parte, la cerámica incisa presenta líneas (verticales, horizontales y oblicuas), ángulos y bandas de círculos. En las decoraciones plásticas se encuentran algunos cordones, individuales o varios unidos, tanto en la almagra como en las demás, frecuentes las asociaciones decorativas. Los sistemas de prehensión y suspensión incluyen tanto asas como mamelones. Entre las primeras destacan las de cinta vertical, acodadas y anulares y, entre los segundos, los elípticos y los sobreelevados; así mismo, hay que mencionar la presencia de un mango (Caro *et al.*, 2016).

4.4.2. Industria lítica

El material lítico recuperado asciende a 71 piezas, agrupadas en tres subconjuntos diferentes: 1 objeto pulimentado, 46 piezas talladas y 24 cantos relacionados con la molienda o acciones de golpeo en general (Fig. 5). El útil pulido es una azuela de pequeñas dimensiones de sillimanita con un acabado muy cuidado. Por lo que respecta a la industria lítica tallada, la materia prima empleada en su elaboración siempre ha sido el sílex, salvo en los cantos tallados, predominando los elementos laminares (microlaminares) sin retocar y los restos de talla, mientras que los útiles retocados son escasos. Se encuentran en un buen estado de conservación con aristas y filos muy frescos y sin huellas de rodamiento. Desde el punto de vista tecnotipológico destacan las laminitas con 17 ejemplares, una de ellas de dorso abatido. Las lascas simples y restos de talla con 12 piezas por grupo conforman los otros dos conjuntos mayoritarios. Las piezas retocadas son escasas pues solamente se reconocen 4 cantos tallados, sobre soportes de arenisca, que desarrollan filos bien delineados que podrían haber sido reutilizados, pues también presentan huellas de golpeo y astillamiento en las bases. Finalmente, existe un raspador elaborado sobre una pequeña lasca semicortical de sílex con evidentes huellas de uso (Caro *et al.*, 2016). Por otro lado, están los elementos destinados a percutir, machacar, moler o triturar, cuyo número asciende a 24, constatándose en muchos de ellos la existencia de pigmentación roja (Borja *et al.*, 2015a). Se trata mayoritariamente de machacadores/percutores, aunque también se distinguen 2 posibles alisadores y 3 molinos de mano.

4.4.3. Elementos de adorno

También son escasos los elementos de adorno, entre los que encontramos 2 caninos de carnívoro con sendas perforaciones, 1 canino de jabalí también con perforación en la parte

Tabla 5: Relación de material cerámico analizado en cada una de las unidades geoarqueológicas identificadas.

Table 5: Pottery shards analyzed in each of the geoarchaeological units analyzed.

	Superficie		UG.1		UG.2		UG.3		UG.4	UG.5		UG.6	UG.7		UG.9	UG.10		UG.11	UG.12	UG.RS1	UG.RS2
	Frag.	%	Frag.	%	Frag.	%	Frag.	%	Frag.	Frag.	%	Frag.	Frag.	%	Frag.	Frag.	%	Frag.	Frag.	Frag.	Frag.
ALMAGRA	146	26,69	7	18,91	13	43,34	20	54,07	11	21	33,87		11	31,42	4	52	38,54	3		4	4
+Inc	(2)						(1)			(1)											
+Impr	(13)						(1)		(1)	(2)			(4)			(11)		(2)			
+DPA	(3)		(1)													(1)					
+Inc+Impr	(1)									(1)											
INCISA	58	10,60	5	13,51			1	2,70		7	11,29	1	5	14,28	2	17	12,59	3			
+Impr	(16)						(1)			(3)			(1)			(6)					
+DPA	(1)																	(1)			
Rell. Pasta Blanca	(2)		(1)										(1)								
IMPRESA	87	15,90	10	27,02	3	10,00	3	8,10	7	9	14,51		2	5,71	1	16	11,85			1	2
+Inc	(7)		(1)		(1)		(1)		(1)	(2)						(3)					
+DPA	(3)																				
Rell. Pasta Blanca	(4)								(1)												
Impr al interior	(1)																				
DPA	31	5,66			1	3,33				4	6,45	1	4	11,42		10	7,40		1		
+Impr	(1)																				
PINTADA					1	3,33															
CEPILLADA													1	2,85							
ACANALADA							1	2,70										1			
Rell. Pasta Roja																		(1)			
NO DECORADA	225	41,15	15	40,56	13	40,00	12	32,43	5	21	33,87	4	12	34,32	3	40	29,62	8	1	9	3
TOTAL SELECTO	547	100%	37	100%	31	100%	37	100%	23	62	100%	6	35	100%	10	135	100%	15	2	14	9
Atípicos S/D	611		24		41		53		45	110		9	94		10	285		38	2	29	14
TOTAL (2.328)	1.158		61		72		90		68	172		15	129		20	420		53	4	43	23

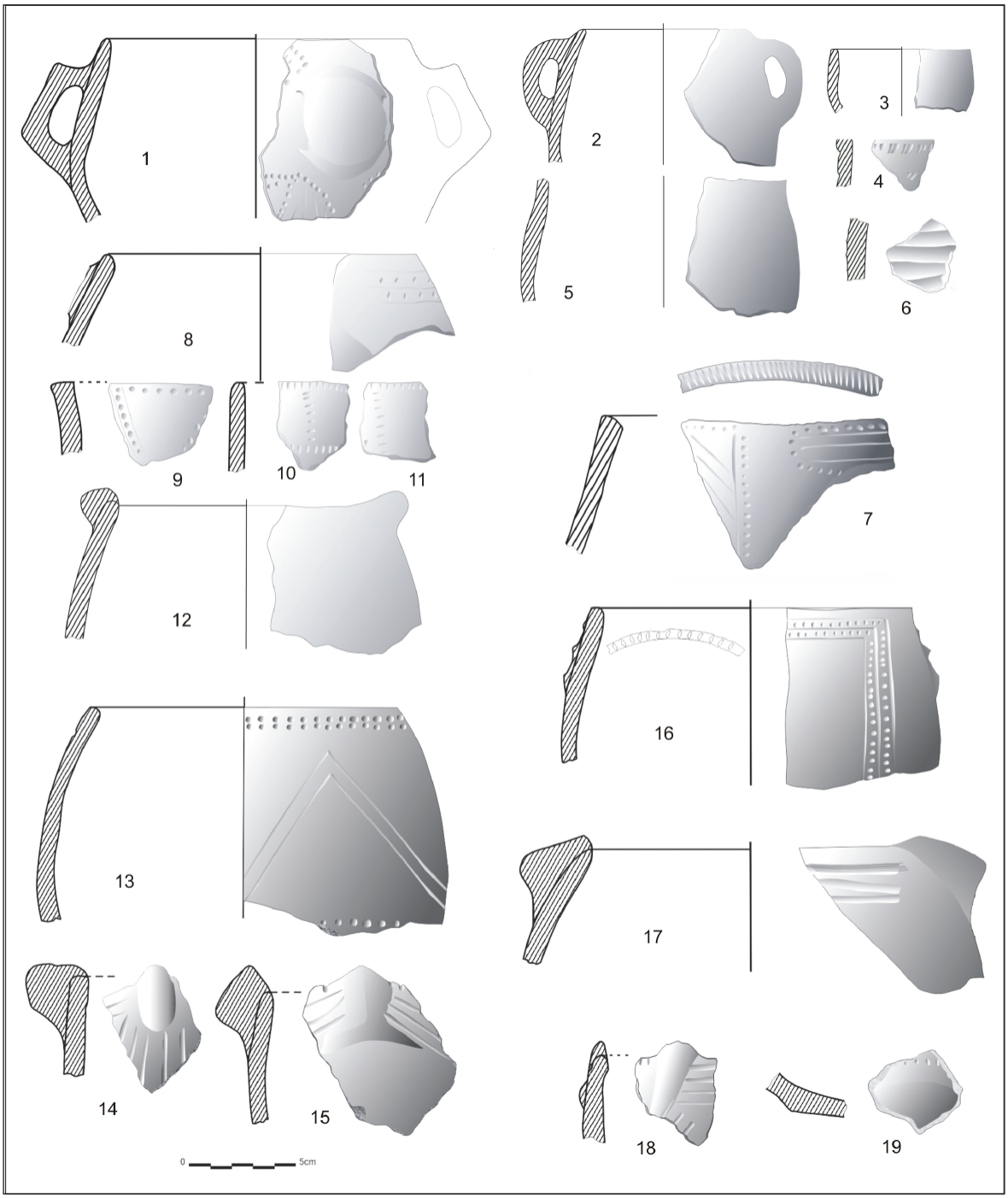

Figura 4: Selección de cerámicas del Perfil A: 1 (UG.2); 2 a 6 (UG.3); 7 (UG.4); 8, 9, 10 y 11 (UG.5); 12 (UG.7); 13, 14, 15 (UG.10); 16 y 17 (superficie); 18 y 19 (UG.11).

Figure 4: Figure 4: Ceramics selection from Perfil A: 1 (GU.2); 2 to 6 (GU.3); 7 (GU.4); 8, 9, 10 and 11 (GU.5); 12 (GU.7); 13, 14, 15 (GU.10); 16 and 17 (surface); 18 and 19 (GU.11).

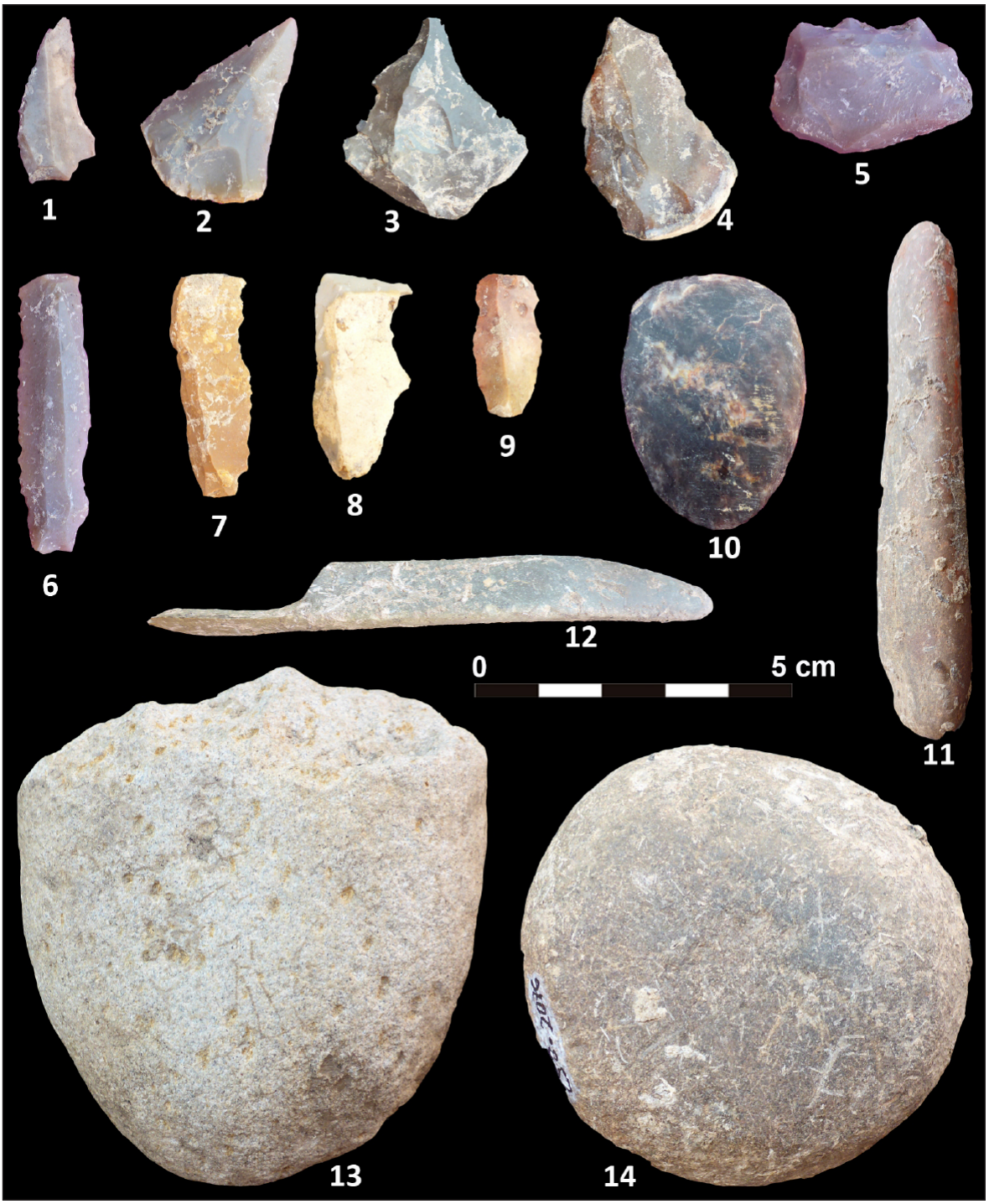

Figura 5: Selección de industria lítica: 1 a 9, industria lítica tallada (sílex); 10, útil pulimentado (sillimanita); pequeños cantos alargados con restos de ocre (11) y huellas de abrasión por uso (12); 13, canto tallado de filo unifacial; 14, canto rodado con evidentes huellas de abrasión y percusión debidas al uso (arenisca cuarcítica).

Figure 5: Lithic industry selection: 1 to 9, carved lithic industry (flint); 10, polished tool (sillimanite); small elongated edges with traces of ocher (11) and traces of abrasion from use (12); 13, carved edge of unifacial edge; 14, pebble with evident traces of abrasion and percussion due to use (quartzite sandstone).

Figura 6: Selección de restos de fauna del Perfil A: 1, radio y carpales de *Bos taurus* en conexión anatómica (UG.5); 2, mandíbula de *Erinaceus europaeus* (superficie); 3, mandíbula de *Felis silvestris* (superficie); 4, cráneo de *Ovis aries* con cuernos cortados (UG.7); 5, asta de *Cervus elaphus* (UG.4).

Figure 6: Fauna remains selection from Perfil A: 1, Bos taurus radius and carpals in anatomical connection (GU.5); 2, Erinaceus europaeus jaw (surface); 3, Felis silvestris jaw (surface); 4, Ovis aries skull with cut horns (GU.7); 5, Cervus elaphus antler (GU.4).

más ancha y un fragmento de brazalete, sobre roca caliza, en proceso de fabricación. Los productos óseos de la cueva del Ocho se corresponden con 4 fragmentos que podemos encuadrar dentro de la categoría de punzón ya que presentan uno de sus extremos aguzados, morfología que se considera propia para el trabajo de perforar. Todos ellos presentan estrías profundas debido al modelado inicial con alguna superficie abrasiva, pero que posteriormente han sido terminados con un cuidado pulido en buena parte de su superficie. En cualquier caso, dicho trabajo no ha ocultado por completo su procedencia en todos los casos, ya que se ha podido determinar que uno de ellos se realizó sobre tibia de oveja; en el resto tan solo se reconoce que se fabricaron sobre metápodos de mesofauna. También existe un fragmento de aguja de sección rectangular con un fino pulido por toda la superficie, realizado sobre un hueso largo de mesofauna.

4.4.4. Fauna

Por su parte, el estudio arqueofaunístico informa de la existencia de 1.323 restos óseos de consumo (Fig. 6), entre los cuáles se han podido identificar 489, con un número mínimo de individuos (NMI) de 85, y 834 restos no identificados (Pajuelo *et al.*, 2016). La información proporcionada por este conjunto remite a un contexto de ocupación propio de un grupo humano neolitizado con base en la explotación de especies pecuarias, entre las que destaca la presencia de ovicaprinos (40%), seguida del ganado porcino (16,5%) y por detrás el bovino (8,1%). Se constata, igualmente, una clara preeminencia de lagomorfos (22%) y la presencia de animales salvajes de gran porte (ciervo) (8,5%), además de la existencia en menor medida de cánidos (perro) (1,8%) y de otros carnívoros como el gato montés (0,2%). Finalmente, se registra la

presencia testimonial de otras especies como erizo, sapo, galápago, topillo y lagarto (2,9%).

Desde el punto de vista tafonómico, a pesar de que el número de restos obtenidos no es muy amplio y presenta un alto nivel de fracturación y astillamiento (característica propia de registros geoarqueológicos de génesis antrópica), el grado de conservación de una parte de ellos ha permitido un análisis suficientemente indicativo. Entre las alteraciones reconocidas destacan las marcas radiculares generadas por la acción de raíces, así como la presencia de concreciones minerales superficiales que alteran la coloración de los huesos, siendo una de las más evidentes las producidas por los carbonatos. Destaca la presencia de un buen número de restos en los que se reconocen marcas de cortes de origen antrópico, sobre todo, en restos de bóvidos, ovicaprinos y suinos. Así mismo, aparecen marcas de mordeduras por carnívoros en un buen número de restos, siempre sobre huesos de especies domésticas. Finalmente, aparecen señales de termoalteración debidas a la acción del fuego con porcentajes más elevados en ovicaprinos, lagomorfos y suinos.

5. Reconstrucción geoarqueológica

La reconstrucción de la secuencia del relleno ubicado en la Sala del Lago de la cueva del Ocho, a partir de la información proporcionada por el estudio geoarqueológico del Perfil A de la Zona 1 y del sondeo arqueológico en la zona de la Rampa, muestra un desarrollo, de muro a techo, con seis grandes fases diferenciadas atendiendo a su contenido arqueológico y sus características edafo-sedimentarias y cronológicas.

— **Fase 1**: en la que se depositan las UG.12 a UG.9, a muro del perfil analizado (Fig. 7a). Dichas unidades constituyen, en conjunto, un acúmulo heterogéneo de origen antrópico que presentan, como se ha comentado en apartados anteriores, un dispositivo claramente horizontal, salvo la UG. 9. Dicha unidad asciende progresivamente en dirección E (sector Rampa), hacia la zona de acceso a la cavidad desde el exterior, en la margen izquierda del Ribera de la Benalija, que, para estos momentos, sería completamente diáfana, permitiendo el paso tanto de personas, como de animales. Más en detalle, para esta fase se reconoce la presencia de restos arqueológicos dispersos y de carbones en UG.12, que se hacen más abundantes en los niveles suprayacentes. En UG.11, la ausencia casi total de clastos y la alta presencia de restos de carbones, con concentraciones laminadas, apoyaría la hipótesis de un uso concreto de dicho espacio como lugar de concentración del fuego (hogar) durante un determinado periodo de tiempo. La deposición de UG.10, por su parte, con un dispositivo que en el sector E ya comienza a mostrar una cierta inclinación, conlleva un cambio de uso de este ámbito de la sala. La existencia de numerosos clastos centimétricos y decimétricos en el nivel, así como, la abundancia de materiales tecnológicos y de desechos hace pensar que, para este momento, el uso predominante no fuera el de hogar, sino el de un ámbito relacionado con actividades de consumo u otras tareas comunes. Finalmente, UG.9 está compuesta por un nivel de grandes bloques que, como se ha indicado anteriormente, aparecen encastrados unos con otros y adaptándose en el extremo E a la inclinación que muestra este sector de la Rampa. Probablemente esta acción intencionada tuviera como fin contener la entrada de sedimentos que comienzan a acumularse en este sector y que terminarán por colmatar la entrada al yacimiento completamente. Los niveles de materia orgánica, susceptibilidad magnética y fósforo registrados en todas las UG son altos, especialmente en UG.9 (Tabla 1), lo que reforzaría la idea del origen antrópico de este conjunto de unidades. Cronológicamente la deposición de dichos niveles comenzaría antes de 5360-5225 años cal. BC, según se desprende de la datación radiocarbónica realizada en UG.11 (Tabla 3).

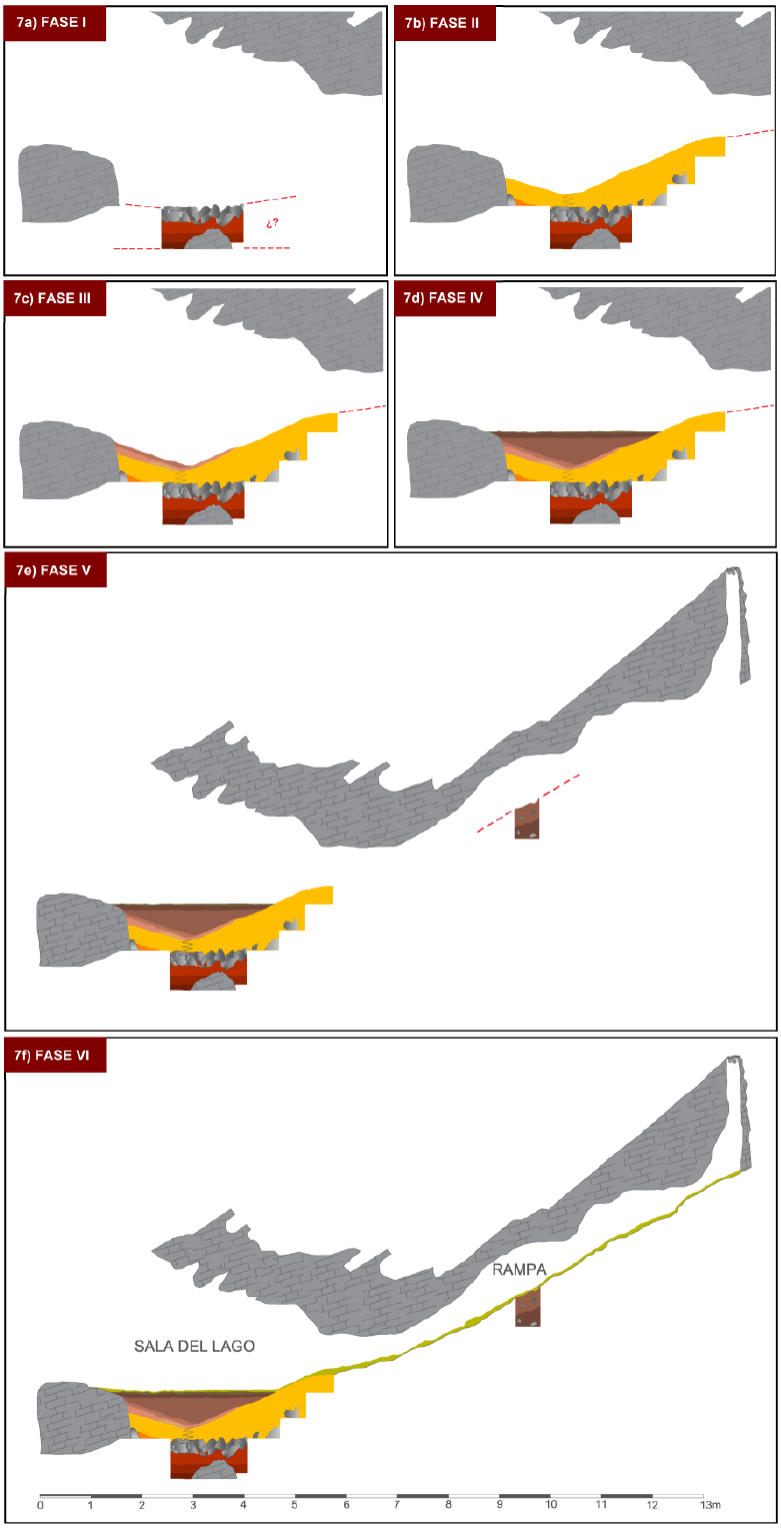

Figura 7: Reconstrucción de la secuencia geoarqueológica con identificación de las diferentes fases.
Figure 7: Geoarchaeological sequence reconstruction with identification of the different phases.

— **Fase 2**: corresponde con el momento de deposición de las UG.8 y UG.7a y b (Fig. 7b). Esta fase supone un cambio en la dinámica de sedimentación registrada en el perfil, puesta de manifiesto por la disposición que adoptan los materiales y por su posible procedencia. En este sentido, la UG.8 constituye un nivel con dispositivo acuñado y de escasas dimensiones, que se reconoce únicamente en el extremo O del perfil, adosado a un gran bloque calizo que delimita el relleno en este sector. Presenta una estructura interna inclinada en dirección descendente hacia el centro del perfil, lo que hace pensar, que se trate de un material arrojado desde un lugar próximo, con bastante probabilidad, la parte alta del gran bloque calizo, anteriormente mencionado, que presenta un techo plano y unas dimensiones adecuadas para hacer uso de él como ámbito habitacional. La UG.7 se superpone en el extremo O a la UG.8 y en el resto del perfil a la UG.9, presentando, de este modo, un dispositivo de tipo cuneiforme, pues tanto el techo de la UG8 como UG.9 aparecen inclinados en sentidos opuestos. Se trata de una unidad compleja, que presenta la mayor potencia y desarrollo lateral de todas las UG analizadas. Dicha complejidad ha propiciado su división en dos unidades diferenciadas (UG.7a y UG.7b) en las que se observa una estructura y contenido arqueológico diferenciado. El tránsito lateral entre una y otra unidad se lleva a cabo mediante un contacto interdigitado con límite difuso. De este modo, UG.7a, ubicada en extremo O del depósito, presenta un relleno areno-limoso con clastos cuyos ejes mayores están dirigidos e inclinados hacia el centro del perfil, lo que parece indicar que la deposición de los materiales podría ser intencionada, siendo estos posiblemente arrojados desde la parte alta del bloque calizo ubicado en el extremo O del corte. Por su parte, UG.7b estaría compuesto por un depósito areno-limoso con abundantes clastos que, como en el caso de UG.7a, aparecen igualmente inclinados y con sus ejes principales dirigidos hacia el centro del perfil, aunque, en este caso, con un sentido opuesto (Fig. 3), lo que indicaría que el área fuente de donde proceden los mismos estaría relacionada con la entrada de acceso a la cavidad. La acumulación de este depósito conllevaría una considerable reducción de la altura libre para la circulación de personas y animales en este sector de la Rampa. Desde el punto de vista físico-químico, la UG.8 muestra notables diferencias con el resto de las unidades analizadas tanto en los valores de materia orgánica, como de fósforo, y, muy especialmente, en los de susceptibilidad magnética en los que casi cuadruplica a los valores más altos registrado en el perfil (Tabla 1). Por su parte, las UG.7a y b presentan unos valores de susceptibilidad magnética y materia orgánica muy similares entre sí, salvo en el caso del contenido en fósforo, donde UG.7a se acerca notablemente al valor de UG.8, reforzando este carácter antrópico más marcado en estas dos unidades. Por último, se han llevado a cabo dos dataciones radiocarbónicas para esta fase, una en UG.7a y otra en UG.7b, habiendo proporcionado las dos exactamente la misma fecha (5210-5000 años cal. BC), hecho que avalaría que ambas unidades se están conformando al mismo tiempo.

— **Fase 3**: corresponde a la deposición de las UG.6, UG.5 y UG.4 las cuales se ubican en el extremo O del perfil (Fig. 7c). Constituyen unidades con unas dimensiones reducidas y una potencia escasa, que presentan un dispositivo inclinado en dirección al centro del perfil (UG.6 y UG.4), salvo la UG.5 que presenta un desarrollo mayor llegando a contactar con el techo de UG.7b. Los materiales presentes en estos niveles están relacionados claramente con estructuras de combustión (hogar), que, sin embargo, no se realizan *in situ*, sino que proceden de la limpieza o evacuación de los mismos en otro lugar próximo, probablemente el techo del bloque calizo. Se mantiene, por tanto, la dinámica de acumulación que se ha co-

mentado para la fase anterior en las UG.8 y UG.7a, en la que, claramente, los materiales acumulados no proceden del exterior de la cavidad, sino que constituyen una removilización de materiales generados dentro de la misma (¿depósitos tipo *fumier*?) compatibles con un uso de tipo redil. Más en detalle UG.6 constituye un nivel con un desarrollo muy localizado y unas dimensiones reducidas, con un dispositivo lenticular en la que se reconoce abundantes carbones y restos cerámicos y de hueso, fragmentados y quemados. Presenta asimismo la mayor tasa de contenido en fósforo (P_2O_5) de todo el perfil con 53,94 mg/100g y unos niveles de materia orgánica también muy elevados del 6,98%. Por su parte, UG.5 y UG.4 repiten este mismo patrón, aunque con niveles de fósforo algo menor (en torno a 26-27 mg/100 g) y, en el caso de UG.4 un nivel de materia orgánica superior con 8,05%. Texturalmente se caracterizan por presentar un predominio de los finos que alcanzan proporciones que cercanas 60%, destacando especialmente en UG.6 donde el contenido en arcillas es del 50%. Cronológicamente los datos aportados por la datación realizada en UG.4 sitúa la conformación de estas unidades en torno a 4880-4865 años cal. BC.

— **Fase 4**: corresponde a la deposición de las UG.3, UG.2 y UG.1 situadas a techo del perfil (Fig. 7d). Los depósitos presentan ahora un dispositivo que se acomoda a muro a la forma cóncava que presentaban UG.4 y UG.5, para terminar a techo con un dispositivo horizontal. Desde el punto de vista físico-químico las tres UG presentan unas características muy homogéneas entre sí y, a su vez, diferenciadas de las del resto de unidades. Texturalmente constituyen los niveles más arenosos con valores comprendidos entre 67 y 77% de arenas medias y finas principalmente (Tabla 2). Por su parte, el contenido en materia orgánica es notablemente alto, con valores por encima del 11%, así como, los niveles de susceptibilidad magnética, que se sitúan entre 1.600 y 1.800 χ 10^{-9} m^3/Kg. Cronológicamente la datación radiocarbónica realizada en UG.2 muestra una fecha que rompe, aunque por muy escaso margen, el desarrollo cronológico sucesivo con respecto a las unidades infrayacentes, pues el resultado obtenido de 5000-4840 años cal. BC estaría algo por encima de la fase anterior, aunque con una diferencia asumible.

— **Fase 5**: corresponde con la sedimentación de las UG.RS1 y UG.RS2 ubicadas en el sector medio de la Rampa (Fig. 7e). La deposición de estas unidades supone un cambio en la dinámica sedimentaria, pues, en esta ocasión, los aportes ya no proceden del interior de la cavidad, como en las fases anteriores, sino que parecen provenir del exterior del sistema en la entrada al sector de la Rampa desde el exterior del macizo (margen izquierda del Ribera de la Benalija). Este ámbito va progresivamente colmatándose, imposibilitando el paso de personas y animales, lo que conlleva el abandono de la actividad en el yacimiento. El contenido de fósforo en estas unidades es elevado alcanzándose valores por encima de 25 mg/100g, al tiempo que los niveles de susceptibilidad magnética están comprendidos aproximadamente entre 1.700 y 2.100 χ 10^{-9} m^3/Kg, lo que constituye valores igualmente altos. Cronológicamente, la datación racidocarbónica realizada en UG.RS2 arroja la fecha de 4835-4710 años cal. BC, constituyendo la fecha más reciente obtenida en el registro analizado.

— **Fase 6**: corresponde con la conformación de una colada estalagmítica que amortiza definitivamente el yacimiento, tanto en el sector de la sala del Lago, como de la Rampa (Fig. 7f), asociada a una dinámica de régimen vadoso de la cavidad. Se trata de una colada de unos 10 cm de espesor medio, en la que se han obtenido tres dataciones mediante U/Th (Tabla 4) y que proporcionan una cronología qua abarca desde 2600 años cal. BP al cambio de era.

6. Discusión

Desde inicios del VII y la primera mitad del VI milenio BC, los cambios en los sistemas económicos y de tecnología que se producen a lo largo del Mediterráneo occidental estarán ligados entre otras causas a la expansión del complejo Neolítico *Impresso*-cardial (Binder, 2010). La convergencia de diferentes factores sociales, tecnológicos y paleoclimáticos que se generan desde el 7,3±0,2 años cal. BP hacen que a partir de este momento se pueda considerar iniciado el proceso de neolitización en el S de la península ibérica (Cortés *et al*., 2012). Comienza a partir de entonces el denominado primer Neolítico que conlleva un proceso largo y con apreciables diferencias territoriales, que tendrá su máximo desarrollo durante el VI milenio BC.

Los datos presentados en este trabajo, referentes al análisis geoarqueológico y geocronológico, así como, el estudio de los materiales cerámicos y el registro proporcionado por la arqueofauna en la cueva del Ocho, refuerzan las cronologías y características culturales de dicho primer Neolítico del S de la península ibérica en la horquilla más reciente del VI milenio, o sea, en torno a *ca.* 5300 años cal. BC. Los resultados cronológicos aportados coinciden con la secuencia regional obtenida por Gavilán y colaboradores (1996) para el Neolítico de la cueva de los Murciélagos en Zuheros (Córdoba) y con la analizada, a su vez, en la cueva de Santiago Chica del mismo complejo, que pusieron de manifiesto la existencia de horizontes culturales iniciados en el Neolítico antiguo entre 5460 y 5190 cal. BC (Acosta, 1995).

Dichas cronologías estarían, igualmente, en la misma línea (aunque ligeramente posteriores) a las fechas del primer horizonte Neolítico de Nerja entre 5619-5476 cal. BC (García Borja *et al*., 2010). Por otro lado, también los podemos relacionar con la Fase IV de la cueva del Toro de Málaga (Martín Socas *et al*., 2004), así como, con los periodos más antiguos de la Peña de los Gitanos en Granada (Cámara *et al.*, 2005).

En la provincia de Cádiz ocurre algo parecido con los niveles más antiguos descritos recientemente para la cueva de la Dehesilla (16b y 15c) que muestran intervalos de 5561-5470 cal. BC y 5616-5490 cal. BC, respectivamente (García Rivero, 2018), algo más antiguos que los de la cueva del Ocho. Sin embargo, el enterramiento del Locus 1 (5222–5036 cal. BC) (Rivero *et al.*, 2021) se sitúa cronológicamente en un rango muy similar a las unidades geoarqueológicas inferiores de la cueva del Ocho (UG.11 y UG.7a y 7b); mientras que en el Locus 2 las dos dataciones (4840-4713 cal. BC y 4804-4683) según Rivero y colaboradores (2020) se asemejan más a las situadas en la parte superior (4880-4865 cal. BC de la UG.5 y 4835-4710 cal. BC de la UG.RS2).

También se ha propuesto una cronología análoga para la fase inicial de ocupación neolítica de la cueva del Cañaveralejo (Córdoba), asimilada genéricamente al tránsito del VI al V milenio, en función del análisis cerámico (Jabalquinto y Martín de la Cruz, 2019), si bien, en esta ocasión, todos los materiales parecen encontrarse fuera de su contexto estratigráfico original debido a procesos posdeposicionales.

Para el caso de la provincia de Huelva, concretamente en la zona del Andévalo y la Sierra, se ha señalado la existencia de un amplio número de yacimientos que se han adjudicado a los milenios VI y V (Nocete *et al*., 2004) y para los que se han propuesto unos estructurados modelos de ocupación territorial que han tenido cierta acogida por parte de otros investigadores (Vera *et al*., 2009). Sin embargo, como hemos apuntado en otro trabajo (Gavilán, 2018), de estos asentamientos no se han dado a conocer los restos materiales y, por tanto, no resulta posible, por el momento, establecer una correspondencia con alguno de los horizontes o tradiciones neolíticas que afectaron a la región andaluza en general y al sector occidental en particular. La única excepción dentro del repertorio de yacimientos es La Melera, en el Andévalo, de la que sí se han dado a conocer escasos restos líticos y cerámicos, no documentándose entre los úl-

timos las impresas cardiales, a las cuales, al menos, no se hace referencia.

En el sur de Extremadura las recientes excavaciones de la cueva de los Postes (Fuentes de León, Badajoz) han puesto de manifiesto la existencia de escasos restos neolíticos, con presencia de cerámica incisa, impresa y a la almagra, ésta última asociada en algún ejemplar a círculos impresos. Las dataciones, obtenidas sobre diente humano, se remontan al VI milenio cal. BC (Garrido *et al*., e.p.).

En la zona centro y sur de Portugal la primera población neolítica se sitúa en torno a 7600 cal. BP, conviviendo durante siglos con los cazadores-recolectores locales del Mesolítico (Bicho *et al.*, 2017), como así lo atestigua la existencia desde mediados del VI milenio cal. BC de elementos tecnoeconómicos neolíticos, como cerámicas, piedra pulida y animales domésticos, cuyo origen exógeno es comúnmente reconocido (Diniz, 2007). En este sentido, el yacimiento de Cabeço da Amoreira se considera como uno de los lugares donde se puede establecer la transición entre Mesolítico y Neolítico, presentando un importante conjunto cerámico característico del Neolítico antiguo (Bicho *et al*., 2013; Taylor *et al*., 2017). Según Carvalho (2011) las producciones cerámicas de los yacimientos conocidos atribuidos al primer neolítico en Portugal se inician en la segunda mitad del VI milenio BC, consideración ésta que se ha visto corroborada con la incorporación de los datos de nuevos sitios como Casas Novas o Baixa do Xerez (Carvalho, 2018). Por su parte, la ocupación neolítica del yacimiento de Vale Boi se inserta cronológicamente a comienzos del V milenio BC, como así ponen de manifiesto tanto la cronología absoluta y la estilística cerámica, como las características de la industria lítica (Gibaja y Bicho, 2006). Igualmente, en el yacimiento de Valada do Mato a partir del U.E.7 las dataciones de ^{14}C sitúan la irrupción del Neolítico antiguo en la segunda mitad del VI milenio cal. BC (Diniz, 2007). Del mismo modo, en la zona de Lisboa las fechas obtenidas por radiocarbono en una muestra ósea de un enterramiento engloban la transición del VI-V milenio BC (5200-4890 cal. BC) (Cardoso *et al.,* 2018), en una horquilla cronológica muy similar a la descrita para la cueva del Ocho. Por último, en el yacimiento de Carrascal (Oeiras), en la Baja Extremadura portuguesa, se ha documentado una ocupación de Neolítico antiguo cuyas fechas radicarbónicas (5370-5220 cal. BC; 5220-4990 cal. BC) (Cardoso, 2011) se corresponden perfectamente con la UG.11 (5360-5225 Cal BC) la más antigua, y con el resto de las unidades geoarqueológicas de la cueva del Ocho, la más reciente.

El amplio muestrario de cerámicas del depósito analizado en la presente investigación con aplicación de almagra, decoración impresa de elementos circulares o triangulares y motivos geométricos incisos y acanalados, sin decoración cardial, sigue los patrones que ya se vieran en cueva de Santiago Chica (Acosta, 1976 y 1986), y lo mismo puede decirse de la industria lítica, incluyendo los útiles de piedra pulida (azuela) y ósea. En este sentido, observamos como la cerámica de la cueva del Ocho comparte también muchas de las características de enclaves como la cueva de Nerja, donde es importante, por un lado, la asociación de diferentes técnicas en un mismo vaso, destacando las impresas-incisas, así como, la importancia del color rojo en la decoración, sobre todo, en las almagras; y, por otro, por la ausencia de decoración cardial (García Borja *et al*., 2011).

Estudios realizados en varios yacimientos de la costa de Málaga (Cueva de Nerja, Roca Chica, Hostal Guadalupe y Bajondillo) han ensayado muestreos por ^{14}C/AMS en elementos de vida corta (restos humanos, de oveja y semillas) cuyos resultados inciden en la importancia de sus conjuntos materiales para el análisis de la génesis del Neolítico en esta zona (Cortés *et al*., 2010). Así, en el caso de la producción cerámica, parece tomar cuerpo la existencia de ocupaciones antiguas, con elementos decorativos impresos, pero no ligados al Neolítico cardial, presencia de decoración plástica y almagra. Sin embargo, entre las cerámicas procedentes de la cueva de La Pileta

que, en general, presentan importantes analogías tipológicas con los conjuntos neolíticos encuadrados a partir de la segunda mitad del VIII milenio cal. BP en otras cavidades del sur de Iberia, existe un fragmento de cerámica cardial (Cortés *et al*., 2016).

A lo largo de la secuencia estratigráfica de la cueva del Ocho no se observa ninguna evolución o cambio en el tipo de material cerámico, ni en lo referente a tratamiento, ni a variaciones en los motivos decorativos ni en las formas. Dicha ausencia de cambios en las cerámicas puede estar indicando una ocupación breve de la cavidad como, de hecho, parecen corroborar las dataciones radiocarbónicas numéricas obtenidas, que nos sitúan en el Neolítico antiguo, fase hacia la que también apunta la presencia de pasta blanca rellenando algunos motivos decorativos (García Borja *et al.*, 2010).

En cualquier caso, la ocupación de la Cueva del Ocho representaría un Neolítico antiguo bien documentado en los conjuntos serranos del interior de Andalucía (Gavilán *et al*., 2010), aunque sin la profusión de motivos decorativos que ofrecen otros yacimientos y sin la abundancia de asociaciones decorativas, que resulta ajeno al horizonte impreso cardial y que tampoco presenta las cerámicas características del horizonte *impresso*. En este sentido, recientemente se ha documentado en la cueva de la Dehesilla una fase inicial, anterior a dicho Neolítico antiguo andaluz, que contiene cerámicas decoradas con paralelos estilísticos en el horizonte *impresso* de tradición mediterránea de mediados del VI milenio cal. BC (Taylor y García-Rivero, 2020).

A nivel de secuencia geoarqueológica, el Perfil analizado proporciona como novedad la brevedad de la ocupación y su intensidad, frente a los clásicos yacimientos arqueológicos de la época como Santiago Chica, cueva de los Murciélagos, Carigüela, Nerja, Dehesilla o Parralejo donde, todos ellos, suelen tener un largo proceso temporal que, arrancando del Neolítico antiguo abarcan todas las etapas de este periodo, y siguen durante el Calcolítico, Bronce e incluso periodos posteriores (Acosta y Pellicer, 1990; Acosta, 1995). El Perfil A de cueva del Ocho, por su parte, muestra un yacimiento arqueológico de ocupación continuada de uso diverso, habitacional y, probablemente también de estabulación de ganado, breve e intensivo. En la formación de sus depósitos hemos visto como predomina la intervención humana, sobre todo hasta la Fase 4, esta situación parece ser un hecho común en la dinámica de sedimentación de las cuevas durante el Neolítico antiguo usadas frecuentemente por las comunidades humanas como establos, lo que constituye un gran aporte antrópico al registro sedimentario (Bergadà *et al.*, 2018).

En este sentido, son numerosos los estudios que constatan la utilización de cuevas desde el Neolítico como corrales para el ganado (Bergadà *et al.*, 2005; Bordas, 2005; Polo y Fernández, 2008; Bernabeu y Fumanal, 2009), en los que era frecuente la quema de los excrementos en la propia área de acumulación, dando como resultado la formación de los llamados niveles de corral o *fumiers*, caracterizados por incluir una sucesión de capas de cenizas, carbones y sedimentos rubefactados, dispuestos de manera muy anárquica y formando, a veces acúmulos aislados del entorno (Fernández Eraso, 2007).

En la estratigrafía analizada en esta investigación, las UG con restos de fuego (UG.4 a UG.6) aparecen fuertemente inclinadas hacia la zona deprimida del centro del perfil, lo que indicaría que se trata de aportaciones secundarias, resultado de labores de limpieza o saneamiento, más que de una deposición *in situ*. En cualquier caso, la presencia de este tipo de depósitos atestiguaría la existencia de esa actividad de estabulado en las proximidades del corte analizado. En su desarrollo estratigráfico los *fumiers* presentan una alternacia de capas caracterizándose, las que se sitúan intercaladas entre fuegos, por una mayor abundancia de material arqueológico relacionado con la ocupación doméstica, siendo, por el contrario, las otras más pobres (Goldberg y Macphail, 2006). En nuestro caso es evidente

esta diferencia, pues en las capas relacionadas con niveles de combustión (UG.4) y, sobre todo, UG.6, el material extraído es bastante menor que en la capa intermedia (UG.5).

El carácter ocupacional intensivo y progresivo viene reflejado en el registro sedimentario por los altos valores de fósforo, materia orgánica, susceptibilidad magnética y carbonatos. En algunos niveles relacionados con incendios y limpieza de rediles, como ocurre en la UG.6, se constata que la densidad del depósito favorecería que los bicarbonatos disueltos por la naturaleza calcárea de la roca al depositarse en este tipo de capas se endurecieran de forma acusada, tal y como se ha documentado en el redil calcolítico de Los Husos I (Fernández Eraso, 2002). Igualmente, el contenido de estos niveles en fósforo (53,94 mg/100g en UG.6) y materia orgánica (8,05% en UG.4) cumple con los caracteres propios de este tipo de depósitos (Angelucci *et al.*, 2009).

El posible uso de la cueva del Ocho como lugar de estabulación de ganado durante cierto tiempo concuerda con la importancia que los restos de la fauna doméstica (>50%) alcanzan a lo largo de su estratigrafía, destacando que el 68% de los ovicaprinos se localizan en las UG superiores (UG.5 a UG.1). En lugares relativamente cercanos como la cueva de los Mármoles (Priego de Córdoba) el análisis del registro óseo indica una situación parecida en la que la mayor parte de los restos encontrados pertenecen a ovicaprinos (Asquerino, 2008). Además, al igual que en la cueva del Ocho, también se hallan presentes, aunque en menor proporción, los suidos, cérvidos y bóvidos.

En la cueva de la Dehesilla, a partir del Neolítico antiguo B se observa un incremento de ungulados, especialmente de suidos y caprinos, y se documentan por primera vez bovinos y ciervos, con una cada vez mayor importancia de las especies domésticas que reflejarían una economía fundamentalmente basada en rebaños de caprinos y, posiblemente, de suidos (García-Rivero *et al*., 2019). En esta misma línea, durante la ocupación de Neolítico antiguo (2ª mitad del VI milenio cal. BC) en el yacimiento portugués de Carrascal se documenta una gama diversificada de actividades de subsistencia donde destacaba la ganadería, mientras que la caza sería una actividad secundaria. Se constata una abundancia de caprinos, especialmente oveja, así como de porcino, situándose el vacuno en tercera posición (Cardoso y Valente, 2021).

Esta situación particular de algunos yacimientos como la cueva del Ocho, en la que los recursos procedentes de la ganadería suponen una parte fundamental del sostenimiento de las sociedades, puede relacionarse con la estabilización y consolidación de la economía agropecuaria hacia el cambio del milenio (5000 cal. BC), como respuesta a los cambios medioambientales anteriormente referidos, que en esos momentos presentan un clima más seco, cálido y estable en el interior peninsular (Sanz, 2015).

Por su parte, la brevedad de la ocupación registrada en el perfil analizado se sustenta, así mismo, en la horquilla cronológica obtenida entre 5360-5225 cal. BC y 5000-4840 cal. BC en el Perfil y 4835-4710 cal. BC en la Rampa, lo que indica una presencia antrópica durante un corto periodo de algo más de unos 500 años. La finalización de la secuencia y el abandono del yacimiento es abrupto quedando este sellado por una costra calcárea de edad posterior fechada en torno al cambio de era.

7. Conclusiones

Desde un punto de vista general se puede afirmar que el depósito analizado en cueva del Ocho constituye, junto al de su vecina cueva de Santiago Chica, el ejemplo más antiguo de ocupación neolítica de los estudiados hasta la fecha en cavidades en el entorno de Sierra Morena. Las cronologías obtenidas, que son compatibles con las registradas en otros muchos yacimientos en cuevas como se ha visto en la discusión, sitúan su origen al comienzo de la segunda mitad del VI milenio

BC, culturalmente asimilable a un Neolítico antiguo genérico.

Tecnológicamente este Neolítico se caracteriza por cerámicas de buena calidad con decoración a la almagra, impresa e incisa, con motivos repetitivos, así como ausencia de la cardial. La escasa presencia de útiles líticos tallados no impide reconocer las características tecnotipológicas de la serie, totalmente compatibles con los conjuntos de dicho Neolítico antiguo. Y lo mismo se podría decir de la colección de las herramientas propias de trabajos relacionados con la molturación, machacado y percusión en general, muchos de los cuales presentan restos de pigmentación de color rojo en una o varias de sus caras.

El análisis geoarqueológico evidencia que se trata de un relleno en su mayor parte de carácter antrópico e intencionado en el que se reconoce la alternancia de usos, desde lugar de habitación (hábitat) y redil, a vertedero. Dicho carácter ocupacional e intensivo se ve reflejado en el registro sedimentario por los altos valores de indicadores de la actividad humana como el fósforo, la materia orgánica y la susceptibilidad mágnética, principalmente. La importancia de la ganadería en la cueva del Ocho, atestiguada por la abundancia de restos de fauna doméstica (>50%), refuerza el posible uso del yacimiento como redil, mientras que, por su parte, el registro cerámico identificado, muy homogéneo, en el que no se reconoce ningún cambio de tipología ni de tecnología, incide en la idea de la brevedad de la ocupación y la conformación del depósito.

A nivel de secuencia geoarqueológica, el Perfil A y el sector de la Rampa proporcionan como novedad la brevedad de la ocupación y su intensidad, apenas unos 500 años, frente a los clásicos yacimientos arqueológicos de la época, Santiago Chica, cueva de los Murciélagos, Carigüela, Nerja, Dehesilla o Parralejo, donde todos ellos suelen tener un largo desarrollo temporal. La finalización de la secuencia es abrupta produciéndose el abandono del yacimiento y de este sector de la cueva de forma rápida, quedando el depósito sellado, finalmente, por una costra calcárea que termina de conformarse en torno al cambio de era.

Agradecimientos

Proyecto de Investigación HAR 2011-23978 (Mineco) y Proyecto de Investigación CAREQ (Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía). Grupo de Investigación PAIDI RNM 273-Cuaternario y Geomorfología. Sociedad Espeleológica Geos. Excmo. Ayuntamiento de Cazalla de la Sierra. A Pepe Molina, propiedad de la Finca Los Llanos de Santiago y a Salvador Rosas.

Bibliografía

Acosta, P. (1976). Estratigrafía, Prehistoria en la Cueva Chica de Santiago en Cazalla de la Sierra (Sevilla). *Simposium de Prehistoria Peninsular*. Córdoba.

Acosta, P. (1986). El neolítico en Andalucía Occidental. *Homenaje a Luis Siret*, (1934-1984): 136-151.

Acosta, P. (1995). Las culturas del Neolítico y Calcolítico en Andalucía occidental. *Espacio, Tiempo y Forma, Serie I, 8. Prehistoria y Arqueología*, 33-80.

Acosta, P., Pellicer, M. (1990). *La Cueva de la Dehesilla (Jerez de la Frontera). Las primeras civilizaciones productoras en Andalucía occidental*. CSIC, Jerez de la Frontera.

Angelucci, D.E., Boschian, G., Fontanals, M., Pedrotti, A., Verge, J. M. (2009). Shepherds and karst: the use of caves and rock-shelters in the Mediterranean region during the Neolithic. *World Archaeology*, 41 (2): 191-214. https://doi.org/10.1080/00438240902843659

Asquerino, M.D. (2008). Aprovechamiento de recursos vegetales en Cueva de los Mármoles (Córdoba). IV Congreso del Neolítico Peninsular, I. Museo Arqueológico de Alicante, 368-373.

Baena, R., Díaz del Olmo, F. (1988). Paleokarst de Sierra Morena (Sector Cazalla-Constantina, Hespérico Meridional): superficies de corrosión y poljes. *Cuaternario y Geomorfología*, 2 (1-2): 13-22.

Barone, R. (1976). *Anatomie Comparée des Mammifères Domestiques. Tome 1: Ostèologie*, Vigot Frères, París.

Bergadà, M.M., Cebrià, A., Mestres, J. (2005). Prácticas de estabulación durante el Neolítico Antiguo en Cataluña a través de la micromorfología: cueva de la Guineu (Font-Rubí, Alt Penedès, Barcelona). En: *Actas del III Congreso del Neolítico en la Península Ibérica* (P. Arias, R. Ontañón, C. García-Moncó, eds.). Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria, 187-196.

Bergadà, M.M., Cervelló, J.M., Edo, M., Cebrià, A., Oms, F.X., Martínez, P., Antolín, F., Morales, J.I., Pedro, M. (2018). Chronostratigraphy in karst records from Epipaleolthic to the Mid/Early Neolithic (*c.* 13.0-6.0 cal ka BP) in the Catalan Coast Ranges of NE Iberia: environmental changes, sedimentary processes and human activity. *Quaternary Sciences Reviews*, 184: 26-46. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.09.008

Bernabeu, J., Fumanal, M.P. (2009). La excavación. Estratigrafía y dataciones C14. En: *La Cova de les Cendres MARQ* (J. Bernabeu y L. Molina, eds.). Museo Arqueológico Provincial de Alicante. Serie Mayor, núm. 6, 44-52.

Bicho, N., Cascalheira, J. Gonçalves, C., Umbelino, C., Rivero, D., André, L. (2017). Resilience, replacement and acculturation in the Mesolithic/Neolithic transition: The case of Muge, central Portugal. *Quaternary International*, 446: 31–42. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.09.049

Bicho, N.F., Cascalheira, F., Marreiros, J., Gonçalves, C., Pereira, T., Dias, R. (2013). Chronology of the Mesolithic Occupation of the Muge Valley. Central Portugal: The Case of Cabeço de Amoreira. *Quaternary International*, 308-309: 130-139. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.049

Binder, D. (2010). Ancien en Méditerranée nord-occidentale entre 7000 et 5500 cal. BC: questions ouvertes sur les dynamiques culturelles et les procès d'interaction. Transitions, ruptures et continuité en Préhistoire. *XXVIIe Congrès Préhistorique de France – Bordeaux – Les Eyzies*, 341-345.

Boessneck, J. (1971). Diferencias osteológicas entre las ovejas (*Ovis Aries Linne*) y cabras (*Capra Hircus Linne*). En: *Ciencia en Arqueología* (D. Brothwell, E, Higgs, G. Clark, eds.). Fondo de Cultura Económica. México, 338-366.

Bordas, V. (2005). Microanálisis de los niveles estratigráficos de Cova de les Bruixes y de la Cueva de la Sima de la Higuera. En: *La Cova de les Bruixes (Rossell, Castellón)* (N. Mesado Oliver, ed.). Diputación Foral de Valencia. Valencia, 119-125.

Borja, C., Caro, J.A., Díaz del Olmo, F., Recio, J.M., Álvarez, G., Martínez, A. (2015a). Estudio geoarqueológico preliminar de la ocupación de la Cueva del Ocho durante el Neolítico antiguo (Complejo kárstico del Cerro de Santiago, Cazalla de la Sierra, Sevilla). *Gota a gota*, 9: 21-17.

Borja, C., Caro, J.A., Díaz del Olmo, F., Recio, J.M., Álvarez, G., Martínez, A. (2015b). Estudio geoarqueológico preliminar de la ocupación de la Cueva del Ocho durante el Neolítico antiguo (Complejo kárstico del Cerro de Santiago, Cazalla de la Sierra, Sevilla). En: *Una visión global del Cuaternario. El hombre como condicionante de procesos geológicos* (J.P. Galve, J.M. Azañón, J.V. Pérez-Peña, P. Ruano, eds.). AEQUA-Universidad de Granada, 56-59.

Borja, C.; Caro, J.A.; Álvarez, G.; Díaz del Olmo, F.; Recio, J.M.; Gavilán, B.; Martínez, A. y Pajuelo, A. (2019). "Análisis geoarqueológico de un depósito de ocupación en la Cueva del Ocho (Cazalla de la Sierra, Sevilla, España) durante el Neolítico Antiguo". En: *Libro de Resúmenes. XV Reunión Nacional de Cuaternario*. UPV-AEQUA. Bilbao, pp. 118-121.

Borja, F. (1993). *Formaciones Superficiales Antrópicas*. Aportación al estudio del proceso holoceno de antropización de los sistemas naturales. *Arqueología Espacial*, 16-17: 29-39.

Borja, F. (2014). Geoarqueología urbana de Sevilla. En: *Sevilla Arqueológica. La ciudad en época protohistórica, antigua y andalusí* (J. Beltrán, O. Rodríguez, coords.). Servicio Publicaciones Universidad de Sevilla. Sevilla, 275-303.

Borja, F. (2016). Open discussion: Geoarhaeology as *Geoarhaeology*. *IAG Newsletter*, 17: 7-11.

Buxó, R., Piqué, R. (dir) 2003. *La recogida de muestras en arqueobotánica: objetivos y propuestas metodológicas*. Museu d´Arqueologia de Cataluya, Barcelona.

Cámara, J.A., Molina, F., Alfonso, J.A. (2005). La cronología absoluta de Los Castillejos en las Peñas de los Gitanos (Montefrío, Granada). *Actas del III Congreso del Neolítico en la Península Ibérica*. Santander, 841-852.

Candau, F. (1894). Prehistoria de la provincia de Sevilla. *Sevilla prehistórica*. Sevilla.

Carvalho, A.F. (2011). Produção cerâmica no início do Neolítico de Portugal, Las primeras producciones cerámicas. En J. Bernabeu, M.Á. Rojo y Ll. Molina (Coords.), *El VI milenio cal AC en la Península Ibérica*. Valencia, 237-250.

Carvalho, A.F. (2018). When the Mediterranean met the Atlantic. A socio-economic view on Early Neolithic communities in central-southern Portugal. *Quaternary International*, 470: 472-484. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.12.045

Cardoso, J.L. 2011. A estação do Neolítico Antigo do carrascal (Oeiras, Lisboa, Portugal). In: Bernabeu Aubán, J.; Rojo Guerra, M.A. & Molina Balaguer, L. (eds.): Las primeras producciones cerámicas. El VI milenio cal a.C. en la Península Ibérica Universitat de València, València. Valencia, 259-262.

Cardoso, J.L, Valente, M.J. (2021). Economía y subsistencia en el yacimiento del Neolítico temprano de Carrascal (Oeiras, Portugal). *Archaeofauna*, 30: 107–123. https://doi.org/10.15366/archaeofauna2021.30.006

Caro, J.A., Gavilán, B., Borja, C., Álvarez, G., Díaz del Olmo, F., Recio, J.M.,Martínez, A. (2016). El registro cerámico de la Cueva del Ocho (Cazalla de la Sierra, Sevilla). *VI Congreso del Neolítico en la Península Ibérica. Los cambios económicos y sus implicaciones sociales durante el Neolítico de la Península Ibérica (Libro de resúmenes)*. Universidad de Granada.

Clason, A.T. (1972). Some remarks on the use and presentation of archaeological data. *Hellinium*, 12: 139-153.

Cortés, M., Simón, M.D., Riquelme, J.A., Peña-Chocarro, L., Gibaja, J.F., de la Rubia, J.J., Martínez, R. (2010). El Neolítico en la costa de Málaga: viejos y nuevos datos para su contextualización en el proceso de neolitización del sur de la península Ibérica. En Gibaja, J.F. Carvalho, A. The last hunter-gatherers and the first farming communities in the South of the Iberian peninsula and North of Morocco. University of Faro Faro. *Promontoria Monografias* 15: 151–162.

Cortés, M., Simón, M.D., Martínez-Sánchez, R.M., García-Borja, P., Bretones, M.D., Ruiz-Borrega, M.P., Rubia, J.J. de la, Parrilla, R. (2016). El Neolítico en la Cueva de la Pileta (Benaoján, Málaga). *Archivo de Prehistoria Levantina*, XXXI: 119-136.

Cortés-Sánchez, M., Jiménez-Espejo, F.J., Simón, M.D., Gibaja,J.F., Faustino, A., Martinez-Ruiz, F., Rodrigo, M., Flores, J.A., Paytan, A., López-Sáez, J.A., Peña, L., Carrión, J.S., Morales, A., Roselló, E., Riquelme, J.A., Dean, R.M., Salgueiro, E., Martínez-Sánchez, R.M., Rubia, J.J. de la, Lozano, M.C., Vera, J.L., Llorente, L., Bicho, N.F. (2012). The Mesolithic-Neolithic transition in southern Iberia. *Quaternary Research*, 77: 221-234. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.12.003

Dearing, J.A. (1999). *Enviromental magnetic susceptibility using the Bartington MS2 system*. British Library Cataloguing in Publication Data. United Kingdom, 54 pp.

Díaz del Olmo, F. (1987). El Relieve de Andalucía. *Geografía de Andalucía*. Tartessos. Sevilla, 11-98.

Díaz del Olmo, F., Baena, R. y Álvarez, G. (1994). Karst y Paleokarst de Sierra Morena (Sector Ossa-Morena, Hespérico Meridional). *Espeleotemas*, 4: 15-24.

Diniz, M. (2007). O sítio da Valada do Mato: aspectos da Neolitização no Interior/Sul de Portugal. *Trabalhos de arqueologia*, 48. Instituto Português de Arqueologia, Lisboa, 323 pp.

Driesch, A. von der (1976). *A guide to the measurement of animal bones from Archaeological sites*. Peabody Museum Bulletin 1. Harvard.

Duchaufour, Ph. (1975). *Edafología*. Ed. Toray-Masson. Barcelona, 476 pp.

Escacena, J.L., Gavilán, B. (2012). Agricultores y ganaderos prehistóricos en el ámbito de Carmona. En: *Carmona: 7000 años de historia rural, Actas del VII Congreso de Historia de Carmona* (M. González, M.A. Piñero, coords.). Carmona, 25-74.

Fernandez-Eraso, J. (2002). Excavaciones. Los Husos I (Elvillar). *Arqueoikuska*, 01: 68-73.

Fernández-Eraso, J. (2007). La secuencia del Neolítico en La Rioja Alavesa desde su origen hasta las primeras edades del metal. *Veleia*, 24-25: 669-688.

Fernández-Eraso, J., Polo, A. (2008-2009). Establos en abrigos bajo roca de la Prehistoria Reciente: su formación, caracterización y proceso de estudio. Los casos de Los Husos y de San Cristóbal. *Krei*, 10: 39-51.

Fortea, J. y Martí, B. (1984-85). Consideraciones sobre los inicios del neolítico en el mediterráneo español. *Zephyrus*, 37-38: 167-199.

García-Borja, P., Aura, J.E., Bernabeu, J., Jordá Pardo, J.F. (2010). Nuevas perspectivas sobre la neolitización en la Cueva de Nerja (Málaga-España): la cerámica de la sala del Vestíbulo. *Zephyrus*, LXVI: 109-132.

García-Borja, P., Aura, E., Jordá, J.F. (2011). La cerámica decorada del Neolítico antiguo en la Cueva de Nerja (Málaga, España): la sala del Vestíbulo. En: *Las primeras producciones cerámicas. El VI milenio cal a.C. en la Península Ibérica* (J. Bernabeu, M. Rojo, L. Molina, eds.). Sagvntvm-PLAV, Extra-12. Valencia, 217-230.

García-Rivero D., Vera, J.C., Díaz-Rodríguez, M.J., Barrera, M., Taylor, R., Pérez-Aguilar, L.G., Umbelino, C. (2018). La Cueva de la Dehesilla (Sierra de Cádiz): vuelta a un sitio clave para el neolítico del sur de la península ibérica. *Munibe*, 69: 123-144. https://doi.org/10.21630/mcn.2018.66.19

García-Rivero, D., Pérez-Jordà, G., García-Viñas, E., López-Sáez, J.A, Taylor, R., Peña-Chocarro, L., Bernáldez-Sánchez, E., Pérez-Díaz, S. (2019). Ecological patterns and use of natural resources during the neolithic of the south of the Iberian Peninsula: An update from the 6th to 4th millennia cal. BC sequence of Dehesilla Cave. *Quaternary Science Reviews*, 219: 218-237. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.010

García-Rivero, D., Taylor, R., Umbelino, C., Price, D., García-Viñas, E., Bernáldez-Sánchez, E., Pérez Jordà, G., Peña-Chocarro, L., Barrera-Cruz, M., Gibaja-Bao, J.F., Díaz-Rodríguez, M.J., Monteiro, P., Vera-Rodríguez, J.C., Pérez-González, J. (2020). The exceptional finding of Locus 2 at Dehesilla Cave and the Middle Neolithic ritual funerary practices of the Iberian Peninsula. *PLoS ONE*, 15(8): 1-46. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0236961

García-Rivero, D., Taylor, R., Umbelino, C., Cubas, M., Barrera-Cruz, M., Díaz-Rodríguez, M.J. (2021): Early Neolithic ritual funerary behaviours in the Westernmost regions of the Mediterranean: New insights from Dehesilla Cave (Southern Iberian Peninsula). *Documenta Praehistorica*, 48 (1): 2-31. https://doi.org/10.4312/dp.48.8

Garrido Fernández, E., Collado Giraldo, H., Bello Rodrigo, J.R. (e.p.): Estudio preliminar de la cerámica decorada prehistórica de la Cueva de los Postes del Monumento Natural Cuevas de Fuentes de León (Badajoz). *VII Congreso Internacional del Neolítico en la Península Ibérica*, Sevilla.

Gavilán, B. (2018). Sobre el origen del Neolítico en Andalucía: Nuevos-viejos horizontes. Arqueología y Territorio en la provincia de Huelva. En: P. Campos Jara (Ed.), *20 Años de las Jornadas de Aljaraque (1998-2017)*, 69-95.

Gavilán, B., Escacena, J.L. (2009). Acerca del primer Neolítico de Andalucía Occidental. Los tramos medio y bajo de la cuenca del Guadalquivir. *Mainake*, 31: 311-351.

Gavilán, B., Escacena, J.L., Molina-Cano, J.L., Moralejo, M.A. (2010). Los comienzos del Neolítico en el Guadalquivir medio e inferior. En: *Os últimos caçadores-recolectores e as primeiras comunidades produtoras do sul da Península Ibérica e do norte de Marrocos* (J.F. Gibaja, A.F. Carvalho, Eds.). Promontoria Monográfica, 1. Universidade do Algarve. Faro, 137-149.

Gavilán, B., Vera, J.C., Peña, L., Mas, M. (1996). El V y IV milenios en Andalucía Central: la Cueva de los Murciélagos de Zuheros (Córdoba). Rubricatum, 1, *Actas del I Congreso del Neolítico en la Península Ibérica*. Gavá-Bellaterra, 323-327.

Gibaja, J.F., Bicho, N.F. (2006). La función de los instrumentos líticos en el asentamiento de Vale Boi (Algarve, Portugal). Estudio del utillaje gravetiense y solutrense. *Sagvntvm* (P.L.A.V.), 38: 9-21.

Goldberg, P., Macphail, R. (2006). *Practical and Theoretical Geoarchaeology*. Blackwell Publishing, 454 pp. https://doi.org/10.1002/9781118688182

Guitián, F., Carballas, T. (1976). *Técnicas de análisis de suelos*. Edit. Pico-Sacro. Santiago, 288 pp.

Hillson, S. (1992). *Mammal Bones and Teeth: An Introductory Guide to Methods of Identification.* Institute of Archaeology University College London. London.

Jabalquinto, I.M., Martín de la Cruz, J.C. (2019). La Cueva del Cañaveralejo (Adamuz, Córdoba, España) en la Prehistoria reciente de Sierra Morena: nuevas aportaciones. *Revista Digital de Arqueologia, Arquitectura e Artes Digital Journal of Archaeology, Architecture and Arts*, 6: 52-64. https://doi.org/10.14195/2182-844X_6_6

Lyman, R. L. (1994). *Vertebrate taphonomy. Cambridge manuals in archaeology*. Cambridge University Press. Cambridge. https://doi.org/10.1017/CBO9781139878302

MAPA (1986). *Métodos de análisis del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación*. Public. Secretaría General Técnica. Madrid, 343 pp.

Martín-Socas, D., Cámalich, M.D., González-Quintero, P. (2004). *La Cueva del Toro (Sierra de El Torcal-Antequera- Málaga). Un modelo de Ocupación Ganadera en el Territorio Andaluz entre el VI y II Milenios ANE*. Consejería de Cultura (Junta de Andalaucía. Sevilla, 346 pp.

Mederos, A., (1996). La cronología absoluta de Andalucía Occidental durante la Prehistoria Reciente (6100-850 AC). *Spal,* 5: 45-86. https://doi.org/10.12795/spal.1996.i5.03

Miguel de, F., Morales, A. (1984). Catálogo para una unificación de las medidas del esqueleto postcraneal de los mamíferos en España. *Primeras Jornadas de Metodología de Investiga-*

ción Prehistórica. Ministerio de Cultura. Soria, 299-305.

Moral, F., Olías, M. Álvarez, G., Caro, J.A. (2015). Afección del embalse del Pintado al yacimiento arqueológico de la Cueva del Ocho (Cuevas de Santiago, Sierra Norte de Sevilla). IGME. Málaga, 491-501.

Moreno-García, M., Pimenta, C. M., Davis, S., Gabriel, S. (2003). A osteoteca: uma ferramenta de trabalho. *Trabalhos de Arqueologia*, 29: 235-261.

Munsell, C. (1990). *Munsell soil color charts*. Koll Morgen Instrument Corporation. Maryland.

Nocete, F. (Coord.) (2004). Odiel, Proyecto de Investigación Arqueológica para el análisis del Origen de la Desigualdad Social en el Suroeste de la Península Ibérica. *Arqueología Monografías*, 19. Dirección General de Bienes Culturales, Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía, Sevilla.

Oms, X., Bargalló, A., Chaler, M., Fontanals, M., García, M.S., López, J., Morales, J.I., Nievas, T., Rodríguez, A., Serra, J., Solé, A., Vergés, J.M. (2008). La Cova Colomera (Sant Esteve de la Sarga, Lleida), una cueva-redil en el Prepirineo de Lérida. Primeros resultados y perspectivas de futuro. En: *IV Congreso del Neolítico Peninsular* (M.S. Hernández, J.A. Soler, J.A. López, Eds.). Museo Arqueológico de Alicante. Alicante, 230-237.

Pajuelo, A., Caro, J.A., Borja, C., Álvarez, G., Díaz del Olmo, F., Recio, J.M. (2016). Avance del estudio arqueozoológico del Perfil A de la Cueva del Ocho (Cazalla de la Sierra, Sevilla) en el Neolítico antiguo. *VI Congreso del Neolítico en la Península Ibérica. Los cambios económicos y sus implicaciones sociales durante el Neolítico de la Península Ibérica (libro de resúmenes)*. Universidad de Granada.

Pales, L., Lambert, C. (1971). *Osteologique des Mammifères du Quaternaire. I. Les Membre. Herbivores e Carnivores.* Editions du CNRS, Paris.

Pellicer, M., Acosta, P. (1982). El Neolítico Antiguo en Andalucía Occidental. *Le Néolithique Ancien Méditerranéen: Actes du Colloque International de Préhistoire*. Montpellier, 49-60.

Pérez-Ripoll, M. (1992). *Marcas de carnicería, fracturas intencionadas y mordeduras de carnívoros en huesos prehistóricos del Mediterráneo español*. Diputación Provincial de Alicante. Alicante.

Polo, A., Fernandez-Eraso, J. (2008). Resultados preliminares del estudio del establo neolítico de Los Husos II (Elvillar-Álava). *Cuaternario y geomorfología*, 22(3-4): 159-171.

Primo, E., Carrasco, J.M. (1973). *Química Agrícola. I. Suelos y fertilizantes*. Edit. Alhambra, 472 pp.

Prummel, W., Frisch, H. J. (1986). A guide for the distinction of species, sex and body side in bones of sheep and goat, *Journal of Archaeological Science*, 13: 567-577. https://doi.org/10.1016/0305-4403(86)90041-5

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Warren Beck, J., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes. P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, 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., Plicht, J. van der (2013). Intcal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4):1.869-1.887. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947

Rodríguez Vidal, Díaz del Olmo, F. (1994). Macizo Hespérico Meridional. En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, Ed.). Rueda. Madrid, 101-122.

Sanz, S. (2015). Paisajes de la neolitización en Andalucía. En: *V Congreso de Neolítico Peninsular* (V.S. Gonçalves, M. Diniz, A.C. Sousa, Eds.). Lisboa, 108-113.

Schmid, E. (1972). *Atlas of Animal Bones. For Prehistorians, Archaeologists and Quaternary Geologists*. Elsevier. Amsterdam.

Sims J. R., Haby, V.A. (1971). Simplied colorimetric determination of soil organic matter. *Soil Science*, CXII: 137-41. https://doi.org/10.1097/00010694-197108000-00007

Soils Survey England and Wales (1982). *Soil Survey laboratory methods*. Technical Monogr. nº6. Harpenden (England), 83 pp.

Talma, A.S., Vogel, J.C. (1993). A simplified approach to calibrating C14 dates. *Radiocarbon*, 35(2): 317-322. https://doi.org/10.1017/S0033822200065000

Taylor, R., Garcia-Rivero, D., Cascalheira, J., Bicho, N. (2017). Technological diversity of the Early Neolithic pottery of Muge (Portugal): the case study of Cabeço da Amereira. En *The exploitation of raw materials in Prehistory: sourcing, processing and distribution*. Cambridge Scholars Publishing: 432-448.

Taylor, R., García-Rivero, D. (2020). Evidencias sobre el posible contexto del horizonte *impresso* en la cueva de la Dehesilla: caracterización ce-

rámica y definición respecto al Neolítico antiguo andaluz tradicional. En S. Pardo-Gordó, A. Gómez-Bach, M. Molist, J. Bernabeu (Eds.), *Contextualizando la cerámica impressa: Horizontes culturales en la península Ibérica*. UAB. Barcelona, 159-172.

USDA (1973). *Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sódicos*. Limusa. México, 172 pp.

Vera, J.C, Linares, J.A., Martín, D., Camalich, Mª.D., González, P. (2009). Los inicios de la producción de alimentos en Huelva. Pasado y Presente. En: J.F. Gibaja y A.F. Carvalho (Eds.), *Os últimos caçadores-recolectores e as primeiras comunidades produtoras do sul da Península Ibérica e do norte de Marrocos*. *Promontoria Monográfica*, 15: 119.129.

Vergès, J.M., Allué, E., Angelucci, D.E., Burjachs, F., Carrancho, A., Cebriá, A., Expósito, I., Fontanals, M., Moral, S., Rodríguez, A., Vaquero, M. (2008). Los niveles neolíticos de la cueva de El Mirador (Sierra de Atapuerca, Burgos): nuevos datos sobre la implantación y el desarrollo de la economía agropecuaria en la submeseta norte. En: *IV Congreso del Neolítico Peninsular* (M.S. Hernández, J.A. Soler, J.A. López, Eds.). Museo Arqueológico de Alicante. Alicante, 418-27.

Recibido el 26 de mayo de 2021
Aceptado el 15 de noviembre de 2021

Cuaternario y Geomorfología
ISSN: 0214-1744
ISSNe: 2695-8589

www.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/

Tabla cronoestratigráfica del Cuaternario de la península ibérica (v 3.0): Nuevos datos estratigráficos, paleontológicos y arqueológicos

Chronostratigraphic chart for the Quaternary of the Iberian Peninsula (v 3.0): New stratigraphic, palaeontologic, and archeologic data

Silva, P.G. [(1)]; Bardají, T. [(2)]; Baena-Preysler, J. [(3)]; Giner-Robles, J.L. [(4)]; Van der Made, J. [(5)]; Zazo, C. [(6)] Rosas, A. [(5)]; Lario, J. [(7)]

(1) Dpto. Geología, Universidad de Salamanca, Escuela Politécnica Superior Ávila, Ávila, España. pgsilva@usal.es
(2) U.D. Geología. Universidad de Alcalá. Alcalá de Henares (Madrid), España. teresa.bardaji@uah.es
(3) Depto. Prehistoria y Arqueología. Universidad Autónoma de Madrid, Cantoblanco, Madrid. javier.baenal@uam.es
(4) Dpto. Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, Cantoblanco, Madrid. jorge.giner@uam.es
(5) Dpto. Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid.
jvdm538@mncn.csic.es ; arosas@mncn.csic.es
(6) Dpto. Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. Madrid. mcnzc65@nncn.csic.cs
(7) Dpto. Ciencias Analíticas, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED). Madrid. Javier.Lario@ccia.uned.es

Resumen

La tercera edición de la Tabla Cronoestratigráfica del Cuaderno de la península ibérica (v 3.0) sustituye a las versiones más antiguas editadas en 2007 (v 1.0) y 2009 (v 2.0). Desde esta fecha la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS), y más concretamente la Subcomisión de Estratigrafía del Cuaternario (SQS), ha estado trabajando tanto en la definición del Periodo Cuaternario como en sus subdivisiones, aportando nuevos GSSP (Global Stratotype Section and Points) para los mismos. La nueva tabla incluye los GSSPs recientemente aprobados para la subdivisión de la Serie Holocena (Groenlandiense, Norgripiense y Meghalayense), así como el nuevo piso Chibaniense (774,1 - 128,0 ka) ratificado por la IUGS a principios del 2020, que sustituye al Pleistoceno medio. Esta versión 3.0 también incluye todas las modificaciones y correcciones que han surgido desde entonces, incluyendo la actualización de datos, fechas y dataciones para los yacimientos paleontológicos y/o arqueológicos más representativos de la península. Asimismo, se ha revisado la extensión de los diferentes periodos climáticos considerados para Europa central y Alpes ajustándose a las biozonas de mamíferos y las faunas asociadas. La extensión de estas últimas ha de entenderse referida a Europa central y meridional no solo a la península ibérica. En la distribución temporal de periodos de la prehistoria y complejos tecno-culturales asociados se diferencia entre el continente africano y europeo. De la misma forma

https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.89346

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

la sucesión de especies de homininos se centra también en estos dos continentes. Esta revisión ofrece una lista de referencias actualizada, así como una versión digital interactiva que se implementará próximamente.

Palabras clave: Cuaternario; Cronoestratigrafía; Fauna; Prehistoria; Yacimientos; península ibérica.

Abstract

The third edition of the Chronostratigraphic Chart for the Quaternary of the Iberian Peninsula (v 3.0) substitutes the older 2007 and 2009 versions. The International Commission on Stratigraphy (ICS), and more specifically the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (SQS), has been working since 2009 both in the formal definition of the Quaternary status and its subdivisions, based on formally approved GSSP's (Global Stratotype Section and Points). This new Chart includes the recently approved GSSPs for the subdivisions of the Holocene epoch (Greenlandian, Northgrippian and Meghalayan stages) and the Chibanian stage, that replaces the former Middle Pleistocene (774,1 - 128,0 ka) ratified by the IUGS in the year 2020. This 3.0 chart also includes all the modifications and corrections that have arisen since then, including the updating of data and dates for the most representative paleontological and/or archaeological sites of Spain. Likewise, the extension of the different climatic periods considered for Central Europe and the Alps has been revised and adjusted to updated mammal biozones and associated faunas. The extension of these faunas is referred to central and southern Europe and not only to the Iberian Peninsula. In the temporal distribution of prehistoric periods and associated techno-cultural complexes, a distinction is made between the African and European continents. In the same way, the succession of hominin species is also focused on these two continents. This revision contains an updated reference list and an interactive digital version to be consulted from electronic devices (Computers, tablets, mobile phones, etc.).

Key words: Quaternary; Chronostratigraphy; Fauna; Prehistory; Archaeological sites; Iberian Peninsula.

1. Introducción

La Tabla Cronoestratigráfica del Cuaternario de la península ibérica se elaboró inicialmente como parte de las actividades organizadas por AEQUA, en torno a la celebración del Año Internacional del Planeta Tierra (2008). Posteriormente, tras la ratificación del nuevo GSSP para la base del Periodo Cuaternario en 2,588 Ma y la incorporación del Gelasiense (antiguo piso Plioceno) al Pleistoceno inferior (Walker *et al*., 2009), se procedió a su reedición (v 2.0) durante la celebración de la VII Reunión de Cuaternario Ibérico en Faro, Portugal (Silva *et al*., 2009). La versión 3.0 no solo incluye todas las modificaciones que han ido surgiendo, sino que también se ha actualizado la escala geocronológica incluyendo los nuevos límites cronoestratigráficos y correspondientes GSSPs para el Holoceno y el Pleistoceno medio oficialmente ratificados por la ICS (lnternational Commission on Stratigraphy) recientemente.

La Tabla incluye dos tipos de datos. En primer lugar, se introducen las subdivisiones formales, cronoestratigráficas/geocronológicas, así como diferentes escalas (escala paleomagnética, escala isotópica del oxígeno $\delta^{18}O$, curvas insolación) internacionalmente reconocidas y las biozonaciones marinas y continentales tradicionalmente admitidas y utilizadas en nuestro territorio. En segundo lugar, se han introducido todos aquellos datos concretos de yacimientos localizados en la península ibérica (parte española), relacionados con la evolución faunística y humana, que pueden ser ubicados cronológicamente dentro de esta escala y tengan un especial significado, resaltando que muchos de ellos han sido declarados Patrimonio de la Humanidad por la UNESCO. En tercer lugar, se introducen los códigos de colores (RGB y CMYK) asignados internacionalmente al periodo Cuaternario y sus series y nuevos pisos en las tablas cronoestratigráficas y cartografías geológicas

internacionales promovidas por la ICS (e.g. Cohen *et al*., 2013). Estos códigos de colores se comparan con las escalas de grises que se utilizan en la cartografía geológica oficial de nuestro país (Plan MAGNA), discutiéndose su representación y/o representatividad en nuestro territorio. En cuarto lugar, se ha desarrollado una versión digital interactiva para su implementación en dispositivos electrónicos móviles (tablets, smartphones, etc.) que se irá poniendo a disposición del público de forma gratuita a lo largo del año 2021. Aunque la nueva versión de la tabla se ha incluido en el presente volumen, su resolución gráfica no es óptima, pero podrá descargarse libremente desde la web oficial de AEQUA (www.aequa.es), donde también están disponible las dos versiones anteriores. Dada la naturaleza del trabajo, la nueva tabla cronoestratigráfica estará sujeta a futuras actualizaciones según se vayan ratificando los GSSP pendientes, se adopten otros nuevos (p.ej. Antropoceno, en su caso) y vaya aumentando la información paleontológica y arqueológica en nuestro territorio. La nueva versión de la tabla se presentó oficialmente durante el primer *"1er Simposio de Cuaternario Ibérico"*, que tuvo lugar dentro del marco del X Congreso Geológico de España durante el mes de julio de 2021 en Vitoria (Euskadi). De forma complementaria, el presente artículo presenta información resumida y actualizada sobre, eventos, yacimientos y faunas más representativos en nuestro territorio para los pisos del Pleistoceno y Holoceno.

2. El comienzo del Periodo Cuaternario: Pleistoceno inferior (Gelasiense y Calabriense)

Tras algo más de dos décadas del establecimiento del inicio del Cuaternario en el GSSP de Vrica, (Sicilia, Italia) en 1,8 Ma (Aguirre y Passini, 1985), en el año 2009 la IUGS recoloca el límite Neógeno-Cuaternario en 2,58 Ma coincidiendo con la base del piso Gelasiense, antiguamente considerado como el piso más alto del Plioceno (Gibbard y Head, 2010). La propuesta aprobada por la IUGS, elaborada por la Subcomisión de Estratigrafía del Cuaternario (SQS) de la ICS y apoyada desde INQUA (International Union for Quaternary Research), se apoyaba en la publicación de Ogg y Pillans (2008) que resaltaba los siguientes puntos para la nueva posición del límite:

(a) La base del Sistema/Período Cuaternario debe coincidir con los primeros indicios de glaciaciones en el hemisferio norte, esto es a los 2,58 Ma, (MIS 103). Por tanto, el límite Neógeno-Cuaternario debe coincidir con el GSSP de la base del Gelasiense (que hasta el año 2009 constituía el piso más alto de la serie pliocena).

(b) La base del Pleistoceno debe coincidir con la base del Cuaternario (es decir con el GSSP del Gelasiense).

(c) El GSSP de Vrica (1,8 Ma), que anteriormente definía la base del Pleistoceno y del Cuaternario, se mantiene como la base del Calabriense, que constituiría el segundo piso (tras el Gelasiense) de la serie Pleistocena.

Partiendo de estas premisas, el antiguo Pleistoceno inferior queda reemplazado y subdividido por los nuevos pisos "Gelasiense" y "Calabriense" (Fig. 1). Los datos genéricos sobre todos los GSSPs de la Serie Pleistocena quedan resumidos en la Tabla 1.

2.1. Piso Gelasiense (Gelasian)

El GSSP correspondiente al Monte San Nicola se sitúa en la base del estrato margoso que recubre un importante nivel de sapropel conocido como el "Estrato Nicola". Este estrato corresponde al "Precession-Related Sapropel 250" del Mediterráneo (MPRS 250), cuyo punto medio tiene una edad astrocronológica de 2,588 Ma (Rio *et al.,* 1998). El GSSP se sitúa en la parte superior del "Estrato Nicola", y asumiendo que este sapropel representa una duración de 7-10 ka, y está completamente conservado en esta localidad sin procesos de combustión que lo degraden, la edad del GSSP sería por lo tanto unos 3,5-5,0 ka más joven que la edad del punto medio, que redondean-

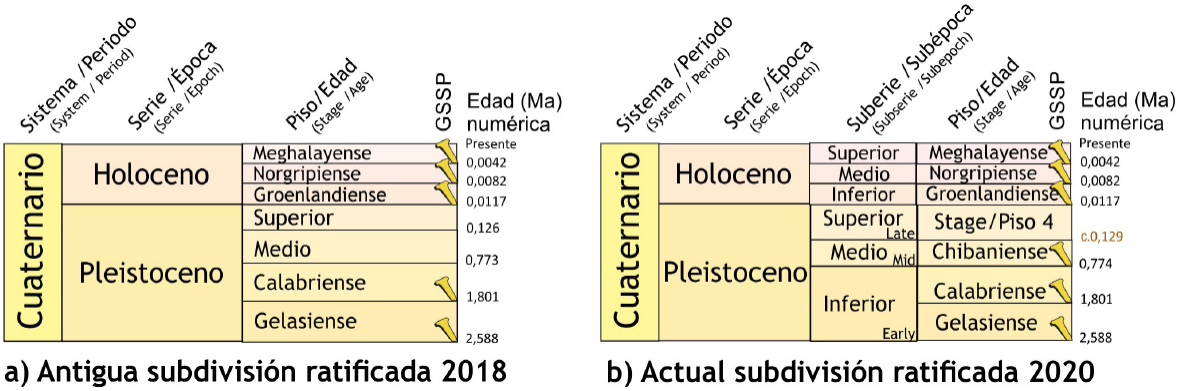

Figura 1. Intervalo del Cuaternario en la tabla cronoestratigráfica Internacional del ICS mostrando: a) la subdivisión estratigráfica hasta mayo de 2019, y b) el esquema actualmente ratificado. La edad anterior para la base del Pleistoceno medio (0,773 Ma) se basa en la del límite Matuyama-Brunhes mientras que su edad actual (0,774 Ma) es la del GSSP de Chiba que se produce antes, 1,1 m por debajo de este límite. La edad provisional actual para la base del Pleistoceno superior (ca. 0,129 Ma) refleja un fuerte aumento de las temperaturas justo antes del máximo calentamiento durante el Último Interglaciar (Head, 2019) aunque no está ratificado. Consultar tabla 2 para el código de colores. Traducido y Modificado de Head *et al*. (2021).

Figure 1. Quaternary interval of the ICS International Chronostratigraphic Chart showing: a) the scheme as of May, 2019, and b) the now ratified scheme. The previous age for the base of the Middle Pleistocene (0.773 Ma) is based on that of the Matuyama-Brunhes boundary whereas its current age (0.774 Ma) is that of the Chiba GSSP which occurs before, 1.1 m below this boundary. The current provisional age for the base of the Upper Pleistocene (ca. 0.129 Ma) reflects a sharp rise in temperatures just before peak warming during the Last Interglacial (Head, 2019), but still not ratified. See Table 2 and text for colour coding. Translated and modified from Head et al. *(2021)*

do ofrece una edad de 2,588 Ma que es la aceptada actualmente (Gibbard y Head, 2010).

Actualmente no se dispone de un registro isotópico de foraminíferos para la sección de San Nicola, pero la abundancia relativa del foraminífero planctónico *Globigerinoides ruber* se utiliza aquí como sustituto de la estratigrafía isotópica marina, situando el nivel correspondiente al GSSP dentro del Estadio isotópico marino MIS 103 (Rio *et al.,* 1998). La posición y el nivel preciso del GSSP no se pueden establecerse en función de los datos aportados por estos autores, pero como el GSSP se sitúa a techo del nivel de sapropel MPRS 250, y dado que los puntos medios de los niveles de sapropel mediterráneos se retrasan alrededor de unos tres mil años con respecto a los máximos de insolación (Head *et al.,* 2021), el GSSP debería ocurrir dentro de la parte anterior o media del MIS 103. Teóricamente este GSSP se sitúa aproximadamente en el límite Gauss-Matuyama, aunque la posición de esta inversión es todavía desconocida en Monte San Nicola (Head, 2019). Los datos aportados por estos autores claramente indican una significativa falta de datos paleomagnéticos e isotópicos en el posicionamiento de este GSSP, con una indeterminación de entre 3 y 5 ka en la edad precisa del GSSP de la base del Gelasiense y, por ende, de la del Periodo Cuaternario.

El Gelasiense tiene una duración de 782 ka que representa aproximadamente el 35% del Periodo Cuaternario (Silva *et al*., 2017a). Los datos sobre este periodo en la península ibérica son escasos y a grandes rasgos puede decirse que su inicio coincidiría con el comienzo de la disección fluvial de las grandes cuencas neógenas de la península e instalación de los grandes valles de la vertiente atlántica (Silva *et al*. 2017b), datándose los primeros niveles de terraza mediante cosmogénicos (^{10}Be-^{26}Al) en torno a los 2,42-2,36 Ma (Karampaglidis *et al*., 2020), esto es nada más dar comienzo el Cuaternario. No obstante, en la península no existen datos geocronológicos fiables para este piso inferior del Pleistoceno y las atribuciones de yacimientos a esta edad son fundamentalmente bioestratigráficas (microma-

míferos) apoyadas en la mayor parte de los casos por secuencias paleomagnéticas. Los materiales geológicos pertenecientes a este piso corresponden aproximadamente con las grandes unidades etiquetadas como "plio-pleistoceno" en los mapas geológicos de la serie Magna, estando en la actualidad mal definidos cartográficamente. En su gran mayoría corresponden a grandes depósitos de piedemonte de tipo raña, así como a las primeras terrazas fluviales de los valles del Tajo, Duero y Guadalquivir (Silva *et al*., 2017a). La excepción a estas situaciones lo constituyen los grandes rellenos fluvio-lacustres de las cuencas de Cullar, Baza y Guadix (Granada) en la Cordillera Bética donde se encuentran los yacimientos de Fonelas, en la actual cuenca del río Frades, con cronología que oscilan entre los 2,3-2,5 y los 1,8 Ma (Arribas, 2008). Fonelas, junto con los yacimientos de Puebla de Valverde (Teruel) y Villarroya (La Rioja) son de los yacimientos de vertebrados más importantes en el Sur de Europa para este periodo y los más antiguos de la península ibérica. En general, estos yacimientos poseen ejemplares de las últimas faunas pliocenas (*Hipparion*, *Anancus*, etc.) y las primeras faunas inmigrantes pleistocenas, como *Mamuthus meridionalis*, *Equus*, canidos, rinocerontes, hienas y diferentes tipos de felinos de pequeñas y grandes dimensiones (Arribas *et al.*, 2009; Mazo y Van der Made, 2012). La datación de estos yacimientos se ha realizado mediante series paleomagnéticas y sus niveles más modernos se sitúan en el subchron magnético normal de Olduvai (1,94-1,77 Ma) ya en tránsito hacia el Calabriense (Hilgen *et al.,* 2012).

Por su importancia dentro de los yacimientos de vertebrados del Plioceno y Pleistoceno peninsular el yacimiento de "Fonelas P-1" está declarado como "Lugar de interés geológico internacional" (Geosite) por el IGME bajo la denominación de VP014: Fonelas P-1 (Arribas, 2008). Por su parte, el yacimiento de Villarroya es el yacimiento cuaternario de mayor edad en la península ibérica, presenta una amplia diversidad de rumiantes y carnívoros, así como uno de los últimos representantes europeos del équido *Hipparion* (Alberdi *et al.,* 2016). La localidad fósil clásica con restos de *Hipparion* se correlaciona en el subchron Reunión I (2,19-2,44 Ma.) por encima del límite Gauss/Matuyama en la sección magneto- estratigráfica (Pueyo *et al.,* 2016) situándolo en la biozona de mamíferos MN17. Sin embargo, el contenido fósil del yacimiento paleontológico lo sitúa claramente en la biozona MN16 justo por debajo del límite Plio-Pleistoceno, sugiriendo una edad algo más antigua (Alberdi *et al.,* 2016). Estas cronologías son las que se asignaban genéricamente al *"Plio-Pleistoceno"* o al *"Villafranquiense"*. Este último, es un término ya obsoleto, aunque relativamente común en la literatura bioestratigráfica continental europea en general y española en particular. Desafortunadamente, muchas veces se ha utilizado de forma errónea, asignando al *"Villafranquiense"* el rol de piso estratigráfico continental, malinterpretando totalmente su entidad como simple unidad biocronológica (Rook y Martínez-Navarro, 2010). Estos autores indican que esta etapa se prolongó entre 3,5 y 1,1 M.a., abarcando el final del MN16 y todo el MN17.

En lo que respecta a los depósitos marinos y litorales tenemos un panorama similar, donde las series pliocenas y pleistocenas han sido caracterizadas mediante microfauna y paleomagnetismo en distintos sectores, fundamentalmente en el litoral mediterráneo (Bardají *et al.,* 1997; Guerra- Merchán *et al.,* 2019). A nivel global, el Gelasiense se caracteriza por un enfriamiento progresivo, la diversificación de homininos de los géneros *Australopithecus* y *Paranthropus* en África, así como la aparición de los primeros representantes del género Homo (*Homo habilis* y *Homo rudolfensis*), aunque algunos autores los incluyen dentro del género *Australopithecus* (Collard y Wood, 2007). Con ellos también aparece la primera industria lítica Olduvayense (modo técnico 1), siendo los yacimientos estrella los que se sitúan en la garganta de Olduvai en África Oriental con cronologías en torno a los 2,3-2,0 Ma. Poco antes de concluir este primer piso del Cuaternario tuvo lugar la extinción final del género Australopithecus en África. En Espa-

ña no existe registro lítico o paleontológico humano atribuible al Gelasiense.

2.2. Pleistoceno inferior: Piso Calabriense (Calabrian)

La base del Calabriense se establece en 1,8 Ma en el GSSP de la Sección Tipo de Vrica (Calabria, Italia), coincidiendo con el antiguo límite Plio-Pleistoceno definido por Aguirre y Pasini (1985) vigente hasta el año 2009 (Silva *et al*., 2009). Posteriormente, en 2011 es adoptado y ratificado por la UIGS como GSSP de la base del Calabriense (Cita *et al*., 2012). El límite Gelasiense-Calabriense se sitúa prácticamente al final del subchron paleomagnético de polaridad normal de Olduvai (C2n), encontrándose c. 8 m por debajo del techo de tal significativa inversión magnética en Vrica (Cita *et al*., 2012). En detalle, el GSSP del Calabriense se sitúa en la base de un nivel guía de arcilla "*bed e*" suprayacente al nivel de Sapropel Mediterráneo MPRS 176 con una edad astronómica de 1,806 Ma coincidente con el tránsito de los estadios isotópicos marinos MIS 65 - MIS 64 (Cita *et al*., 2012). Este nivel se caracteriza por la entrada de fauna fría de origen ártico en el Mediterráneo, incluyendo el foraminífero bentónico *Hyalinea balthica* y el molusco *Artica islandica (*Aguirre y Pasini, 1985*),* los cuales se utilizan como los marcadores secundarios. Estos marcadores incluyen bioeventos de plancton calcáreo de taxones ampliamente distribuidos. El límite cae entre la mayor presencia de *Discoaster brouweri* (abajo) y la ocurrencia más baja de la *Neogloboquadrina pachyderma* patrón de enrollamiento siniestro (arriba), y por debajo de las ocurrencias más bajas de *Gephyrocapsa oceanica* y *Globigerinoides tenellus* (Cita *et al*., 2012). Estos criterios, fácilmente identificables en sondeos oceánicos, series litorales y marinas emergidas, son de nula aplicación en series continentales. En estas últimas los datos paleomagnéticos, biozonas de mamíferos (p.ej. zonas MQ de Agustí *et al*., 2001) y más recientemente dataciones por cosmogénicos, ESR o K/Ar (materiales volcánicos) son de mayor utilidad. De forma orientativa la base del Calabriense prácticamente coincide con el tránsito entre las biozonas MQ1 y MQ2 establecida en c. 1,78 Ma por Agustí *et al*. (2001).

El Calabriense posee una duración de algo más de 1 Ma, culminando aproximadamente en la inversión Matuyama/Brunhes donde se ha localizado el GSSP para el Chibaniense (Pleistoceno Medio; Suganuma *et al*., 2018). El comienzo del Calabriense se caracteriza por la aparición en África Oriental del género *Homo ergaster u Homo erectus,* que recientes determinaciones paleomagnéticas y radiométricas (K/Ar) en el yacimiento de Koobi Fora (Tanzania) sitúan su aparición en el tramo final del subchron magnético normal de Olduvai en aproximadamente 1,7 Ma (Lepre y Kent, 2010). Estos, representados por los restos craneales (KNM-ER 2598 y KNM-ER 3732), constituyen la primera evidencia fósil de *"hominínos de gran envergadura"* en el registro geológico a nivel mundial. Casi inmediatamente, entre 1,6 y 1,5 Ma, aparece el Modo técnico 2 (Achelense) en África, así como las primeras evidencias de fuego controlado en Koobi Fora (Hlubik *et al*., 2019). Entre 1,4 - 1,2 Ma se registran las primeras migraciones humanas hacia Europa (*H. erectus*) coincidiendo con el comienzo de un cambio faunístico importante y la llegada de bisontes y *Equus altidens*, indicando un paisaje más abierto. Aunque existen migraciones de fauna africana hacia Europa desde hace unos 2,0 - 1,8 Ma (i.e. *Elephas antiquus, Hippopotamus, Panthera*), es durante el final del Calabriense cuando se diversifican en este territorio (Van der Made *et al*., 2017a). En estas fechas también se registra la desaparición de mamíferos típicamente Gelasienses de las biozonas MQ1 y MQ2 como por ejemplo *Equus stenonis* y *Leptobos*. En la península ibérica se registran los primeros restos de hominínos fósiles en los yacimientos de la cuenca de Guadix-Baza, siendo característicos los yacimientos de Fuente Nueva 3, Venta Micena y Barranco León (Granada), con cronologías que oscilan entre los 1,4 y 1,2 Ma. (Toro Moyano *et al*., 2013). En este último yacimiento, además, se documenta la aparición de la industria de

modo técnico 1 (Olduvayense) más antigua de Europa. Estas industrias también empiezan a ser frecuentes en las terrazas fluviales altas (+70-100 m) de las cuencas del Duero, Tajo y Guadalquivir (Silva *et al.,* 2017a), donde son comunes industrias pre-achelenses sobre lascas (Rubio-Jara *et al.,* 2016) e incluso choppers de gran formato en el Guadalquivir (Baena *et al.,* 2005).

Con cronología más reciente entre c. 1,2 y 0,8 Ma tenemos los yacimientos de la Sima del Elefante (TE9 y TE7) y Trinchera-Dolina (TD4 y TD6) donde aparecen los restos más antiguos de *Homo* en Atapuerca (Burgos), como es la mandíbula de *Homo* sp. de TE9 datada mediante cosmogénicos y ESR en 1,22 ± 0,16 Ma (Carbonell *et al*., 2008; Duval *et al*., 2018), Los yacimientos TD6 y TD7 son los que cierran el piso Calabriense en la península con la aparición de *Homo antecessor* en TD6 fechado en una edad algo superior a 960 ka mediante ESR (Berger et al., 2008), mientras que la inversión Mauyama-Brunhes se localiza a techo de TD7 (Parés *et al*., 2013; Van der Made *et al.*, 2017b). La mayor parte de todos estos hallazgos son posteriores al subchron normal de Jaramillo, es decir, más jóvenes de 0,99 Ma, situándose entre los estadios isotópicos MIS 24 (frío) y MIS 19 (cálido), coincidiendo aproximadamente con el fin de la primera de las glaciaciones extremas en Europa (Günz). Esto coincide con el fin de lo que se denomina la *"Mid-Pleistocene Transition"* (MPT), donde el clima global pasa de estar dominado por los ciclos orbitales de precesión de 41 ka a los de oblicuidad de 100 ka (MPT; Clark *et al*., 2006). Dada su importancia, el Conjunto Arqueológico de Atapuerca fue declarado Patrimonio de la Humanidad por la UNESCO en el año 2000, siendo considerado un referente mundial para el estudio de la evolución humana. Por último, el yacimiento de La Boella (Tarragona) es el primero que presenta industria de tipo achelense muy arcaica (Modo técnico 2), que constituye la más antigua en la península ibérica y Europa, fechada en c. 0,9 Ma (Vallverdú *et al*., 2014), aunque los niveles más antiguos de Cueva Negra (Murcia) también poseen este achelense arcaico atribuible a *Homo heidelbergensis* que pueden alcanzar edades de hasta 0,99 Ma, según las dataciones más recientes (Walker *et al*., 2020).

3. El Pleistoceno medio: Chibaniense

El GSSP para la base del Pleistoceno medio fue aprobado por la IUGS en enero de 2020, localizándose en la Bahía de Chiba (Tokio, Japón; Fig. 2) con una edad de 774,1 ka (Suganuma *et al.,* 2020) y formalmente ratificado en septiembre de 2021 (Head *et al.,* 2021). Siguiendo las recomendaciones del Grupo de Trabajo de la SQS sobre el Límite del Pleistoceno inferior-medio realizadas en el Congreso Geológico Internacional de Florencia (2004) se adoptó el límite paleomagnético Matuyama-Brunhes para definir la base del Pleistoceno medio (Gibbard, 2015). Esta es una tradición establecida de largo entre los cuaternaristas ya que esta inversión representa un evento casi instantáneo detectable en secuencias marinas y continentales a lo largo de todo el globo, incluso en los sondeos de hielo de la Antártida (Okada *et al.,* 2017). En la sección de Chiba el GSSP se ha localizado 1,1 m por debajo del punto medio direccional de la inversión Matuyama-Brunhes, datada astronómicamente en 772,9 ka (Suganuma *et al*., 2018). En detalle se sitúa en la base de un nivel guía, la *"Capa de Tefra Ontake-Byakubi E"* (Byk-E bed). El GSSP tiene lugar justo al final del subestadio isotópico MIS 19c y tiene una edad astronómica estimada de 774,1 ka, que es coherente con una edad de circón U-Pb de 772,7 ± 7,2 ka del nivel guía de tefra (Head *et al.,* 2019). Por otro lado, la sección de Chiba constituye uno de los registros más detallados de la inversión Matuyama-Brunhes, contando además con un amplio conjunto de datos micropaleontológicos y geoquímicos antes y después de la mencionada inversión (Suganuma *et al.,* 2018) que también se observa en distintos afloramientos a nivel global y sondeos de hielo antárticos (Head *et al.,* 2021). Así pues, desde el 2020 el piso *"Chibaniense"* renombra al Pleistoceno Medio en la escala de tiempos geológica. Una amplia y reciente revisión de este nuevo GSSP que

Periodo	Serie	Piso	Edad (Ma)	Localización GSSP y Status	Nivel límite	Eventos
CUATERNARIO / QUATERNARY	Antropoceno (desde 1950 AD). **En discusión**: Será propuesto de manera formal próximamente					
	HOLOCENO	Meghalayense	4.250 b2k	**Espeleotema** KM-A de la Cueva Mawmluh, en el Estado de Meghalaya, al NE de la India. Ratificado en 2018 (Walker *et al.*, 2018) *25°15'44''N; 91°42'54''E*	Ruptura del crecimiento en la parte final de la **estalagmita KM-A** y recrecimiento anómalo posterior (Birbal Sahni Institute of Paleosciences, Lucknow, India).	**Climático** - Abrupta reducción en la precipitación (sequias) en el SE asiático, Oriente medio y Mediterráneo. Colapso generalizado de civilizaciones calcolíticas. Coincide con el **Evento 4,2 ka.**
		Norgripiense	8.236 b2k	**Testigo de hielo** NorthGRIP1 Groenlandia Central Ratificado en 2018 (Walker *et al.*, 2018) *75° 5'60"N; 40°19'12"O*	1228,67 m de profundidad en el **testigo de hielo NGRIP1** (Niels Bohr Institute, Universidad de Copenhague).	**Climático - brusco enfriamiento** tras un periodo de incremento de temperaturas. Coincide con el **Evento Bond B5 8,2 ka.**
		Groenlandiense	11.700 b2k	**Testigo de hielo** NorthGRIP2 Groenlandia Central Ratificado en 2008 (Walker *et al.*, 2009) *75° 5'60"N; 40°19'12"O*	1492,45 m de profundidad en el **testigo de hielo NGRIP2** (Niels Bohr Institute, Universidad de Copenhague).	**Climático – Fin** del episodio frío del **Younger Dryas**, reflejado en variaciones rápidas de isótopos del oxígeno y un incremento en los valores de deuterio. **Inicio del estadio Isotópico Marino MIS 1** (presente interglaciar).
	PLEISTOCENO SUPERIOR	***Piso/Stage 4*** Sin definir	0,129 BP	**GSSP sin definir** Ratificado provisionalmente con edad de c. 129 años BP (Head *et al.*, 2009)	Existen dos propuestas potenciales para definir el GSSP: # Golfo de Taranto, Sur de Italia, (Negri *et al.*, 2015). #Sondeo de hielo EPPIC Dome 3C de la base Concordia en la Antártida (Head *et al.*, 2020).	**Climático** – Base del último interglaciar: episodio Eemiense. Representa el **inicio del estadio isotópico marino MIS 5 (5e).**
	PLEISTOCENO MEDIO	***Chibaniense***	0,773 BP	**Secuencia estratigráfica** de la Bahía de Chiba, 55 km al Sureste de Tokio (Japón) Ratificado en 2020 (Head *et al.*, 2021). *35°17'39.6''N; 140°08'47.5''E*	Límite inferior de la **capa de tefra Byk-E** a techo de la **formación sedimentaria Kazusa Group.** Esta constituye una potente secuencia (3 km) de depósitos marinos arcillosos que contienen múltiples microfósiles, niveles de cenizas volcánicas y multitud de marcadores geoquímicos.	**Magnético** – GSSP **1,1 metros por debajo** de la **inversión Brunhes-Matuyama** (base del Chron 1n). Se sitúa justo por debajo del techo del **estadio isotópico marino del MIS 19c.**
	PLEISTOCENO INFERIOR	***Calabriense***	1,806 BP	**Secuencia estratigráfica** de Vrica, Calabria (Italia) Identificado en 1985 (Aguirre y Passini, 1985) Ratificado en 2011 (Cita *et al.* 2012) *39° 2'20.34"N; 17° 8'5.08"E*	Base del nivel de arcillas marinas que se encuentran **por encima del nivel marcador de sapropel 176**. Nivel de Sapropel Mediterráneo relacionado con los ciclos orbitales de precesión: MPRS 176.	**Magnético –** GSSP ca. **8 metros por debajo** del techo del subchron magnético de polaridad normal de **Olduvai** (C2n). Entrada de microfauna fría (ártica) en el Mediterráneo. Coincide con el tránsito de los **estadios isotópicos marinos MIS 64/65**.
		Gelasiense	2,588 BP	Sección del Monte San Nicola (Gela) Sicilia (Italia) Ratificado en 2009 (Gibbard *et al.*, 2009) 37° 8'48.84"N; 14°12'12.60"E	Base del nivel de margas que se encuentra por encima de la capa de **Sapropel Mediterráneo MPRS 250** denominada "Estrato Nicola". Nivel de Sapropel Mediterráneo relacionado con los ciclos orbitales de precesión: MPRS 250.	**Magnético** – GSSP entre ca. **0-3 metros por debajo** de la **Inversión Gauss-Matuyama** (límite C2r/ C2An) El nivel que contiene el GSSP se encuentra dentro del **estadio isotópico marino MIS 103**.

Tabla 1. Subdivisión cronoestratigráfica del Cuaternario y principales GSSP ratificados por la Comisión de Estratigrafía de la IUGS. Modificada de Silva *et al.* (2017a). Edades actualizadas de las nueva Tabla Estratigráfica Internacional de la IUGS en 2020. http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-01.pdf

Table 1. Stratigraphic subdivision of the Quaternary Period and main internal GSSPs ratified by IUG Stratigraphy Commission. Modified from Silva et al. *(2017a). Ages and dated updated from the new published IUGS International Stratigraphic Chart 2020. http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-01.pdf*

define el límite Pleistoceno inferior – medio, así como del estadio isotópico MIS 19 a nivel global, puede encontrarse en Head (2021). Finalmente, esta elección de la IUGS desplaza definitivamente a las secuencias italianas de Montalbano (mar Jónico) y Marche (mar Tirreno) que apoyaban las denominaciones de *"Ionniense"* y/o *"Marchiense"* para este piso (Gibbard, 2015).

En la península ibérica la inversión Matuyama-Brunhes se ha identificado en las terrazas medias de las cuencas del Tajo, Duero (Silva *et al*., 2017a) y del Guadalquivir (Baena *et al*., 2005), así como en los rellenos kársticos del sistema de yacimientos de Atapuerca en Burgos (Parés *et al*., 2017) o Cueva Negra en Murcia (Walker *et al*., 2020). Según estos últimos autores, en Cueva Negra (río Quípar) se documenta el primer uso del fuego en la península asociado a industria lítica achelense con una edad poco superior a la inversión Matuyama-Brunhes (780 ka). En lo que se refiere a yacimientos kársticos, es TD8 el que inaugura el Chibaniense en España. En este yacimiento se documenta ya la fauna típicamente pleistocena que aparece profusamente en la península, como es el caballo *Equus altidens*, el rinoceronte S*tephanorhinus etruscus*, el jabalí *Sus scrofa*, el gamo *Dama vallonnetensis*, el

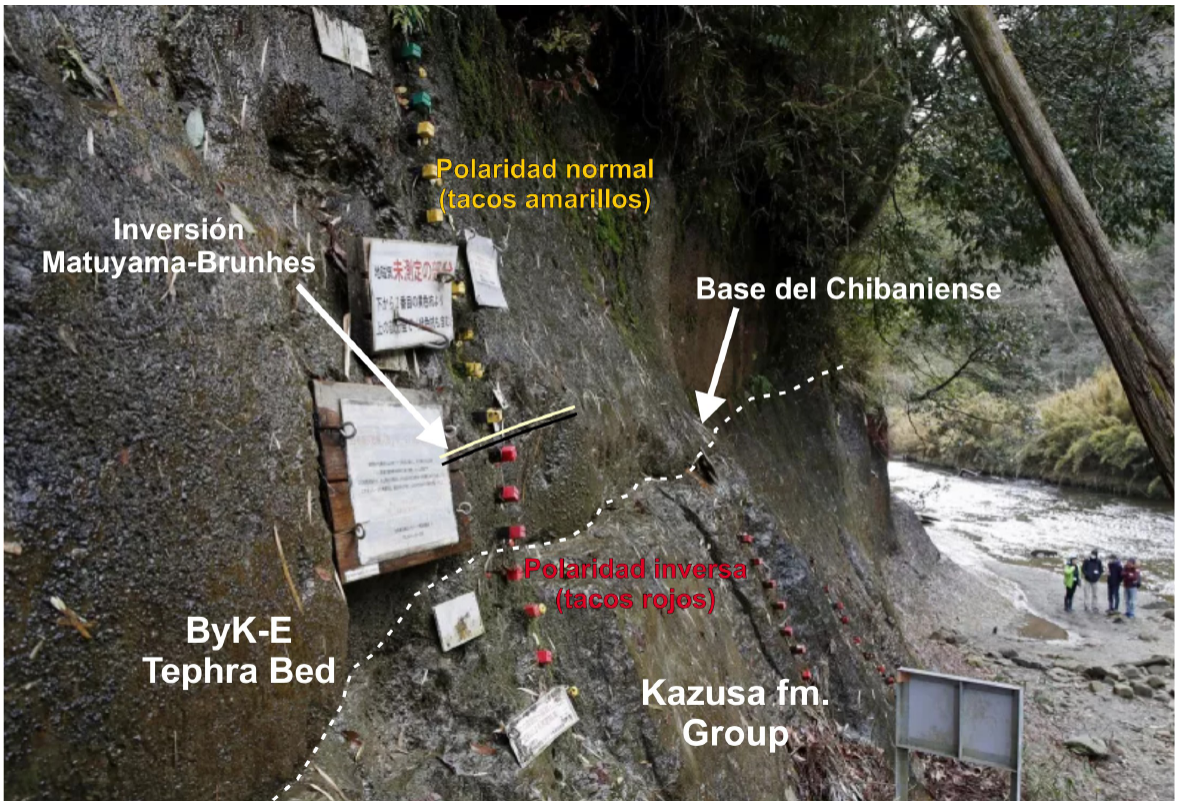

Figura 2. Fotografía del acantilado de la prefectura de Chiba (Tokio) donde se ha situado el GSSP para la base del Chibaniense (Pleistoceno medio) siguiendo el límite entre la capa regional de tefra Byk-E y la formación sedimentaria del Grupo Kazusa (línea discontinua blanca). Nótese que la inversión paleomagnética Matuyama-Brunhes (tacos rojos y amarillos) se sitúa 1,1 m por encima de la base del Chibaniense. Crédito de la imagen de fondo (Kyodo/Newscom). Modificada de la página web: https://www.livescience.com/new-geologic-age-chibanian.html

Figure 2. Photo of the cliffside in Japan's Chiba prefecture (Tokio) where the GSSP for the Chibanian Stage (Middle Pleistocene) is located along the contact between the ByK-E tephra bed and the underlying Kazusa sedimentary formation (dotted white line). Note that the Matuyama-Brunhes paleomagnetic reversal (read and yellow dots) is recorded 1.1 m above the base of the Chibanian. Background image credit (Kyodo/Newscom). Modified from: https://www.livescience.com/new-geologic-age-chibanian.html

ciervo rojo *Cervus elaphus*, el ciervo gigante *Eucladoceros giulii*, *Bison* y *Hippopotamus sp* (Van der Made *et al*., 2017b). Según estos autores, TD8 data del Pleistoceno medio más temprano (MIS 19) y difiere de las faunas posteriores en la retención del pequeño rinoceronte (*S. etruscus*) y el último representante del género *Eucladoceros*, diferenciándose de las faunas anteriores por la presencia de la hiena *hyaena rayata*.

En los valles fluviales, la inversión Matuyama-Brunhes se documenta en las terrazas a +60-55 m de altura relativa (Pérez-González *et al*., 2013; Moreno *et al.,* 2012) y ha servido tradicionalmente para separar los sistemas de terrazas altos (colgados) del Pleistoceno inferior de los más bajos (encajados y superpuestos) del Pleistoceno medio y superior. No obstante, en los sistemas de terraza, los hallazgos líticos y paleontológicos comienzan a ser abundantes a partir de los niveles de terraza situados a +40 m de altura relativa (Silva *et al*., 2017a), los cuales se desarrollan aproximadamente partir del MIS 11 (c. 400 ka). A partir de esas fechas se documenta una mezcla de conjuntos industriales claramente achelenses (bifaces hendedores, triedros y algunos útiles retocados sobre lasca), junto a otros en los que domina la producción de útiles sobre lasca, que algunos han considerado como un Paleolítico medio antiguo (PMA), y otros autores como el resultado de la evolución de los conjuntos olduvayenses previos (Baena *et al*., 2015; Santonja *et al*., 2016; Rubio-Jara *et al*., 2016). Todo ello ha llevado a pensar que el poblamiento de la península ibérica pudo ser el resultado de migraciones diversas y diacrónicas de diversos grupos humanos con tradiciones industriales diferentes que interactuaron de manera compleja en nuestro territorio. Ejemplos de estos son los yacimientos de Cuesta de la Bajada en Teruel, Atapuerca en Burgos y Bolomor en Valencia (Fernández Peris *et al.,* 2012).

El ya clásico yacimiento de la Sima de los Huesos (Atapuerca) constituye un hito paleontropológico con la colección de fósiles preneandertales (*H. heidelbergensis*) más amplia y completa a nivel mundial. Con un conjunto de fósiles pertenecientes al menos a 28 individuos, posee el 80% de los restos humanos del Chibaniense hallados hoy en día, y el mayor yacimiento humano a nivel Mundial (Bermúdez de Castro *et al.*, 2004). Por otro lado, en la Cueva de Bolomor se documentan las evidencias más antiguas de fuego controlado en la península y en el conjunto de Europa meridional que datan del estadio Isotópico MIS7c (c.230 ka; Vidal-Matutano *et al.,* 2017). Aparte de estos yacimientos kársticos, en las últimas fases del Chibaniense es cuando se documentan los yacimientos achelenses clásicos en las terrazas de los valles fluviales del centro de la península, como son los de San Isidro, Aldehuela, Áridos, Tafesa en Madrid y el de Pinedo en Toledo entre los niveles fluviales de +30-34 a 18-20 m sobre los cauces (López Recio *et al.,* 2015; Silva *et al.,* 2017a). Estos se documentan principalmente entre el MIS 11 y MIS 6 (c.400 - 130 ka) y, en la mayor parte de los casos, la industria lítica (bifaces de mediano y gran formato) se encuentra asociada a yacimientos paleontológicos con fauna de características cálidas como son *Palaeoloxodon antiquus*, *Stephanorhinus hemiothecus*, *Hippopotamus amphibious*, *Cervus elaphus o Megaloceros matritiensis,* especialmente abundantes entre el MIS 11 y MIS 9 en la región de Madrid (Silva *et al*., 2017b; Moreno *et al*., 2019; Van der Made, 2019).

4. El Pleistoceno superior

Todavía pendiente de definición, no existe un GSSP para la base de este piso (Stage 4 dentro del Cuaternario), pero se le ha asignado una edad provisional de c. 129 ka haciéndolo coincidir con el importante calentamiento relacionado con el inicio del último interglaciar al comienzo del estadio isotópico MIS 5 (Head, 2019; Gibbard, 2015). Desde el 12º Congreso de INQUA en Ottawa en 1987, se aprobó utilizar la base del MIS 5 (Terminación II) como guía principal para el límite Pleistoceno medio - superior. En la actualidad existen varias propuestas para establecer el GSSP de este último piso del Pleistoceno. La secuencia del sondeo de la *"Estación Terminal de*

Amsterdam" haciéndolo coincidir con la base del Eemiense (Gibbard, 2015), donde existen una serie de indicadores tanto bióticos como abióticos que parecen reflejar los primeros indicios de calentamiento, tras la fase fría "Saaliense". No obstante, existen otros dos candidatos potenciales que parecen tener más opciones para situar el GSSP, como son la sección Fronte de Taranto, Italia (Negri *et al*., 2015) y el sondeo de hielo antártico EPICA Dome C (Bazin *et al.,* 2013; Head, 2019; 2021). En el primer caso, el nuevo piso recibiría la denominación de *"Tarantiense"* promovida por los investigadores italianos desde la década de 1990. El término "*Tirreniense"* ha quedado totalmente descartado debido a su falta de valor cronoestratigráfico, ya que fue definido única y exclusivamente por la presencia de *Strombus bubonius* (ahora *Thetystrombus latus*), especie no exclusiva del Pleistoceno superior. En la web del *"World Register of marine Species"* (www.marinespecies.org) pueden consultarse estos cambios de denominación del taxón.

4.1. El último interglaciar

En la península, la parte inicial del Pleistoceno superior es una de las mejores documentadas, tanto en niveles de terrazas marinas como continentales. Esto es, los depósitos correspondientes al último interglaciar (MIS 5). Los depósitos litorales correspondientes a los subestadios isotópicos 5e, 5c y 5a se encuentran claramente identificados y datados mediante series de Uranio (Th/U), en las costas del sureste peninsular, Golfo de Cádiz y archipiélagos Balear y Canario en los trabajos de Zazo *et al.* (2002; 2003; 2013) y Bardají *et al.* (2009), que pueden considerarse las síntesis más significativas. Estas terrazas marinas se caracterizan por la presencia de fauna cálida senegalesa cuyo principal representante es el gasterópodo marino *Thestystrombus latus* (antes *Strombus bubonius)* que, aunque se registra localmente en interglaciares previos (MIS 7, MIS 9) tanto en la península como en Baleares, adquiere su máxima expansión a lo largo del este interglaciar, desapareciendo definitivamente de la cuenca mediterránea al final del MIS 5. Lo mismo ocurre con las faunas continentales cálidas correspondientes al último interglaciar (similares a las del Chibaniense), con importantes yacimientos paleontológicos y arqueológicos en los valles del sector central de la península, que aparecen fundamentalmente en las terrazas situadas a +18-20 y +15m de altura relativa sobre los cauces (Silva *et al.,* 2017b). En estas terrazas es donde se registran los últimos suelos rojos mediterráneos en las secuencias fluviales (Roquero *et al.,* 2015) y se produce el tránsito entre el Paleolítico inferior (Achelense) y medio (Musteriense). Esto último, indica la creciente presencia de poblaciones neandertales en el centro peninsular con importantes yacimientos en el valle del Manzanares (Madrid; e.g. Panera *et al*., 2014). A nivel global el último interglaciar prácticamente cierra con la aparición de los primeros conjuntos de arte rupestre en la costa sudafricana, siendo notables las pinturas y elementos artísticos recuperados de la Cueva de Blombos datados entre 83 y 77 ka BP (Henshilwood *et al.*, 2002). En el continente africano el MIS 5 registra la expansión de *Homo sapiens* y el comienzo del Paleolítico superior. Por el contrario, *H. sapiens* (y con él, el Paleolítico superior) no penetra en Europa y en la península ibérica hasta bien entrado este periodo. El final del último interglaciar viene marcado en la península ibérica por las importantes pistas y huellas fósiles de grupos de grandes mamíferos (Neto de Carvalho *et al.*, 2020) y neandertales (Mayoral *et al.*, 2021), recientemente descubiertas en paleosuelos en las cercanías del Parque Nacional de Doñana en Huelva (Golfo de Cádiz).

4.2.El final del Pleistoceno superior y la última glaciación

El último interglaciar se caracteriza por la expansión de las poblaciones neandertales que perviven en la península durante los comienzos del último periodo glacial (Glaciación del Würm), que se desarrolla desde el estadio isotópico MIS 4. Se conocen más de un centenar de asentamientos neandertales en la

península, pero es destacable el yacimiento de la Cueva del Sidrón (Asturias), donde se conservan los fósiles de 13 individuos y escasa industria musteriense (Rosas *et al.*, 2016; Cañaveras *et al.*, 2018). Este yacimiento posee una edad media de c. 40 ka BP determinada por diferentes métodos, edad que coincide con la desaparición de los neandertales en el sur del continente europeo. Sin embargo, las últimas poblaciones neandertales se refugian en el sur de la península, siendo los yacimientos de Zafarraya (Málaga) y Gibraltar los que poseen edades aparentemente más recientes de hasta 30-27 ka BP. Estas poblaciones de neandertales sureños acaban extinguiéndose durante el estadio isotópico MIS 3 (Finlayson *et al.,* 2006; Carrión *et al.,* 2018), lo que supone para la península ibérica otro hito paleoantropológico a escala global. Por lo demás, durante el MIS 4, penetra el *H. sapiens* en la península y comienza la aparición de faunas frías como los mamuts, rinocerontes lanudos, bisontes, etc. (Gracia y Arsuaga, 2003), que se diversifican durante el estadio isotópico MIS 2, durante el cual se produce el máximo glacial que en España se registra entre 22 -20 ka (Oliva *et al.*, 2020). Estas faunas frías de la península tienen la particularidad de ser las más meridionales del continente europeo. Los yacimientos del paleolítico superior con registros paleontológicos y líticos son abundantes en toda la península, pero muy especialmente a lo largo de la Cordillera Cantábrica (Euskadi, Cantabria y Asturias). El arte rupestre no se desarrolla de forma plena en Europa hasta el Gravetiense, con su mayor apogeo en el Magdaleniense (c. 22 ka BP), coincidiendo con las fases más frías de la última glaciación (Altuna *et al.*, 2002). Las últimas dataciones sitúan las manifestaciones artísticas más antiguas de arte rupestre en la Cordillera Cantábrica entre 40,8 y 35, 6 ka BP incluyendo los yacimientos de Altamira o Tito Bustillo (Picke *et al.,* 2012), ambos Patrimonio de la Humanidad de la UNESCO desde la década de 1980. En la síntesis de Silva *et al*. (2017a) sobre el Periodo Cuaternario, se puede encontrar información resumida del conjunto de yacimientos del Paleolítico superior más significativos de la península.

5. El Holoceno y sus nuevas subdivisiones

El límite Pleistoceno - Holoceno (Walker *et al.,* 2009) se encuentra definido en el sondeo de hielo de Groenlandia NorthGRIP (NGRIP2) en base a los primeros indicios de calentamiento al final del *"Younger Dryas" (Greenland Stadial 1)*. Este se encuentra marcado por un cambio abrupto en los valores de Deuterio y más graduales en $\delta^{18}O$, en las concentraciones de polvo y de algunos elementos químicos marcadores, así como en los espesores de las capas de hielo anuales. Una escala temporal basada en el contaje multiparamétrico de láminas de hielo anuales, calibrada por diferentes niveles de tefra (cenizas volcánicas), proporciona una edad de 11.700 años b2k (antes del año 2000) para la base del Holoceno, con una incertidumbre (2σ) estimada de 99 años (Walker *et al.,* 2009). De esta forma por primera vez en la historia de la estratigrafía se propone la secuencia única de un testigo de hielo como un GSSP (Sección y Estratotipo Punto Global), en concreto para la base de la serie Holoceno dentro del Periodo Cuaternario. El sondeo de hielo se encuentra depositado en el Centro para el Clima y el Hielo del *Niels Bohr Institute* de la Universidad de Copenhague (Dinamarca). Todos los detalles sobre dicho sondeo y otros realizados en Groenlandia se pueden consultar en: https://www.iceandclimate.nbi.ku.dk/data/.

Posteriormente en 2018, la IUGS ratificó la subdivisión oficial del Holoceno en tres nuevos pisos (o edades): "Groenlandiense", "Norgripiense" y "Meghalayense", estableciéndose los GSSP para sus bases en 11,72 años b2k, 8,326 años b2k y 4,250 años b2k respectivamente (Walker *et al.,* 2018). Siguiendo las recomendaciones de la ICS, las subdivisiones propuestas para el Holoceno han seguido rigurosos criterios, ya que los tres GSSP se encuentran definidos en base a marcadores físicos y químicos, y los tres reflejan abruptos cambios climáticos ocurridos a escala global y registrados en sondeos de hielo, lacustres y/o espeleotemas. Debido a su reciente definición y ratificación en 2018, estos nuevos pisos holocenos no se encuentran estratigrá-

ficamente definidos o identificados en la península ibérica. No obstante, recientemente algunos autores presentan estas edades diferenciadas en estudios relacionados con la evolución de la vegetación en el NO de España y Portugal (Gomes *et al*., 2020) o episodios de sedimentación y desarrollo de suelos en el SE Peninsular (Silva *et al*., 2020). Las características más significativas de los diferentes pisos del Holoceno, en relación con los antiguos pisos climáticos europeos (Font-Tullot, 1988) se resumen en la Tabla 2.

5.1.Groenlandiense (Greenlandian)

Su nombre hace referencia al casquete polar de Groenlandia, donde en 2003 se perforó el sondeo en hielo NGRIP2 que alcanzó el sustrato rocoso. El GSSP que define la base de este piso coincide con el correspondiente a la base del Holoceno, ratificada en 2008 (Walker *et al.,* 2009). Como se ha indicado este GSSP se sitúa a una profundidad de 1492,45 m en el sondeo de hielo NGRIP2 y, con una edad estimada de 11.720 b2K, coincide con los primeros indicios de calentamiento global tras el *Younger Dryas* o *Greenland Stadial 1*. A escala global se produce una importante aceleración de la subida del nivel del mar mediante un importante pulso de deshielo en el hemisferio norte (*Meltwater Pulse 2*).

5.2. Norgripiense (Northgrippian)

Su nombre hace referencia al sondeo NGRIP1, que es donde se localiza la sección tipo para el GSSP de su base. Este GSSP se ha definido a una profundidad de 1.228,67 m en el mencionado sondeo, coincidente con un intervalo que muestra un brusco enfriamiento tras un periodo de progresivo incremento de temperaturas a lo largo del Holoceno inferior (Walker *et al.,* 2009). Este enfriamiento ocurre a los 8.320 años b2k en el sondeo NGRIP1 y se correlaciona con el evento frío de 8,2kyr identificado a escala global (Evento Bond 5).

Figura 3. Estratigrafía visual de la sección del espeleotema KM-A (Cueva Mawmluh, India) en la que se sitúa el GSSP correspondiente a la base del Meghalayense). Modificada de la IUGS webpage (Walker *et al*., 2018)

Figure 3. Visual stratigraphy of the KM-A speleothem (Mawmluh Cave, India) in which the GSSP for the base of the Meghalayan Stage is located. Modified from the IUGS webpage (Walker et al*., 2018)*

5.3. Meghalayense (Meghalayian)

Su nombre hace referencia al estado de Meghalaya, al NE de la India, donde se sitúa la Cueva Mawmluh en la que se desarrolló el espeleotema (denominado KM-A) donde se ha definido el GSSP, y cuyo registro abarca desde el Pleistoceno superior hasta el Holoceno superior (Fig. 3). A los 4.250 años b2k el registro del espeleotema muestra una abrupta reducción en la precipitación ligada a un debilitamiento de los monzones en esta zona del SE asiático, que coincide con un período de reorganización en la circulación oceánica y atmos-

Periodo	Piso Estrati	Piso Clima	Edad (años)	Localización GSSP y Status Nivel límite	Eventos
HOLOCENO	***MEGHALAYENSE*** HOLOCENO SUPERIOR	SUBATLÁNTICO	2.800 b2k (800 AC)	Etapa climática más húmeda y templada que se prolonga hasta la actualidad. Coincide en sentido amplio con el comienzo de la Civilización Clásica Greco-Romana (siglos VII AC – V DC), la Edad del Hierro y Colonización Fenicia y Griega del Mediterráneo. Fundación de Gades.	Pequeña Edad de Hielo (Siglos XVII – XVIII DC) Óptimo Climático Íbero-Romano (S. V AC – II DC)
		SUBOREAL	4.250 b2k	Deterioro climático hacia condiciones más frías y secas que desembocan en una crisis de aridez y una importante reducción de la masa forestal, también influida por la creciente actividad humana (agricultura y ganadería). Determina el fin de las civilizaciones del Bronce y durante un periodo comprendido entre el 1.200 y 900 AC se produce la "Época Oscura" de la que no se tiene constancia de la construcción de ciudades o monumentos. ***Límite Estratotipo GSSP:*** *Espeleotema de la Cueva de Mawmluh, Meghalaya (India). Ratificado en 2019.*	Colapso de las civilizaciones del Bronce (c. 1.200 AC)
	NORTHGRIPIENSE HOLOCENO MEDIO	ATLÁNTICO	7.500 b2k	Constituye la fase más cálida y húmeda del Holoceno. Coincide con el momento de máxima extensión de los bosques y con el Óptimo Climático Holoceno (7,0 – 6,5 ka BP), situándose el nivel del mar a +1 m con respecto al actual (Transgresión Flandriense). Comienza el fenómeno de la "Neolitización" en Europa.	Primeras civilizaciones (Sumeria y Egipto Antiguo) c. 3.800 AC Aparece la metalurgia c. 6.000 AC
		BOREAL	8.326 b2k	Periodo más cálido y árido que el anterior, los árboles pioneros (pinos y abedules) son sustituidos por especies clímax (más resistentes) como la encina o el roble. ***Límite Estratotipo GSSP:*** *Testigo de Hielo NorthGRIP1 (Universidad de Copenhague). Ratificado en 2019.*	Fin del Epipaleolítico o Mesolítico en la península ibérica (hacia el final de esta fase)
	GROENLANDIENSE HOLOCENO INFERIOR	PREBOREAL	11.700 b2k	Aumento de la temperatura, de la humedad y expansión de los bosques en toda Europa, en su mayoría de especies pioneras como los pinos y los abedules. También comporta la retirada definitiva hacia el norte de las especies faunísticas frías (reno, bisontes) o la extinción de algunas de ellas (mamuts o rinocerontes lanudos). ***Límite Estratotipo GSSP:*** *Testigo de Hielo NorthGRIP2 (Universidad de Copenhague). Ratificado en 2008.*	Aparece la agricultura y la cerámica. c. 10.300 BP. Templos de cazadores-recolectores: Göbekli Tepe (Turquía). 11.300 BP Comienza el Epipaleolítico

Tabla 2. Cronología de las fases climáticas durante el Holoceno resaltando los eventos más determinantes y la descripción de las características más significativas durante cada una de ellas. Años b2k (antes del año 2000). Modificado y actualizado de Silva *et al*. (2017a) según datos de la International Commission on Stratigraphy. http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-news-and-meetings/125-formal-subdivision-of-the-holocene-series-epoch

Table 2. Chronology of the classic climatic phases in which is subdivided the Holocene in relation with the new ratified stages indicating the more representative events, climatic and archaeological features. Ages and dates in years b2k (before the year 2000). Modified and updated from Silva et al. *(2017a) following new data of the International Commission on Stratigraphy http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-news-and-meetings/125-formal-subdivision-of-the-holocene-series-epoch*

férica registrado globalmente mediante numerosos tipos de datos (Walker *et al.,* 2009). Según estos autores, en muchas regiones de oriente próximo y la zona mediterránea, la abrupta aridificación que se registra alrededor de 4,2 ka pudo tener profundos efectos sociales, con abandonos de regiones de cultivos de secano, desplazamiento de poblaciones hacia refugios fluviales y colapsos sociales que son arqueológicamente visibles en España, Grecia, Palestina, Egipto, Mesopotamia e incluso en el valle del Indo. En la península ibérica este evento de 4,2 ka coincide con el colapso de las sociedades calcolíticas (p.ej. Los Millares, Almería) y su sustitución por las primeras sociedades argáricas de la Edad del Bronce, las cuales se encuentran asociadas a multitud de evidencias paleoambientales y paleodemográficas entre el 3.300 y el 1.500 BCE (Blanco González *et al.,* 2018).

6. Escalas Cronológicas Globales

La Tabla incluye las escalas cronológicas más utilizadas habitualmente en la estratigrafía del Cuaternario: la escala paleomagnética, según los datos de Cande y Kent (1995) actualizada por Lowrie (2007) e Hilgen *et al.* (2012); escala isotópica (Lisiecki y Raymo, 2005) y los valores de Insolación a 65°N (Berger y Loutre, 1991). La escala isotópica del $\delta^{18}O$ nos provee la escala paleoclimática global de la sucesión de episodios fríos (MIS pares) y episodios cálidos (MIS impares) durante el Cuaternario.

7. Bioestratigrafía

Se han incluido las biozonas de foraminíferos planctónicos establecidas para el Atlántico (Berggren *et al*., 1995) y el Mediterráneo. Para las escalas continentales se han aplicado las unidades de micromamíferos establecidas por Agustí *et al*. (2001). La distribución de macromamíferos con valor estratigráfico se ha hecho basándose en datos recopilados por Van der Made (2005) y Van der Made *et al*. (2017b) para los últimos 2 M.a., quien a su vez establece esta selección a partir de criterios de representatividad en el contexto de su distribución y momento de aparición en el continente europeo. Por tanto, las sucesiones de macromamíferos presentes en la versión 3.0 de la tabla no son de aplicación exclusiva a la península ibérica, donde unas especies aparecen o desaparecen ligeramente más pronto o más tarde. Para la distribución de macromamíferos más antiguos se han seguido las propuestas de Bruijn *et al.* (1992). Se han utilizado datos recogidos en más de 40 yacimientos paleontológicos de la península, en algunos de los cuales aparecen también restos de homininos y en otros, industria lítica. Una selección de estos yacimientos se ha incluido en la nueva tabla cronoestratatigráfica.

8. Evolución y poblamiento Humano

Por último, los datos sobre la evolución y poblamiento humano en la península ibérica proceden de aquellos yacimientos en los que se han encontrado restos de homínidos o industria lítica. Se recogen aquellos más importantes o significativos, como pueden ser los yacimientos de Atapuerca (*H. heilderbergensis*), El Sidrón (*H. neanderthalensis*) o algunos de la cantábrica con restos de *H. sapiens*. La mayor parte de los yacimientos se encuentran referenciados en la síntesis sobre el Cuaternario publicada por Silva *et al*., (2017a) que contiene variada información paleoantropológica (Rosas, 2012). En la presente edición se identifican y resaltan aquellos yacimientos en los que se documenta la primera utilización del fuego (i.e. Bolomor, Valencia), las primeras manifestaciones de arte rupestre (p.ej. Altamira, Cantabria), o los restos de homininos más antiguos documentados hoy en día en la península ibérica (i.e. Sima del Elefante, Venta Micena). Las secciones informativas sobre prehistoria, industria lítica y evolución humana incluyen información global procedente de diversas propuestas evolutivas (Aielo y Andrews, 2000; Tattersall, 2000; 2011; Stringer, 2003), para así poder comparar los registros mundiales con los que tenemos actualmente en la península.

9. Nuevos códigos de colores internacionales y cartografía geológica del Cuaternario en España

Cada unidad cronoestratigráfica de la Tabla Cronoestratigráfica Internacional del ICS (Cohen *et al*., 2013) se identifica con un único color siguiendo un esquema desarrollado por la Comisión para el Mapa Geológico del Mundo (CGMW). Este esquema utiliza códigos de color definidos tanto en la escala CMYK como en la RGB. La escala de CMYK es la que tradicionalmente se emplea en la impresión en color de la Tabla cronoestratigráfica internacional, como del mapa de la CGMW (disponible en www.ccgm.org), que utiliza este modelo como sistema de referencia principal para definir sus colores oficiales. Sin embargo, la escala de color RGB es cada vez más popular, en parte debido a su compatibilidad con la publicación en línea. La conversión de CMYK a RGB no es sencilla y se ve afectada por la gestión del color elegida por el usuario en su programa gráfico. El CGMW convierte los valores CMYK a RGB utilizando la función de color *"Emular Adobe Illustrator 6.0"* de Adobe Illustrator©. En CorelDraw v.14© es más sencillo, pudiéndose utilizar los conversores de paletas de colores presentes en los menús laterales correspondientes. En el presente artículo se proporcionan los códigos de colores RGB para las nuevas series y pisos del Pleistoceno y Holoceno (Fig. 4), según las tablas de conversión CMYK-RGB que se proporcionan en el trabajo de Head *et al.* (2021).

La Figura 4 presenta una comparación de los nuevos colores cuaternarios adoptados por la ICS con las escalas de grises que tradicionalmente se utilizan en la cartografía geológica oficial en España que edita el Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Esta corresponde al Mapa Geológico Nacional a Escala 1:50.000, cuya segunda serie (2ª Edición MAGNA) se encuentra ya completada, pero no íntegramente publicada, que se realizó entre los años 1970 y 2000. En los mapas anteriores a la década de 1980 es común la cartografía de grandes extensiones de gris bajo la etiqueta de "Cuaternario indiferenciado" o unidades genéricas de "Pleistoceno" y "Holoceno". En esta situación genérica puede decirse que se encuentra el 25% de nuestro territorio. En el resto del territorio, aunque con una mejor cartografía, las edades/pisos de Gelasiense, Calabriense y Chibaniense no aparecen en ninguna hoja geológica, al igual que los nuevos pisos del Holoceno, ya que su ratificación ha sido muy reciente.

A partir de mediados de la década de 1980, la cartografía geológica del Cuaternario en el Plan MAGNA comienza a ser más completa, y en muchos de los mapas se distinguen ya los diferentes pisos del Pleistoceno (inferior, medio y superior) aunque en todos los casos con criterios cronológicos relativos. En todos los casos se sigue el mismo esquema, se utiliza la escala de grises con los tonos más oscuros para los materiales más antiguos y los más claros para los materiales más modernos. Las dataciones numéricas (Th/U, TL, OSL, C^{14}) son un elemento ausente, o muy raro, en la 2ª Edición MAGNA, y cuando aparecen lo hacen referenciando a los artículos científicos donde se publican. El uso de dataciones numéricas o paleomagnéticas recopiladas de publicaciones científicas es ya frecuente en la 3ª Edición MAGNA, aunque esta se restringe a algunas hojas del sector SSE de la Región de Murcia (Murcia, Alhama, Lorca, Totana, Puerto Lumbreras, Águilas, etc.) y hojas sueltas en la región de Madrid (p.ej. Getafe). En estos últimos mapas se realiza una diferenciación más fina para los diferentes pisos del Cuaternario e incluso del Holoceno. En resumen, se puede decir que toda la cartografía geológica oficial del Periodo Cuaternario en España se ha realizado sin articular recursos y presupuestos para su datación y que en, al menos, un 25% de nuestro territorio la definición de las unidades cartográficas es actualmente muy deficiente. A pesar de ello, en nuestro territorio existe un mapa a escala nacional (1:1.000.000) de los depósitos cuaternarios (Pérez-González *et al*., 1989). Aunque se publicó hace poco más de 30 años, en su momento constituyó una de las primeras síntesis modernas del Periodo Cuaternario en España. Toda la cartografía oficial (2ª y 3ª edi-

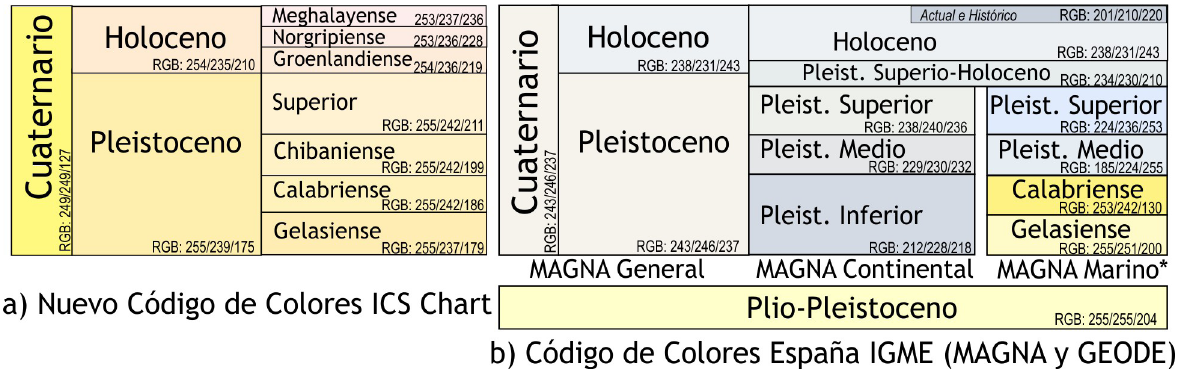

Figura 4. **(a)** Códigos de colores RGB para la nueva estratigrafía del Cuaternario (Fig. 1) adoptados por la Comisión del Mapa Geológico del Mundo (CGMW) en septiembre de 2020. La CGMW define sus colores mediante códigos CMYK, pero aquí proporcionamos sus equivalentes RGB tal y como indican Head *et al*. (2021). **(b)** Códigos de Colores RGB usados en el Mapa Geológico Nacional 1:50.000 (MAGNA) y el Mapa Geológico Digital de España (GEODE) del IGME. Los colores son indicativos y se han sintetizado a partir de las leyendas de la tercera edición Magna y de los ficheros ARGis "*Magna_style*" usados por el GEODE.

Figure 4. ***(a)*** *RGB colour codes for the new Quaternary stratigraphy (Fig. 1) as adopted by the Commission for the Geological Map of the World (CGMW) in September 2020. The CGMW defines its colours by CMYK codes but here we provide their RGB equivalents as introduced by* Head *et al.* (2021). ***(b)*** *RGB colour codes used in the National Geological Map 1:50.000 (MAGNA) and the Digital Geological Map of Spain (GEODE) published by the IGME. The colours are indicative and have been synthesized from the legends of the third edition Magna and from the ARGis files "Magna_ style" used in GEODE.*

ción Magna), el Mapa de Cuaternario y diferentes cartografías temáticas relacionadas se pueden consultar y descargar gratuitamente desde la web del IGME (www.igme.es) en diferentes formatos.

Los códigos RGB de la escala de grises de la cartografía MAGNA que se relacionan en la Figura 4 son los comúnmente usados en el Mapa Geológico Nacional 1:50.000 (MAGNA) y el Mapa Geológico Digital de España (GEODE). Los colores son indicativos y se han sintetizado a partir de las leyendas de la 3ª Edición MAGNA y de los ficheros ARGis *"Magna_style"* utilizados en el GEODE, ya que no existe una normativa específica al respecto. En la cartografía geológica española el gris es el color clave para el Cuaternario y, por lo general, se utiliza toda la gama de grises de los más oscuros (más antiguos) a los más claros (más modernos). Solo en la 3ª Edición MAGNA (Región de Murcia) se usan los colores de gama amarilla para formaciones litorales muy extensas de edad Pleistoceno inferior. Los colores azul pálido se suelen utilizar para identificar formaciones litorales del Pleistoceno superior o del Pleistoceno superior-Holoceno.

10. La Versión Digital 3.0

La tabla 3.0 incluye también una versión digital para ser consultada desde dispositivos electrónicos (tablets, ordenadores, teléfonos móviles, etc.). La tabla se implementará en la plataforma "Genially" para la generación de archivos interactivos (https://www.genial.ly/es) que permitan el acceso a toda la información presente en la misma. Las ventajas más importantes son la interactividad del material, así como los enlaces a información complementaria (sitios web y artículos sobre el Cuaternario) a los datos presentes en la nueva versión de la tabla. Por motivos de diseño, manejo y mejor accesibilidad, la versión en Genially irá separada en módulos horizontales de cada uno de los temas en que se subdivide la tabla, es decir, escalas isotópicas y paleomagnéticas, evolución humana y prehistoria, biozonaciones, etc. La figura 5 muestra un ejemplo esquemático de cómo podrá aparecer esta última en las pantallas de dispositivos digitales.

Las características intrínsecas de esta obra nos llevan a concebirla como algo dinámico, que deberá ser actualizada por sucesivas versiones

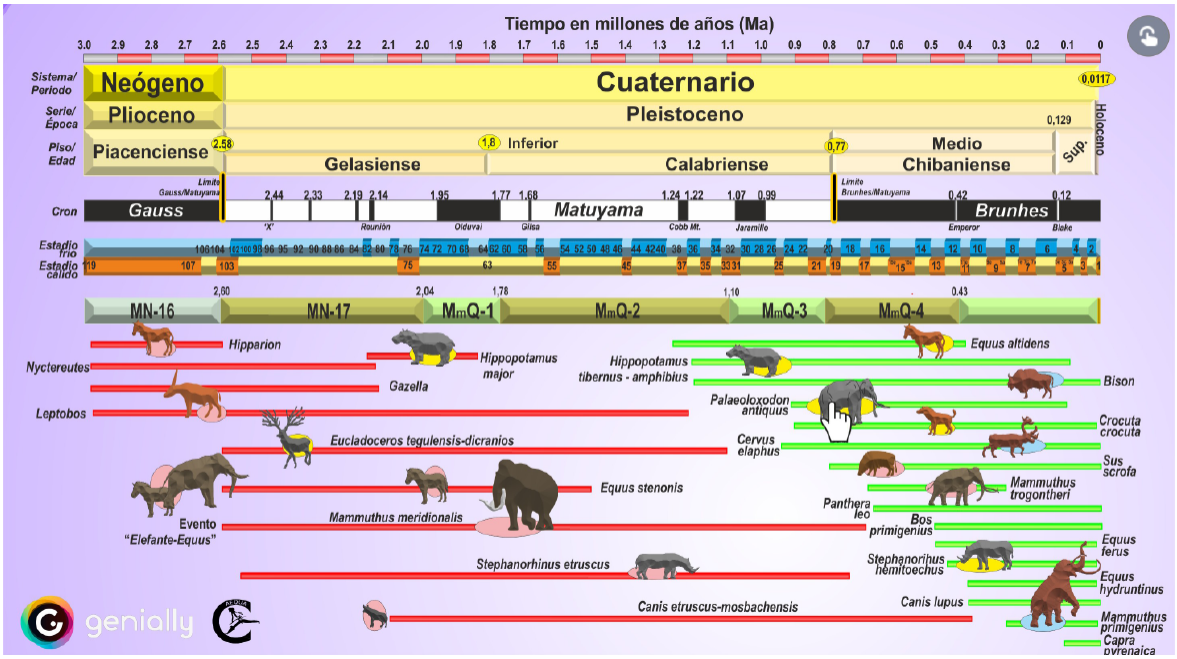

Figura 5. Ejemplo de diseño horizontal en bloques temáticos de las distintas pantallas de la Tabla del Cuaternario que se implementarán en la versión digital en genially©. https://www.genial.ly/es

Figure 5. Example of horizontal design for individual thematic modules of the different screens of the Quaternary Chart that will be implemented in the digital version in genially©. https://www.genial.ly/es

a medida que vayan surgiendo nuevos datos. La versión digital de la misma permitirá implementar tales actualizaciones de forma casi inmediata, de manera que los usuarios puedan tener información renovada sobre el Periodo Cuaternario (nuevos yacimientos, novedades, etc.). Tanto la versión impresa (pdf) como digital de la tabla se podrán descargar desde www.aequa.es. A continuación, se listan las obras más importantes citadas en el texto. Un listado actualizado de las referencias bibliográficas para la península ibérica se puede consultar en la recopilación realizada por Silva *et al.* (2017a), así como en la futura versión digital de la tabla. El anexo I del presente artículo contiene la versión pdf de la tabla completa que también se podrá descargar desde la página web de AEQUA (www.aequa.es).

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA) para la difusión del conocimiento, en mayor o menor medida, actualizado al año 2021 sobre el periodo Cuaternario en España. Representa un *"Review Paper"* que explica de forma resumida los contenidos de la tercera edición de Tabla Cronoestratigráfica del Cuaternario de la península ibérica (versión 3.0). Los autores agradecen los correcciones y comentarios realizados por Joaquín Rodríguez-Vidal (UHU) y Jesús Jordá (UNED) que han mejorado el artículo. La confección del artículo ha sido parcialmente financiada por los proyectos de investigación MINECO-FEDER: CGL2015-67169-P (USAL); CGL2015-69919-R (UAH); HAR2016-76760-C3-2-P y PID2019-103987GB-C33 (UAM); CGL2016-75109-P (MNCN-CSIC); CGL2013-41083-P.

Bibliografía

Aguirre, E., Pasini, G. (1985). The Pliocene-Pleistocene Boundary. *Episodes*, 8 (1), 16-120. https://doi.org/10.18814/epiiugs/1985/v8i2/009

Agustí, J, Cabrera, J., Garcés, M., Krijgsman, W., Oms, O., Pares, J.M. (2001). A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art. *Earth-Science Reviews*, 52, 247-260. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00025-8

Alberdi, M. T.; Azanza, B.; Cervantes, E., eds. (2016). Villarroya, yacimiento clave de la paleontología riojana. *Ciencias de la Tierra*, 34. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño. 248 pp.

Aiello, L. C. y Andrews, P. (2000). The Australopithecines in Review. *Human Evolution*, 15. 17-38. https://doi.org/10.1007/BF02436232

Altuna, J. (2002). Los animales representados en el arte rupestre de la Península Ibérica. Frecuencias de los mismos. *Munibe (Antropologia-Arkeologia),* 54, 21-33.

Álvarez-Posada, C., Parés, J.M., Cuenca-Bescós, G., Van der Made, J., Rosell, J., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. (2018): A post-Jaramillo age for the artefact-bearing layer TD4 (Gran Dolina, Atapuerca): New paleomagnetic evidence. *Quaternary Geochronology*, 45, 1-8. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.01.003

Arribas, A., Ed. (2008). Vertebrados del Plioceno superior terminal en el suroeste de Europa: Fonelas P-1 y el Proyecto Fonelas. Instituto Geológico y Minero de España, *Cuadernos del Museo Geominero,* 10, 607 pp.

Arribas, A., Garrido, G., Viseras, C., Soria, J.M., Pla, S., Solano, J.G., Garcés, M., Beamud, E., Carrión, J.S. (2009). A Mammalian Lost World in Southwest Europe during the Late Pliocene. *PLos One,* 4(9), e 7127. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0007127

Baena, R., Fernández, J.J., Guerrero, I. (2005). Secuencia paleomagnética y paleolítica del cuaternario del bajo Guadalquivir: Actualización y nuevos resultados. Actas VI Reunión de Cuaternario Ibérico. AEQUA, Gibraltar. 35 - 37. http://tierra.rediris.es/aequa/doc/Cuat_Iberico_2005.pdf

Baena, J., Ortiz, I., Torres, C., Bárez, S. (2015). Recycling in abundance: re-use and recycling processes in the lower and middle paleolithic contexts of the central Iberian Peninsula. *Quaternary International*, 361, 142-154. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.07.007

Bardají, T. (2018). Subdivisión formal del Holoceno. *Cuaternario y Geomorfología*, 32 (1-2), 2-4. http://tierra.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/revista/volumen_32/CyG_32_3y4_subdivision.pdf

Bardají, T., Goy, J.L., Silva, P.G., Zazo, C., Mörner, N.A. Somoza, L., Dabrio, C.J., Baena, J. (1997). The Plio Pleistocene boundary in southeast Spain: A review. Quaternary International, 40. 27 -32. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(96)00057-2

Bardají, T., Goy, J.L., Zazo, C., Hillaire-Marcel, C., Dabrio, C.J., Cabero, A., Ghaleb, B., Silva, P.G., Lario, J. (2009). Sea-level and climate changes during the OIS 5 in the western Mediterranean (Spain). *Geomorphology*, 104, 22-37. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.027

Bazin, L., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Kele, H.T.M., *et al.* (2013). An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120-800 ka. *Climate of the Past,* 9, 1715-1731. https://doi.org/10.5194/cp-9-1715-2013

Berger, A., Loutre M.F. (1991). insolation values for the climate of the last 10 million of years. *Quaternary Sciences Review*s, 10, 297-317. https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-Q

Berger, G.W., Pérez-González, A., Carbonell, E., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Ku, T.L. (2008). Luminescence chronology of cave sediments at the Atapuerca paleoanthropological site, Spain. *Journal of Human Evolution,* 55, 300-311. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2008.02.012

Berggren, W.A., Kent, D., Swisher, C., y Aubry, M.P. (1995): A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. En: *Geochornoloy, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* (W.A. Berggren *et al*., eds) *Spec. Publ. Soc. Sediment. Geol*., 54, 129-212. https://doi.org/10.2110/pec.95.04.0129

Bermúdez de Castro, J.M., Martinón Torres, M., Lozano, M., Sarmiento, S., Muela, A. (2004). Paleodemography of the Atapuerca: Sima De Los Huesos Hominin Sample: A Revision and New Approaches to the Paleodemography of the European Middle Pleistocene Population. *Journal of Anthropological Research*, 60 (1). https://doi.org/10.1086/jar.60.1.3631006

Bermúdez De Castro, J. M., Arsuaga, J.L., *et al.* (1997). A hominid from the Lower Pleistocene of Atapuerca, Spain: possible ancestor to neandertals and modern humans. *Science*, 276: 1392-1395. https://doi.org/10.1126/science.276.5317.1392

Blanco-González, A., Lillios, K. T., López-Sáez, J.A., Drake, B. L. (2018). Cultural, Demographic and Environmental Dynamics of the Copper and Early Bronze Age in Iberia (3300-1500 BC): Towards an Interregional Comparison at the

Time of the 4.2 ky BP Event. *Journal of World Prehistory*, 31:1-79. https://doi.org/10.1007/s10963-018-9113-3

Bridgland, D.R.; Antoine, P.; Limondin-Lozouet, N.; Santisteban, J.I., *et al*. (2006). The Palaeolithic occupation of Europe as revealed by evidence from the rivers: data from IGCP 449. *Journal of Quaternary Science*, 21, 437-455. https://doi.org/10.1002/jqs.1042

Bruijn. H. de, Daams, R., Daxer-Höck, G., Fahlbusch, V. *et al.* (1992). Report of the RCMNS working group on fossil mammals, *Newsletters on Stratigraphy*, 26(2/3), 65-118. https://doi.org/10.1127/nos/26/1992/65

Cande, S., Kent, D. (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100(B4): 6093--6095. https://doi.org/10.1029/94JB03098

Cañaveras, J.C., Sánchez-Moral, S., Cuezva, S., Fernández.Cortes, A. *et al.* (2018). Estudio geoarqueológico de la cueva de El Sidrón (Piloña, Asturias). *Boletín Geológico y Minero,* 129 (1/2), 107-128. https://doi.org/10.21701/bolgeomin.129.1.005

Carbonell, E. Bermúdez de Castro, J.M., Parés, J.M., Pérez-González, A., *et al.* (2008). First hominin in Europe. *Nature,* 452, 465 - 469. https://doi.org/10.1038/nature06815

Carrión, J.S., Ochando, J., Fernández, S., Blasco, R., *et al.* (2018). Last Neanderthals in thewarmest refugium of Europe: Palynological data from Vanguard Cave. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 259, 63-80. https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2018.09.007

Cita, M.B., Gibbard, P.L., Head, M. *and the ICS Subcommission on Quaternary Stratigraphy* (2012). Formal ratification of the GSSP for the base of the Calabrian Stage (second stage of the Pleistocene Series, Quaternary System). *Episodes,* 35 (3), 388 - 397. https://doi.org/10.18814/epiiugs/2012/v35i3/001

Clark, P.U., Archen, D., Pollard, D., Blum, J.D., *et al.* (2006). The mid-Pleistocene transition: characteristic mechanisms and implications for long-term changes in atmospheric pCO_2. *Quaternary Science Reviews*, 25 3150 - 3184. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.008

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.X. (2013). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes,* 36, 199 - 204 [*v_2020.1 updated February 2020*]. https://doi.org/10.18814/epiiugs/2013/v36i3/002

Collard M., Wood B. (2007). Defining the Genus Homo (Chapter 8). In: *Handbook of Paleoanthropology. Springer*, Berlin, Heidelberg. pp 1575-1610. https://doi.org/10.1007/978-3-540-33761-4_51

Duval, M., Falguères, C. y Bahain, J.J. (2012). Age of the oldest hominin settlements in Spain: contribution of the combined U-series/ESR dating method applied to fossil teeth. *Quaternary Geochronology*, 10, 412-417. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.02.025

Duval, M., Grün, R., Parés, J. M., Martín-Francés, L., *et al.* (2018). The first direct ESR dating of a hominin tooth from Atapuerca Gran Dolina TD-6 (Spain) supports the antiquity of Homo antecessor. *Quaternary Geochronology*, 47. 120-137. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.05.001

Fernández Peris, J., Barciela, V., Blasco, R., Cuartero, F., Fluck, H., Sañudo, P., Verdasco, C. (2012). The earliest evidence of hearths in Southern Europe of hearths in Soutern Europe: The case Bolomor Cave (Valencia, Spain). Quaternary International, vol. 9: 267-277. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.10.014

Finlayson, C., Giles-Pacheco, F., Rodríguez-Vidal, J., Fa, D.A., *et al.* (2006). Late survival of Neanderthals at the southernmost extreme of Europe. *Nature*, 443, 850-853. https://doi.org/10.1038/nature05195

Font Tullot, I. (1988). *Historia del Clima en España: Cambios climáticos y sus causas*. Instituto Nacional de Meteorología. Madrid. 297 pp.

Gibbard, P.L. (2015). The Quaternary System/Period and its major sub-divisions. *Russian Geology and Geophysics*, 56 (4), 686-688. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.03.015

Gibbard, P.L., Head, M.J. (2010). The newly-ratified definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch, and comparison of proposals advanced prior to formal ratification. *Episodes*, 33 (3), 152 - 158. https://doi.org/10.18814/epiiugs/2010/v33i3/002

Gibbard, P.L., Head, M.J., Walker, M., *and the International Subcommission on Quaternary Stratigraphy* (2010): Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25(2), 96-102. https://doi.org/10.1002/jqs.1338

Gracia, N., Arsuaga, J.L. (2003). Last Glaciation cold-adapted faunas in the Iberian Peninsula. En: *Advances in Mammoth Research* (J.W. Reumer, J. De Vos, D. Mol. Eds.). *DEINSEA*, 9, 159 - 169.

Guerra-Merchán, A., Serrano, F., García-Aguilar, J.M., Sanz de Galdeano, C., Ortíz, J.E., Torres, T., Sánchez-Palencia, Y. (2019). The Late Cenozoic landscape development in the westernmost Mediterranean (southern Spain). *Geomorphology,* 327. 456-471. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.11.008

Head, M.J. (2019). Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Present status and future directions. *Quaternary International,* 500, 32-51. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.05.018

Head, M.J. (2021). Review of the Early-Middle Pleistocene boundary and Marine Isotope Stage 19. *Progress in Earth and Planetary Science, 8:50*, 38 pp. https://doi.org/10.1186/s40645-021-00439-2

Head, M.J., Pillans, B., Zalaseiewicz, J.A., *and the ICS Subcommission on Quaternary Stratigraphy* (2021). Formal ratification of subseries for the Pleistocene Series of the Quaternary System. *Episodes. 44 (3), 241-247.* https://doi.org/10.18814/epiiugs/2020/020084

Henshilwood, C.S., d'Errico, F., Yates, R., Jacobs, Z., *et al.* (2002). Emergence of Modern Human Behaviour: Middle Stone Age engravings from South Africa. *Science*, 295,1278-1280. https://doi.org/10.1126/science.1067575

Hilgen, F.J., Lourens, L.J., y van Dam, J.A. (2012). The neogene period. In: F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.B. Schmitz, and G.M. Ogg (eds.) The geologic time scale 2012. Eslevier: 923-978. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00029-9

Hlubik, S., Cuts, R., Braun, D.R., Berna, F., Feibel, C.S., Harris, J.W.K. (2019). Hominin fire use in the Okote member at Koobi Fora, Kenya: New evidence for the old debate. *Journal of Human Evolution,* 133, 214-229. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2019.01.010

Karampaglidis, T., Benito, A., Rodés, A., Braucher, R. Pérez-González, A., Pares, J., Stuart, F., Di Nicola, L., Bourles, D. (2020). Pliocene endorheic-exhoreic drainage transition of the Cenozoic Madrid Basin (Central Spain). *Global and Planetary Change*, 194, 103295. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103295

Lisiecki, L.E., Raymo, M. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic dI 80 records, *Paleoceanography*, 20. PA-1003. https://doi.org/10.1029/2004PA001071

Lepre, C.J., Kent, D.V. (2010). New magnetostratigraphy for the Olduvai Subchron in the Koobi Fora Formation, northwest Kenya, with implications for early Homo. Earth and Planetary Science Letters 290, 362-374. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.032

López Recio, M., Silva, P.G., Roquero, E., Cunha, P.P., Tapias, F. *et al*. (2015). Geocronología de los yacimientos achelenses de Pinedo y Cien Fanegas (Valle del Tajo) e implicaciones en la evolucion fluvial en el entorno de Toledo (España). *Estudios Geológicos,* 71 (1), e029. https://doi.org/10.3989/egeol.41816.340

Lowrie W. (2007) Geomagnetic Polarity Timescales. En: *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism* (Gubbins D., Herrero-Bervera E. Eds). Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6_121

Made, J. van der. (2005). La fauna del Pleistoceno europeo. En: *Homínidos: las primeras ocupaciones de los continentes* (E. Carbonell, ed.). Ediciones Ariel, Madrid, 394-432.

Made, J. van der. (2019). The dwarfed "giant deer" *Megaloceros matritensis n.sp.* from the Middle Pleistocene of Madrid - A descendant of *M. savini* and contemporary to *M. giganteus*. *Quaternary International,* 520. 110-139. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.06.006

Made van der, J., Sahnouni, M., Boulaghraief, K. (2017a). *Hippopotamus gorgops* from El Kherba (Algeria) and the context of its biogeography. En: Proceedings of the II Meeting of African Prehistory. (M. Sahnouni, S. Semaw J. Rios Garaizar, Eds.) CENIEH, Burgos. 137 - 168.

Made, J. van der, Rosell, J., Blasco, R. (2017b). Faunas from Atapuerca at the Early-Middle Pleistocene limit: the ungulates from level TD8 in the context of climatic change. *Quaternary International*, 433, 296 - 346. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.009

Mayoral, E., Díaz-Martínez, I., Duveau, J., Santos, A., *et al.* (2021). Tracking late Pleistocene Neandertals on the Iberian coast. *Scientific Reports*, 11, 4103. https://doi.org/10.1038/s41598-021-83413-8

Mazo, A., Van der Made, J. (2012). Iberian mastodonts: Geographic and stratigraphic distribution. Quaternary International, 255. 239 - 256. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.07.047

Moreno, D., Falgueres, C., Pérez-González, A., Duval, M., Voinchet, Pl., Benito-Calvo, A., *et al*. (2012). ESR chronology of alluvial deposits in the Arlanzon valley (Atapuerca,Spain): contemporaneity with Atapuerca Gran Dolina site. *Quaternary Geochronolgy,* 10, 418-423. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.04.018

Moreno, D., Duval, M., Rubio-Jara, S., Panera, J., *et al.* (2019). ESR dating of Middle Pleistocene ar-

chaeo-paleontological sites from the Manzanares and Jarama river valleys (Madrid basin, Spain). *Quaternary International,* 520, 23-38. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.09.003

Negri, A., Amorosi, A., Antonioli, F., Bertini, A., Florindo, F., *et al.* (2015). A potential global boundary stratotype section and point (GSSP) for the Tarentian Stage, Upper Pleistocene, from the Taranto area (Italy): Results and future perspectives. *Quaternary International,* 383, 145-157. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.08.057

Neto de Carvalho, C., Muñiz, F., Galán, J. M., Rodríguez-Vidal, J., *et al.* (2020). First vertebrate tracks and palaeoenvironment in a MIS-5 context in the Doñana National Park (Huelva, SW Spain). *Quaternary Science Reviews*, 243, 106508. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106508

Ogg, J.G. y Pillans, B. (2008): Establishing Quatemary as a formal intemational Period/System. *Episodes,* 31 (2): 230-233. https://doi.org/10.18814/epiiugs/2008/v31i2/008

Okada, M., Suganuma, Y., Haneda, Y., and Kazaoka, O., 2017, Paleomagnetic direction and paleointensity variations during the Matuyama-Brunhes polarity transition from a marine succession in the Chiba composite section of the Boso Peninsula, central Japan. *Earth, Planets, Space,* 69. https://doi.org/10.1186/s40623-017-0627-1

Oliva M., Palacios D., Fernández-Fernández J.M., Rodríguez-Rodríguez L., *et al.* (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

Panera, J., Rubio-Jara, S., Yravedra, J., Hugues-Alexandre, B., Sesé, C., Pérez-González, A. (2014). Manzanares Valley (Madrid, Spain): a good country for Proboscideans and Neanderthals. *Quaternary International*, 326-327, 329-343. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.09.009

Parés, J. M., Álvarez, C., Sier, M., Moreno, D., Duval, M., Woodhead, J. D. *et al.* (2018). Chronology of the cave interior sediments at Gran Dolina archaeological site, Atapuerca (Spain). *Quaternary Science Reviews*, 186, 1-16. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.02.004

Pérez-González, A., Cabra, P., Martín-Serrano, A., Eds. (1989). *Mapa del Cuaternario de España Escala 1:1.000.000*. Instituto Tecnológico Geominero de España, ITGE, Madrid, 279 pp.

Pérez-González, A., Gallardo-Millán, J.L., Uribelarrea del Val, D., Panera, J., Rubio-Jara, S. (2013). La inversión Matuyama-Brunhes en la secuencia de terrazas del río Jarama entre Velilla de San Antonio y Altos de la Mejorada, al SE de Madrid (España). *Estudios Geológicos*, 69(1), 35-46. https://doi.org/10.3989/egeol.40862.173

Pike, A.W.G., Hoffmann, D.L., García-Díez, M., Pettitt, P.B., Alcolea, J. *et al.* (2012). U-Series Dating of Paleolithic Art in 11 Caves in Spain. *Science,* 336 (6087): 1409-14013. https://doi.org/10.1126/science.1219957

Pueyo, E., Muñoz, A., Laplana, C., Parés, J. (2016). The Last Appearance Datum of Hipparion in Western Europe: Magnetostratigraphy along the Pliocene-Pleistocene boundary in the Villarroya Basin (Northern Spain). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch),* 105, 2203-2220. https://doi.org/10.1007/s00531-015-1281-0

Rio, D., Sprovierj, R., Castrador, D. y Di Stefano, E. (1998). The Gelasian Stage (Upper Pliocene): A new unit of the global standard chronostratigraphic scale. Episodes 21 (2), 82-87. https://doi.org/10.18814/epiiugs/1998/v21i2/002

Rook y Martínez-Navarro (2010). Villafranchian: The long story of a Plio-Pleistocene European large mammal biochronologic unit. *Quaternary International,* 219, 134-144. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.01.007.

Roquero, E., Silva, P.G., Zazo, C., Goy, J.L., Masana, J. (2015). Soil evolution indices in fluvial terrace chronosequences of Central Spain (Tagus and Duero fluvial basins). *Quaternary International*, 376, 101-113. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.11.036

Rosas, A. (2012): Paleoantropología de la Península Ibérica: el Paleolítico. En: *Prehistoria Antigua de la Península Ibérica (*Menéndez M, coord.). UNED, Madrid.121-201.

Rosas, A.; Estalrich, A.; García-Tabernero, A.; Hguet, R.; Lalueza-Fox, C. *et al. (*2016). Investigación paleoantropológica de los fósiles neandertales de El Sidrón (Asturias, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 29 (3-4), 77-94. https://doi.org/10.17735/cyg.v29i3-4.40066

Rubio-Jara, S., Panera, J., Rodríguez de Tembleque, J., Santonja, M., Pérez-González, A. (2016). Large flake Acheulean in the middle of Tagus basin (Spain): Middle stretch of the river Tagus valley and lower stretches of the rivers Jarama and Manzanares valleys. *Quaternary international*, 411 (B), 349-366. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.023

Santonja, M., Pérez-González, A., Panera, j., Rubio-Jara, S., Méndez-Quintas, E., (2016). The coexistence of Acheulean and Ancient Middle Palaeolithic techno-complexes in the Middle Pleistocene of the Iberian Peninsula. *Quaternary International*, 411 (B), 367-377. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.056

Silva, P.G., Zazo, C., Bardají, T., Baena, J., Lario, J., Rosas, A., Van der Made, J. (2009): Tabla cronoestratigráfica del Cuaternario de la península Ibérica (v.2). *Actas VII Reunión de Cuaternario Ibérico*, Faro (Portugal). 259 - 263. http://tierra.rediris.es/aequa/doc/libro_de_resumenes.pdf

Silva, P.G. Bardají, T., Roquero, E., Baena, J., *et al.* (2017a). El Periodo Cuaternario: La Historia Geológica de la Prehistoria. *Cuaternario y Geomorfología,* 31 (3-4), 113-154. https://doi.org/10.17735/cyg.v31i3-4.55588

Silva, P.G., Roquero, E., López-Recio, M. *et al*. (2017b). Chronology of fluvial terrace sequences for large Atlantic rivers in the Iberian Peninsula (Upper Tagus and Duero basins, Central Spain). *Quaternary Science Reviews*, 166, 188-203. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.027

Silva, P.G., Roquero, E., Bardají, T., Medialdea, A. (2020). Pleistocene to Holocene phases of sedimentation and soil formation in the semiarid SE Spain (Eastern Betic Cordillera). *Cuaternario y Geomorfología*, 34 (1-2), 41-61. https://doi.org/10.17735/cyg.v34i1-2.78815

Stringer, C. (2003). Human evolution: Out of Ethiopia. *Nature*, 423, 693-69. https://doi.org/10.1038/423692a

Suganuma, Y., Haneda, Y., Kameo, K., Kubota, Y. (2018). Paleoclimatic and paleoceanographic records through Marine Isotope Stage 19 at the Chiba composite section, central Japan: A key reference for the Early-Middle Pleistocene Subseries boundary. *Quaternary Science Reviews*, 191, pp. 406-430. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.04.022

Suganuma, Y., Okada, M., Head, M.J., Kameo, K. *et al.* (2020). Formal ratification of the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Chibanian Stage and Middle Pleistocene Subseries of the Quaternary System: The Chiba Section, Japan. Episodes, 1-31. https://doi.org/10.18814/epiiugs/2020/020080

Tattersall. I. (2000). *Hominidos contemporáneos, Investigación y Ciencia,* 282. 14 - 20.

Tattersall I. (2011). Before the Neanderthals: Hominid Evolution in Middle Pleistocene Europe. En: Condemi S., Weniger GC. (eds) *Continuity and Discontinuity in the Peopling of Europe*. Vertebrate Paleobiology and Paleoanthropology Series. Springer, Dordrecht. pp 47-53. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0492-3_4

Toro-Moyano, I.; Martínez-Navarro, B.; Agustí, J.; Bermúdez de Castro, J.M.; Souday, C. (2013). The oldest human fossil in Europe, from Orce (Spain). *Journal of Human Evolution*, 65(1), 1-9. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2013.01.012

Vallverdú, J.; Saladié, P.; Rosas, A.; Huguet, R.; Cáceres, I.; Mosquera, M.; *et al.* (2014). Age and Date for Early Arrival of the Acheulian in Europe (Barranc de la Boella, la Canonja, Spain). *PLoS One,* 9(7). e103634. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0103634

Vidal-Matutano, P.; Blasco, R.; Sañudo, P. y Fernández Peris, J. (2017): The Anthropogenic Use of Firewood during the European Middle Pleistocene: Charcoal Evidence from Levels XIII and XI of Bolomor Cave, Eastern Iberia (230-160 ka). *Environmental Archaeology,* 24 (3). 269-284. https://doi.org/10.1080/14614103.2017.1406026

Walker, M., Johnsen, S., Rasmunssen, S.O., Steffensen, J.P. *et al.* (2009): Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. Journal of Quaternary Science 24(1): 3-17. https://doi.org/10.1002/jqs.1227

Walker, M., Head, M.J., Berkelhammer, M. Björck, S. *et al.* (2018): Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/ Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/ subseries. Episodes 41 (4), 213-223. https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/018016

Walker, M.J., Uriarte, M.H., López Jiménez, A., López Martínez, M., Martín Lerma, I., Van der Made, J., Duval., M., Grün, R. (2020). Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar: a Dated Late Early Pleistocene Palaeolithic Site in Southeastern Spain. *Journal of Paleolithic Archaeology,* 3, 816-855. https://doi.org/10.1007/s41982-020-00062-5

Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Gillot, P., Soler, V., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Ghaleb, B. (2002). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited, a reappraisal of relative sea-level changes in Spain. *Quaternary Science Reviews*, 21, 2019

- 20142. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00009-4

Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C.; Ghaleb, B., González-Delgado, J.A., Soler, V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology*, 194. 103-133. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00701-6

Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., González-Delgado, J., *et al*. (2013): Retracing the Quaternary history of sea level on Spanish Mediterranean-Atlantic coasts: a geomorphological and sedimentological approach. *Geomorphology*, 196. 36 - 49. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.10.020

Recibido el 06 de mayo de 2021
Aceptado el 15 de noviembre de 2021

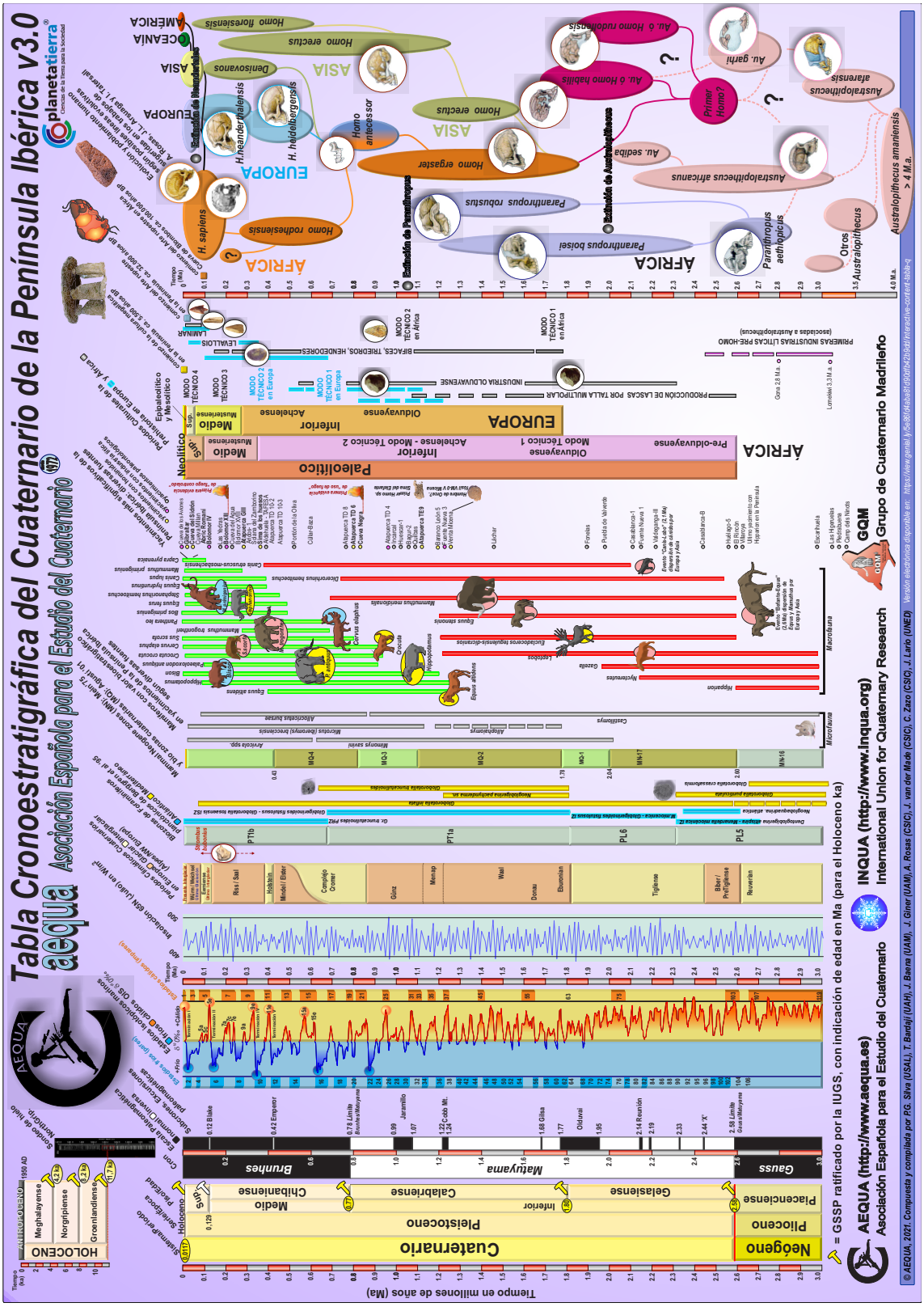
Tabla Cronoestratigráfica del Cuaternario de la Península Ibérica v3.0
aequa
Asociación Española para el Estudio del Cuaternario
planetatierra
AEQUA (http://www.aequa.es)
Asociación Española para el Estudio del Cuaternario
INQUA (http://www.inqua.org)
International Union for Quaternary Research
GQM
Grupo de Cuaternario Madrileño
= GSSP ratificado por la IUGS, con indicación de edad en Ma (para el Holoceno Ka)
Tiempo en millones de años (Ma)
Neógeno
Cuaternario
Pleistoceno
Holoceno
Piacenciense
Gelasiense
Calabriense
Chibaniense
Superior
Medio
Inferior
Brunhes
Matuyama
Gauss
Meghalayense
Northgripiense
Groenlandiense
HOLOCENO
Paleolítico
Neolítico
Pre-olduvayense
Olduvayense
Modo Técnico 1
Achelense - Modo Técnico 2
Modo Técnico 3
Modo Técnico 4
Epipaleolítico y Mesolítico
EUROPA
ÁFRICA
ASIA
AMÉRICA
OCEANÍA
Homo sapiens
Homo neanderthalensis
H. heidelbergensis
Homo antecessor
Homo erectus
Homo ergaster
Homo habilis
Au. garhi
Au. sediba
Au. afarensis
Au. anamensis
Paranthropus robustus
Paranthropus boisei
Paranthropus aethiopicus
Australopithecus africanus
Australopithecus afarensis
Australopithecus anamensis
> 4 M.a.
Primer Homo?
Otros Australopithecus
Extinción de Australopithecus
Extinción de Paranthropus
Homo floresiensis
Denisovanos
Homo rodhesiensis
Homo erectus
Homo habilis
Au. garhi
Au. afarensis
Au. anamensis
Primer Homo?
Au. sediba
Australopithecus africanus
Paranthropus robustus
Paranthropus boisei
Paranthropus aethiopicus
Otros Australopithecus
Extinción de Paranthropus
Extinción de Australopithecus
Homo rodhesiensis
Homo antecessor
H. heidelbergensis
H.neanderthalensis
H. sapiens
Evolución y dispersión del género Homo
Cronología de las primeras ocupaciones humanas en Europa
Cronología de las primeras ocupaciones humanas en Asia
Cronología de las primeras ocupaciones humanas en África
Cronología de las primeras ocupaciones humanas en América
Cronología de las primeras ocupaciones humanas en Oceanía
Modo Técnico 1 en África
Modo Técnico 2 en África
Modo Técnico 2 en Europa
Modo Técnico 1 en Europa
Modo Técnico 2
Modo Técnico 3
Modo Técnico 4
Achelense
Olduvayense
Musteriense
Inferior
Medio
Superior
Pleistoceno Superior Cultural
Pleistoceno Medio Cultural
Pleistoceno Inferior Cultural
Pleistoceno Superior Faunístico
Pleistoceno Medio Faunístico
Pleistoceno Inferior Faunístico
Holoceno
Pleistoceno
Plioceno
Neógeno
Cuaternario
Terciario
Mioceno
Paleógeno
Eoceno
Oligoceno
Plioceno
Piacenciense
Gelasiense
Calabriense
Chibaniense
Superior
Medio
Inferior
Brunhes
Matuyama
Gauss
Meghalayense
Northgripiense
Groenlandiense
HOLOCENO
Paleolítico
Neolítico
Pre-olduvayense
Olduvayense
Modo Técnico 1
Achelense - Modo Técnico 2
Modo Técnico 3
Modo Técnico 4
Epipaleolítico y Mesolítico
EUROPA
ÁFRICA
ASIA
AMÉRICA
OCEANÍA
Homo sapiens
Homo neanderthalensis
H. heidelbergensis
Homo antecessor
Homo erectus
Homo ergaster
Homo habilis
Au. garhi
Au. sediba
Au. afarensis
Au. anamensis
Paranthropus robustus
Paranthropus boisei
Paranthropus aethiopicus
Australopithecus africanus
Australopithecus afarensis
Australopithecus anamensis
> 4 M.a.
Primer Homo?
Otros Australopithecus
Extinción de Australopithecus
Extinción de Paranthropus
Homo floresiensis
Denisovanos
Homo rodhesiensis
Homo erectus
Homo habilis
Au. garhi
Au. afarensis
Au. anamensis
Primer Homo?
Au. sediba
Australopithecus africanus
Paranthropus robustus
Paranthropus boisei
Paranthropus aethiopicus
Otros Australopithecus
Extinción de Paranthropus
Extinción de Australopithecus
Homo rodhesiensis
Homo antecessor
H. heidelbergensis
H.neanderthalensis
H. sapiens
Tiempo en millones de años (Ma)
Tiempo (ka) 0 2 4 6 8 10
Tiempo (Ma) 0 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 0,6 0,7 0,8 0,9 1,0 1,1 1,2 1,3 1,4 1,5 1,6 1,7 1,8 1,9 2,0 2,1 2,2 2,3 2,4 2,5 2,6 2,7 2,8 2,9 3,0 3,5 4,0 M.a.
0,12 Blake
0,42 Emoyeir
0,78 Límite Brunhes/Matuyama
0,99 Jaramillo
1,07
1,22 Cobb Mt.
1,24
1,68 Gilsa
1,77
Olduvai
1,95
2,14 Reunión
2,19
2,33
2,44 'X'
2,58 Límite Gauss/Matuyama
Mesolítico

Cuaternario y Geomorfología
ISSN: 0214-1744
ISSNe: 2695-8589

www.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/

Contexto crono-estratigráfico y cultural del conjunto lítico de Base Menacho (cuenca del río Guadiana, Badajoz, España): primeros resultados

Chronostratigraphic and cultural context of the lithic assemblage from Base Menacho locality (Guadiana River basin, Badajoz, Spain): first results

García-Vadillo, Francisco-Javier [1, 2, 3]*; Duval, Mathieu [4, 5]; Canals-Salomó, Antoni [1, 2, 3]; Rodríguez-Álvarez, Xosé-Pedro [1, 2]; Garcia-Garriga, Joan [6]; Carbonell-Roura, Eudald [1, 2, 3, 7]

(1) Àrea de Prehistòria, Universitat Rovira i Virgili (URV). Avinguda de Catalunya, 35. C.P. 43002, Tarragona (España).
(2) Institut Català de Paleoecología Humana i Evolució Social (IPHES-CERCA). C/ Marcellí Domingo s/n, Campus Sescelades, Edifici W3, C.P. 43007, Tarragona (España).
(3) Primeros Pobladores de Extremadura-Institut Català de Paleoecología Humana i Evolució Social. (EPPEX-IPHES). Casa de la Cultura Rodríguez Moñino, Avd. Cervantes s/n. C.P. 10003, Cáceres (España).
(4) Centro Nacional de Investigación de la Evolución Humana (CENIEH). Paseo Sierra de Atapuerca, 3. C.P. 09002 Burgos, Spain
(5) Australian Research Centre for Human Evolution (ARCHE), Griffith University, 170 Kessels Road, Nathan, QLD 4111, Australia.
(6) Universitat Oberta de Catalunya (UOC). Avda, Tibidabo, 39-43. C.P. 08035, Barcelona (España).
(7) Facultad de Humanidades y Comunicación, Universidad de Burgos. Paseo de los Comendadores s/n. C.P. 09001, Burgos (España).

Resumen

En este trabajo presentamos el conjunto lítico de Base Menacho (Badajoz, España), documentado en un nivel sedimentario que cubre los depósitos aluviales de la terraza fluvial T3 +10-20 m sobre el cauce actual del río Zapatón, subafluente del río Guadiana en el sector de las Vegas Bajas (Badajoz, España). El conjunto se compone de 46 elementos líticos incluyendo lascas, núcleos y configurados. No se han identificado elementos líticos característicos que permitan una atribución firme a los tecnocomplejos de Modo 2 o 3. Ya que los elementos líticos fueron documentados en arenas finas y no muestran evidencias aparentes de marcas de abrasión, asumimos de forma preliminar la ausencia de transporte (o muy limitado). Estas observaciones sugieren que el conjunto se encuentra en posición primaria. La datación por Resonancia Paramagnética Electrónica (ESR) de una muestra de cuarzo procedente del nivel arqueológico proporciona una edad del enterramiento de 19,2 ± 1,7 ka (1σ).

* Corresponding author: garciayvadillo@gmail.com

https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.89904

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

Teniendo en cuenta todas las fuentes de incertidumbre relativas al resultado, esta datación numérica permite: 1) correlacionar a Base Menacho con el Pleistoceno superior final y en particular con el estadio isotópico (MIS) 2; 2) establecer indirectamente la cronología de una industria lítica cuyas características poco resolutivas son similares a otros conjuntos relativamente poco estudiados documentados en contextos fluviales de la Península Ibérica; y 3) situar a Base Menacho en el Paleolítico superior, un período con escasas evidencias arqueológicas en el interior de la Península Ibérica. Aunque estos resultados preliminares prometedores demuestran el potencial interesante del conjunto lítico de Base Menacho, reconocemos también la necesidad de realizar una excavación arqueológica en un futuro próximo, para aumentar el tamaño del conjunto y obtener una mejor comprensión de su variabilidad y de los procesos de formación del yacimiento.

Palabras clave: Pleistoceno superior final; río Zapatón; Vegas Bajas Guadiana; terrazas fluviales; industria lítica; datación por Resonancia Paramagnética Electrónica (ESR); granos de cuarzo blanqueados ópticamente.

Abstract

We report here the discovery of a lithic assemblage at Base Menacho locality (Badajoz, Spain), found within a sedimentary level overlying the alluvial deposits associated to the fluvial terrace T3 (+10-20 m above current river channel) of the Zapatón River, a tributary of the Guadiana River in the Vegas Bajas area (Badajoz, Spain). The assemblage is made of 46 artefacts, including flakes, cores and retouched tools. There are no characteristic lithic elements allowing a firm attribution to Mode 2 or 3 techno-complexes. Since the artefacts were found in sediment deposited in a relatively low-energy environment (fine sands) and they do not show any apparent evidence of abrasion marks on their surface, we can reasonably assume in first instance the absence of transport (or only very limited). These observations suggest that the assemblage is in primary position. Electron Spin Resonance (ESR) dating of one quartz sample collected from the archaeological level yields a burial age of 19.2 ± 1.7 ka (1σ). Interestingly, all sources of uncertainty considered, this dating result systematically correlates Base Menacho to the late Upper Pleistocene, and especially with the MIS 2. It also provides key chronological constraints for a peculiar lithic assemblage lacking characteristic lithic artefacts, like many other understudied assemblages documented in fluvial contexts of the Iberian Peninsula. Finally, this numerical age estimate correlates Base Menacho to the Upper Palaeolithic, a period with scarce archaeological evidence within the Iberian Peninsula. Despite these promising preliminary results, we nevertheless acknowledge the need for a proper archaeological excavation in order to increase the size of the assemblage and obtain a better understanding of the variability of the lithic assemblage and of the site formation processes.

Key words: late Upper Pleistocene; Zapatón River; Vegas Bajas Guadiana; fluvial terraces; lithic industry; Electron Spin Resonance dating (ESR) dating; optically bleached quartz grains.

1. Introducción

Los numerosos conjuntos de industria lítica localizados en entornos fluviales evidencian una actividad antrópica recurrente (Santonja y Pérez-González, 2001; Mishra *et al.*, 2007) cuya contextualización crono-cultural y ocupacional es compleja debido, entre otros factores, a la falta de dataciones (Brown, 1997). En los sistemas fluviales de la Península Ibérica las industrias líticas de las terrazas fluviales medias han sido integradas en los tecnocomplejos de Modo 2 y Modo 3 (Clark, 1977) y ubicadas entre la segunda mitad de Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior (Enríquez y Mordillo, 1982a; Vallespí, 1999; Santonja y Pérez-González, 2001; Rubio *et al.*, 2005; Santonja y Villa, 2006; Mishra *et al.*, 2007; Santisteban y Schulte, 2007; Chauhan *et al.*, 2017). Esta ubicación cronológica en la mayoría de casos se basa en la posición relativa de las terrazas fluviales, en algunas inferencias bio-cronológicas obtenidas a partir del contenido paleontológico de estas formaciones y en la presencia en los con-

juntos líticos de elementos morfo-tipológicos característicos como por ejemplo los *large cutting tools* (bifaces, picos y hendedores) y la talla *Levallois*. Aunque son muy numerosos, los conjuntos líticos sin estos elementos característicos apenas han sido estudiados y mucho menos datados numéricamente. Algunos investigadores han tratado de sistematizar la tipología de estas industrias y atribuirles una cronología y un contexto cultural a través de clasificaciones como por ejemplo "industrias macrolíticas", "languedocenses" e "industrias de aspecto postachelense" entre otras denominaciones (Aparicio y Sánchez, 1977; Raposo y Silva, 1984; Vallespí, 1989; Silva, 1994; Araujo *et al.*, 2009).

Hasta ahora, las industrias asociadas al valle del Guadiana en el sector de las Vegas Bajas han sido integradas en el Modo 2 y el Modo 3 (Figura 1) (Enríquez y Mordillo, 1982a). Los *large cutting tools* y el método *Levallois* sir-

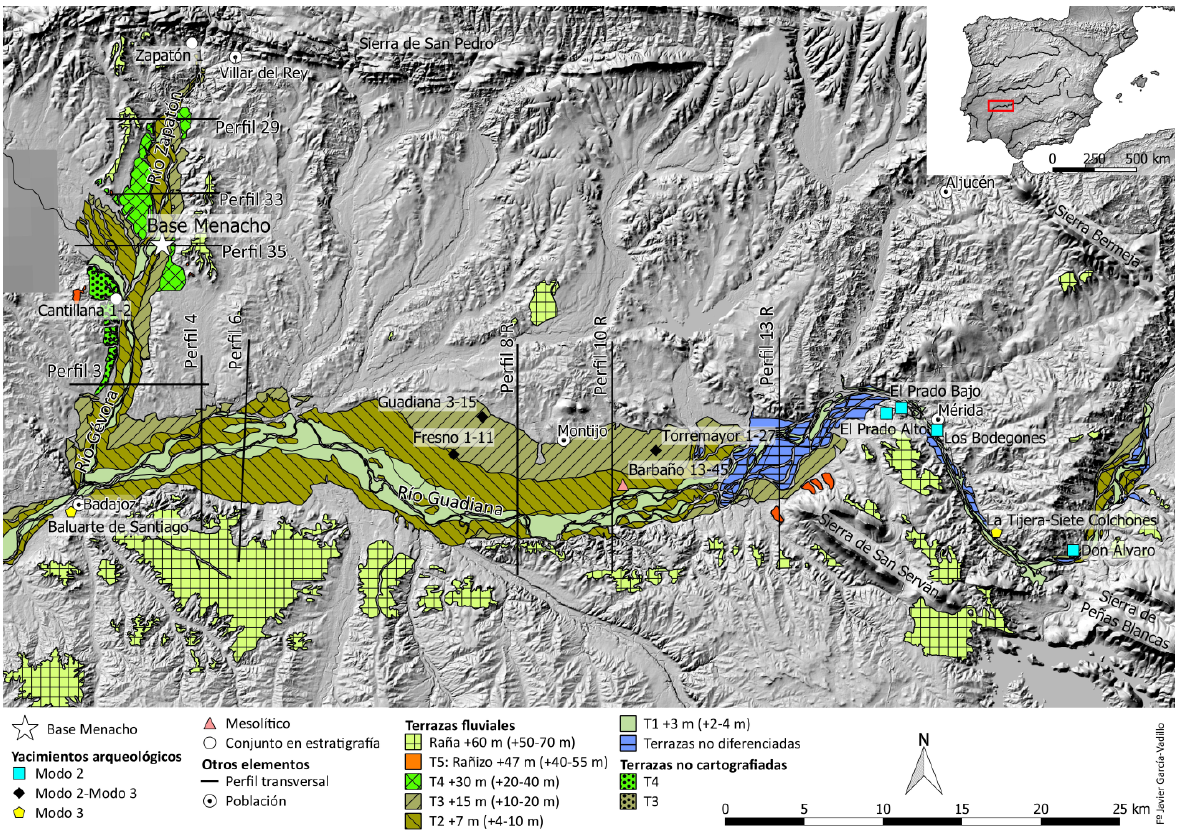

Figura 1: Contexto geográfico y geomorfológico (modificado de García-Vadillo (2009)). Localización de las Vegas Bajas del Guadiana en la Península Ibérica y de los depósitos de las terrazas fluviales asociados a los ríos Guadiana, Gévora y Zapatón. El mapa refleja también la localización de Base Menacho y de otros conjuntos líticos mencionados en el texto. También se sitúan los perfiles transversales representados en la Figura 2 y Figura 3. Figura elaborada en QGIS a partir de la cartografía geológica y geomorfológica (Apalategui Isasa *et al.*, 1988; Villalobos Mejía *et al.*, 1988; Gabaldón López *et al.*, 2003; Insúa Márquez *et al.*, 2003a, 2003b, 2003c) y modelos digitales del terreno (MDT25. Instituto Geográfico Nacional de España).

Figure 1: Geographical and geomorphological context (after García-Vadillo (2009)). (A): Location of the Vegas Bajas - Guadiana area in the Iberian Peninsula and the fluvial terrace deposits associated to the Guadiana, Gévora and Zapatón rivers. The location of Base Menacho locality as well as of other lithic assemblages mentioned in the text is provided. The position of the transversal profiles in Figure 2 and Figure 3 is also given. Figure based on QGIS from various geological and geomorphological maps (Apalategui Isasa et al., 1988; Villalobos Mejía et al., 1988; Gabaldón López et al., 2003; Insúa Márquez et al., 2003a, 2003b, 2003c) and digital terrain models (MDT25. Instituto Geográfico Nacional de España) available.

vieron para encuadrar a conjuntos como El Prado y Don Álvaro en un Achelense evolucionado y a Siete Colchones en un Musteriense de tradición Achelense (Enríquez y Mordillo, 1982b). Los conjuntos líticos sin estos elementos quedaron fuera de estas clasificaciones aunque fueron relacionados con grupos musterienses como por ejemplo los situados en el entorno de la ciudad de Badajoz y en las graveras próximas al río Guadiana en Olivenza (Enríquez y Domínguez, 1984).

La industria lítica documentada en los valles fluviales de las Vegas Bajas es muy abundante (Figura 1). Sin embargo, los conjuntos con Modo 2 y Modo 3 no han sido contextualizados en las terrazas fluviales ya que inicialmente el Guadiana fue conceptualizado durante mucho tiempo como un río anormal, sin terrazas (Hernández-Pacheco, 1956; van Dorsser, 1974), incapaz de conservar depósitos arqueológicos en contexto estratigráfico (Enríquez y Mordillo, 1982a). Aunque las secuencias de terrazas del Guadiana y sus afluentes en las Vegas Bajas se han cartografiado a partir de las hojas del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) posteriores, definiendo tres niveles para el Guadiana, y cuatro y cinco terrazas para los ríos Zapatón y Gévora (Sos, 1964; Rodríguez Vidal *et al.*, 1988; van Zuidam-Cancelado, 1989; Gabaldón López *et al.*, 2003; Insúa Márquez *et al.*, 2003a, 2003b, 2003c; Moya y Centeno, 2008), las altitudes de estas terrazas no ha sido correlacionadas entre sí y las dataciones numéricas disponibles son muy escasas (Garzón *et al.*, 2011; Garzón y Tejero, 2018). El contexto crono-cultural que representan estas formaciones sólo ha sido abordado en la T3 (+10-20 m) del río Guadiana, situándolo entre el Pleistoceno medio final-Pleistoceno superior (García-Vadillo *et al.*, 2013), en la fase final de la transición Modo 2-Modo 3, anterior al estadio isotópico 5 (MIS 5) (Rodríguez, 2004; Santonja *et al.*, 2016).

La contextualización cronológica y cultural de las industrias líticas del río Guadiana es una cuestión pendiente de resolver. En este trabajo presentamos un conjunto con industria lítica denominado Base Menacho, asociado a un nivel sedimentario que cubre los niveles detríticos de la terraza fluvial T3 (+10-20 m) del río Zapatón, subafluente del río Guadiana en las Vegas Bajas (Badajoz, España). Las dataciones obtenidas en este depósito mediante el método de Resonancia Paramagnética Electrónica (ESR) aplicado a granos de cuarzo proporcionan información clave sobre el marco cronológico de esta industria. Estos resultados serán contextualizados respecto a las características de otros conjuntos líticos de la T3 del río Guadiana, la secuencia de terrazas y las dataciones efectuadas sobre ellas por otros investigadores (Garzón *et al.*, 2011; Garzón y Tejero, 2018). Además, los procesos sedimentarios y las características de las industrias documentadas en Base Menacho serán relacionados con otros contextos fluviales y ocupacionales del Pleistoceno superior de la Península Ibérica.

2. Marco geomorfológico regional

El valle del Guadiana destaca entre los principales ríos de la Península Ibérica por su escaso desarrollo altimétrico (Mazo *et al.*, 1990; Pérez-González, 1994). En la parte más occidental de su tramo medio el río Guadiana discurre sobre la depresión cenozoica de las Vegas Bajas. Esta depresión está situada entre las ciudades de Mérida y Badajoz y delimitada al norte por las sierras de San Pedro, Montánchez y Sierra Bermeja y al sur por las sierras de San Serván y Peñas Blancas (Figura 1).

A lo largo del Cenozoico esta depresión fue colmatándose con arcosas, arcillas y conglomerados con cantos en ambientes fluviolacustres (Moya *et al.*, 2002; Garzón *et al.*, 2012; Tsige *et al.*, 2020). A final del proceso de colmatación esta depresión era una superficie con marcada horizontalidad y una altitud en torno a los 300 metros sobre el nivel del mar (msnm). Sobre ella se desarrolló la red hidrográfica del Guadiana, condicionada por fallas alpinas con dirección Este-Oeste y Noreste-Suroeste (Tejero y Garzón, 2014). El río Guadiana fluye en dirección Este-Oeste y su curso fluvial discurre puntualmente so-

bre materiales de litología más dura, esquistos, cuarcitas y granitos del precámbrico y paleozoico, que fueron aflorando durante el proceso de incisión del cauce (Figura 1). Los ríos Gévora y Zapatón conforman un sistema fluvial Norte-Sur que desemboca en el Guadiana, en el punto donde su curso cambia a dirección Norte-Sur.

Hasta el momento las formaciones fluviales del área han sido ubicadas en diferentes períodos cronológicos y altitudes relativas aunque inicialmente algunos autores consideraron que el Guadiana era un río sin capacidad para formar terrazas (Hernández-Pacheco, 1956; van Dorsser, 1974). Diferentes trabajos indican que la Raña tiene una altitud superior a los 40 m y ha sido situada en el Plioceno final-Pleistoceno inferior inicial (Sos, 1964; Rodríguez Vidal *et al.*, 1988; van Zuidam-Cancelado, 1989; Gabaldón López *et al.*, 2003; Insúa Márquez *et al.*, 2003a, 2003b, 2003c; Moya y Centeno, 2008). Por debajo de la Raña van Zuidam-Cancelado (1989) identificó formaciones sedimentarias y geoformas que relacionó con fases de encajamiento progresivo y estabilización del nivel base del río Guadiana durante el Pleistoceno inferior y medio. Estas superficies aparecen reflejadas en la cartografía como superficies estructurales, rañizo, terrazas erosivas, etc., siempre ubicadas por debajo de la Raña aunque sin datos relativos a su altitud. Las terrazas fluviales T3, T2 y T1 fueran asociadas al Pleistoceno superior utilizando como únicos criterios su escasa altitud relativa y posición en la secuencia (Sos, 1964; Rodríguez Vidal *et al.*, 1988; van Zuidam-Cancelado, 1989; Gabaldón López *et al.*, 2003; Insúa Márquez *et al.*, 2003a, 2003b, 2003c; Moya y Centeno, 2008). La cartografía geológica emplaza la T3 en el río Guadiana a +8-15 m, mientras que en los ríos Gévora y Zapatón fue situada en +6-8 m.

La confección de perfiles transversales utilizando modelos digitales del terreno (MDT 05) a lo largo de los valles del Guadiana, Gévora y Zapatón y los trabajos de campo han permitido contrastar y ampliar la información cartográfica disponible sobre estos valles (García-Vadillo, 2009). Estos perfiles permiten observar que por debajo de la Raña hay al menos cinco superficies delimitadas por escarpes con un desarrollo longitudinal paralelo a lo largo de los valles fluviales analizados (Figura 2). Estas superficies corresponden con terrazas, en algunos casos con depósitos fluviales asociados. Estos perfiles ubican a la Raña en altitudes medias de +70 m (+60-80 m). Por debajo de la Raña las superficies identificadas por la cartografía, definidas como superficies estructurales, terrazas erosivas y superficies cubiertas por el rañizo, presentan cotas similares medias de +47 m y representarían una estabilización del nivel de base en torno a +40-55 m que denominamos T5. La T4 tiene altitudes situadas en el intervalo +20-40 m. Además, estos perfiles permiten observar un desarrollo de la T3 a cotas similares (+10-20 m) en los ríos Guadiana, Gévora y Zapatón a diferencia de las altitudes propuestas por la cartografía. Las terrazas en el Guadiana, a diferencia de las del Gévora y Zapatón, alcanzan extensiones laterales kilométricas. Esta extensión y la baja resolución vertical de los valles (<70 m) indican escasa capacidad de incisión y amplia divagación lateral de los canales fluviales, características relacionables con el control que el substrato rocoso ejerce sobre la evolución de estos valles (Garzón y Tejero, 2018).

Las dataciones por luminiscencia publicadas por Garzón *et al.* (2011) y Garzón y Tejero (2018) sitúan diferentes depósitos de la T3 (+10-20 m) a +13 m y +15 m en 40-50 ka y en 61-65 ka. Los depósitos de la T4 (+20-40 m) a +25 m, +30 m y +36 m presentan resultados más dispersos entre 47-86 ka. Sin embargo, tres de las cuatro muestras proporcionan dataciones coherentes entre 72-86 ka que sugieren que la formación de la T4 podría tener esta cronología (Tabla 3). Aunque estas dataciones proporcionan un marco cronoestratigrafico preliminar para estos depósitos fluviales, están pendientes de publicación algunos mínimos detalles respecto a la metodología empleada o bien a los resultados obtenidos para cumplir con los estándares internacionales (Forman *et al.*, 2000; Duller, 2008; Mo-

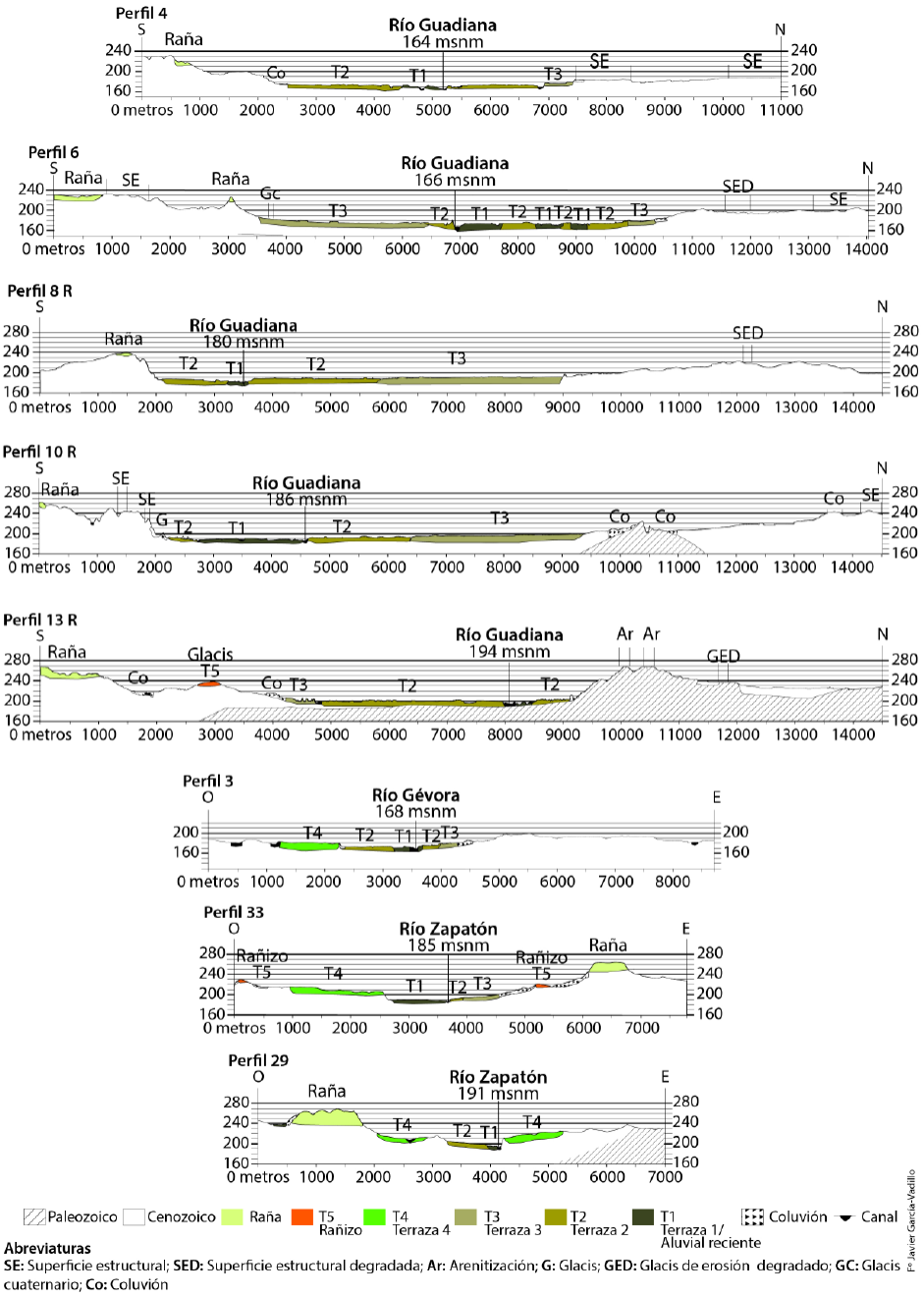

Figura 2: Perfiles transversales de los valles de los ríos Guadiana, Gévora y Zapatón en las Vegas Bajas representando las principales unidades sedimentarias y superficies geomorfológicas definidas en la cartografía geológica y geomorfológica del área (Apalategui Isasa *et al.*, 1988; Villalobos Mejía *et al.*, 1988; Gabaldón López *et al.*, 2003; Insúa Márquez *et al.*, 2003a, 2003b, 2003c). Información topográfica obtenida de los modelos digitales del terreno (MDT 05) disponibles en el Instituto Geográfico Nacional de España. La localización de los perfiles se indica en la Figura 1.

Figure 2: Transversal profiles of the Guadiana, Gévora and Zapatón river valleys in Vegas Bajas with the main sedimentary units and geomorphological surfaces defined in the geological and geomorphological mapping available for the area (Apalategui Isasa *et al.*, 1988; Villalobos Mejía *et al.*, 1988; Gabaldón López *et al.*, 2003; Insúa Márquez *et al.*, 2003a, 2003b, 2003c). *Topographic information obtained from the digital terrain models (MDT 05) available at Instituto Geográfico Nacional de España. The location of the profiles is indicated in Figure 1.*

reno *et al.*, 2021). Concretamente, esta falta de información, especialmente en relación a la determinación de la tasa de dosis, impide evaluar la fiabilidad de estos resultados numéricos obtenidos. Sin embargo, siendo los únicos datos geocronológicos disponibles para la zona, se proporcionan aquí a modo indicativo.

3. Contexto general

3.1. Materiales y documentación

El conjunto lítico de Base Menacho fue localizado en el marco de un proyecto de prospecciones desarrollado en los valles fluviales y las terrazas de los ríos Guadiana, Gévora y Zapatón en las Vegas Bajas (Figura 1). Los objetivos de este proyecto fueron la adquisición de información relativa a las ocupaciones homínidas pleistocenas y a su contexto geomorfológico. Estas prospecciones permitieron documentar abundante industria lítica sobre todo en superficie, caracterizar la información arqueológica e identificar secciones estratigráficas. Estas secciones fueron consideradas como elementos fundamentales para conocer la evolución geomorfológica del área y para obtener muestras sedimentarias susceptibles de ser datadas por técnicas que, como la Resonancia Paramagnética Electrónica (ESR), fueran versátiles en los límites cronológicos de aplicación. Uno de los puntos documentados fue Base Menacho (UTM, Huso 29: X 681494; Y 4322017) (Figura 3). En este punto se recuperó industria lítica en contexto estratigráfico localizada en el talud Este de la carretera EX-110. Este talud corresponde con un afloramiento sedimentario de una longitud aproximada de 100 m. La industria lítica fue recuperada en torno a 1 metro de profundidad a lo largo de una extensión lateral aproximada de 75 m.

3.2. Contexto estratigráfico

La sección estratigráfica donde se documentó el conjunto lítico de Base Menacho tiene 2,5 m de espesor. Se encuentra muy próxima al escarpe de la T3, a una altitud de +10 metros sobre el cauce actual del río Zapatón (Figura 3A). En la sección se identifican 5 niveles sedimentarios numerados de techo a muro. El nivel 1 corresponde con el suelo actual. El nivel 2 es un nivel masivo de arenas finas y muy finas con industria lítica. El nivel 3 es un conglomerado clasto-soportado con cantos y bloques con escasa matriz de gravas. El nivel 4 está conformado por arenas gruesas. El nivel 5 es un conglomerado clasto-soportado con cantos y bloques en matriz de gravas. Los contactos erosivos y materiales sedimentarios (niveles 5, 4 y 3) indican la actividad de canales fluviales (Figura 3B y Figura 3C). El nivel 2 presenta un contacto neto sobre los niveles 4, 3 y 5. Dada la proximidad al escarpe de la terraza probablemente el nivel 2 de esta secuencia indica fases de desbordamiento o transporte sedimentario hacia cotas inferiores, sin descartar un origen eólico. El carácter masivo del depósito y la falta de estructuras sedimentarias aparentes nos impide establecer su génesis hasta que sean realizados análisis sedimentarios más exhaustivos.

4. Metodología de datación numérica

Con el objetivo de datar de manera numérica los depósitos asociados al conjunto lítico, se empleó el método de datación por (ESR) aplicado a granos de cuarzo ópticamente blanqueados. Al igual que la luminiscencia, este método de tipo paleodosimétrico se centra en el estudio de señales sensibles a la luz solar, proporcionando una datación para el momento del depósito y enterramiento de los granos de cuarzo, ver Duval (2018) para más detalles sobre los principios básicos. En comparación con la luminiscencia, el método ESR puede abarcar cronologías más antiguas, hasta más de 2 Ma (p.ej. Sahnouni *et al.*, 2018), aunque recientes estudios demuestran también el potencial del método, y de la señal Ti-H en particular, para datar depósitos del Pleistoceno superior (Kreutzer *et al.*, 2018; Bartz *et al.*, 2020).

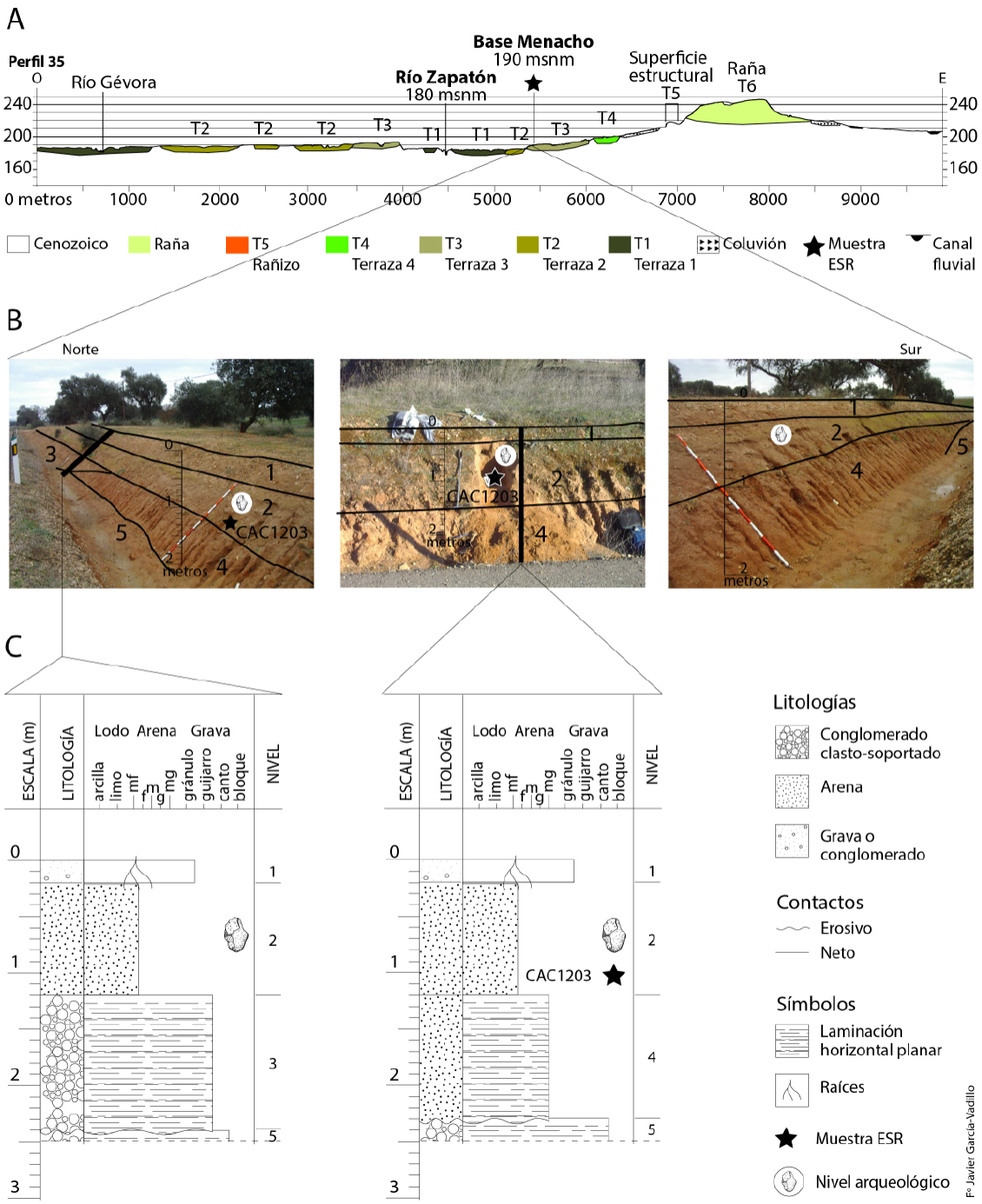

Figura 3: Base Menacho: contexto geomorfológico (A) y estratigráfico (B y C) del material arqueológico y muestra ESR. La posición exacta del perfil transversal del río Gévora (A) se indica en la Figura 1.

Figure 3: Base Menacho locality: geomorphological (A) and stratigraphic (B and C) contexts of the archaeological material and ESR sample. The exact location of the transversal profile across the Gévora River (A) is indicated in Figure 1.

4.1. Muestreo

La muestra de sedimento CAC1203 proviene de la base del nivel 2, nivel de procedencia de las industrias líticas, aproximadamente a 1 metro de la superficie (Figura 3). El muestreo se realizó mediante un tubo de PVC opaco clavado en el perfil. Se midió la radiactividad del sedimento *in situ* con una sonda portátil de tipo NaI conectada a un analizador multicanal Inspector-1000.

4.2. Procedimiento analítico

Se preparó la muestra CAC1203 según el protocolo descrito en Duval *et al.* (2017) para extraer y limpiar los granos de cuarzo de fracción granulométrica entre 100 y 200 µm. La datación se realizó según el método de los centros múltiples (Toyoda *et al.*, 2000), midiendo las señales ESR de los centros paramagnéticos del Aluminio (Al) y Titanio (Ti opción D y Ti-H).

Se determinó la dosis equivalente (D_E) de la muestra según el método de las dosis aditivas con alícuotas múltiples (MAAD – *Multiple Aliquots Additive Dose method*) y multi-granos. Se realizaron las medidas ESR en el CENIEH a baja temperatura (~90 K) con el dispositivo experimental detallado en Duval y Guilarte Moreno (2012) y Guilarte y Duval (2020). Las intensidades de los centros Al, Ti (opción D) y Ti-H (opción C) fueron obtenidas según Toyoda y Falguères (2003) y Duval y Guilarte (2015). Los valores de D_E y los errores asociados fueron calculados mediante el ajuste de las funciones siguientes: EXP+LIN para el centro Al (Duval, 2012), DSE para el Ti opción D (Duval *et al.*, 2009) et Ti-2 para el Ti-H (Duval y Guilarte, 2015). Todos los detalles del procedimiento analítico empleado para el cálculo de la D_E se encuentran en el Anexo.

La tasa de dosis fue calculada mediante una combinación de análisis *in situ* y en laboratorio. La dosis gamma proviene de la medida in situ realizada en el punto exacto del muestro, y calculada según el método del Umbral (*Threshold*) de Duval y Arnold (2013). Los componentes alfa y beta externos provienen del análisis ICP-MS del sedimento bruto, según un procedimiento de preparación que involucra cuatro digestiones sucesivas. El cálculo de la tasa de dosis se basa en los parámetros siguientes: factores de conversión de tasa de dosis de Guérin *et al.* (2011), una tasa de dosis interna de 30 ± 10 µGy/a y eficacia alfa de 0,07 ± 0,01 (Bartz *et al.*, 2019), valores de atenuación alfa y beta para granos esféricos de Brennan *et al.* (1991) y Brennan (2003), 20 µm de espesor externa quitada por el ataque HF, y la atenuación del agua según Grün (1994). Se asume una humedad de 15 ± 5 % como valor a largo plazo. La tasa de dosis cósmica se calcula mediante la fórmula de Prescott y Hutton (1994), aplicando las correcciones correspondientes a la profundidad, altitud y latitud, con un error asociado de 5% (Prescott y Hutton, 1988).

La fecha ESR está calculada mediante un programa no comercial que funciona en SCILAB, con errores calculados mediante simulaciones de tipo Monte Carlo, y considerando las fuentes de incertidumbres siguientes: concentraciones en radionúclidos, profundidad, tasa de dosis gamma, atenuaciones alfa y beta, eficacia alfa y D_E. Las fechas ESR son proporcionadas con un nivel de confidencia de 1σ. Recientemente, Kreutzer *et al.* (2018) demostraron que este programa de cálculo suele producir tasas de dosis muy cercanas (dentro de unos % de diferencia) a los obtenidos mediante el calculador DRAC (Durcan *et al.*, 2015).

5. Resultados

5.1. Características tecnológicas

La industria lítica (46 elementos) carece de trazas de abrasión aparentes (Figura 4). Fue tallada sobre materias primas disponibles en el entorno inmediato, cantos y bloques rodados de cuarcita (N=30) y cuarzo transportados por los cauces fluviales (Tabla 1). Algunas de las cuarcitas son de grano muy fino.

Figura 4: Industria lítica documentada en Base Menacho. Elementos en cuarcita (A, C, D-I, K) y cuarzo (B, J, L, M); núcleos (A-D) sobre canto (A-C) y lasca (D) con reducciones bifaciales (B, C) y unifaciales (A, D); lascas (F-M) con talones corticales (F, G, I, J, M) y no corticales (H, K, L), configurados sobre lasca (E) y elementos con marcas de percusión (A, I).

Figure 4: Some examples of the lithic artefacts found at Base Menacho locality. Artefacts in quartzite (A, C, D-I, K) and quartz (B, J, L, M); cores (A-D) on cobbles (A-C) and flakes (D) with bifacial (B, C) and unifacial (A, D) reductions; flakes (F-M) with cortical (F, G, I, J, M) and non-cortical (H, K, L) butts, retouched tools on flakes (E) and elements with percussion marks (A, I).

Tabla 1: Materias primas y categorías tecnológicas identificadas en el conjunto lítico recuperado en Base Menacho.
Table 1: Raw materials and technological categories identified within the lithic assemblage collected from Base Menacho locality.

Base Menacho	Lascas	Núcleos sobre canto	Núcleos sobre lasca	Configurados sobre canto	Configurados sobre lasca	Material percusivo	Total	%
Cuarcita	26	2	1		1		30	65%
Cuarzo	15	1					16	35%
Total	41	3	1		1		46	100%
%	89%	7%	2%	0%	2%	0%	100%	

Estas industrias reflejan una actividad técnica que generó sobre todo lascas (N=41) con longitudes que no superan los 69 mm. Sólo hay un configurado: una lasca con un borde lateral parcialmente denticulado (Figura 4). Los núcleos sobre canto (N=3) y lasca (N=1) fueron reducidos con estrategias centrípetas (N=2) y unifaciales con levantamientos paralelos sobre el plano transversal (N=2). Los núcleos centrípetos presentan estructuras volumétricas similares a las discoides aunque con cierta jerarquización. Uno de estos núcleos presenta un plano escasamente tallado. Los núcleos presentan un bajo grado de reducción, con escasos levantamientos que indican un abandono durante las fases de decorticalización inicial. Algunos núcleos son de pequeño tamaño.

Las lascas presentan sobre todo talones corticales (N=26) y levantamientos dorsales unipolares. Se constatan algunos talones lisos (N=7) y algunas lascas con levantamientos dorsales centrípetos. Los productos con caras dorsales no corticales (N=15) son más abundantes que las completamente corticales (N=8) aunque se constatan también caras dorsales con restos parciales de córtex (N=16) y córtex predominante (N=1). La escasa reducción de los núcleos contrasta con la escasa presencia de productos con caras dorsales corticales y los talones no corticales documentados. Estas diferencias posiblemente sean debidas a la movilidad de las actividades técnicas. Los estigmas y levantamientos en las aristas de un núcleo unifacial y los pequeños negativos del filo y cara ventral de una lasca de gran formato indican un empleo en actividades de percusión posiblemente desarrolladas en este punto (Figura 3). Base Menacho carece de *large cutting tools*. Cuenta con reducciones discoides que lo relacionan con el Modo 3 aunque la ausencia de talla *Levallois* impide una clasificación definitiva en este modo técnico.

5.2. Resultados cronológicos

5.2.1. Dosis equivalentes

Los datos ESR numéricos obtenidos para cada centro paramagnético están en el Anexo (Tablas S1 y S2). Los datos del centro Al son muy robustos, con una repetibilidad de las D_E < 5%, y un ajuste excelente (r^2 > 0,99), proporcionando una D_E final de 125 ± 11 Gy (Anexo, Tabla S1). En comparación, los datos derivados del centro Ti (opción D) son también muy buenos, con una repetibilidad de las D_E un poco mayor, pero todavía <10 %, y ajuste excelente >0,99. La D_E final (72,6 ± 3,5 Gy) es significativamente inferior (-42 %) a la del centro Al (Anexo, Tabla S2). En este caso se emplea una función de ajuste inédita, de tipo DSE, simplemente porque la función SSE no se ajusta de forma satisfactoria a los datos experimentales (r^2<0,97; modelización de una intensidad de saturación muy por debajo de los datos experimentales). Finalmente, el centro Ti-H (opción C) muestra una repetibilidad de las D_E muy pobre (85%), mientras que el ajuste de la curva de crecimiento es excelente (Figura 5), al igual que para los otros centros (Anexo, Tabla S2). La D_E final obtenida es la más baja de todas (59,1 ± 2,8 Gy), -19

% y -53 % en comparación con los resultados respectivos de los centros Ti (opción D) y Al.

Según los principios básicos del método de los centros múltiples (Toyoda *et al.*, 2000), esta diferencia de resultados según los centros paramagnéticos considerados (D_E (Al) > D_E (Ti opción D) > D_E (Ti-H)) se puede explicar por un blanqueo incompleto de las señales ESR asociadas a los centros Al y Ti (opción D), cuyas cinéticas de blanqueo son significativamente más lentas que la del Ti-H (opción C) (Duval *et al.*, 2017). Por lo tanto, se suele interpretar la D_E proporcionada por el centro Al como una dosis máxima posible. A pesar de su pobre repetibilidad, la D_E obtenida por el centro Ti-H (la más baja de las tres señales medidas) parece sin embargo fiable, debido no sólo al ajuste excelente de la función a los datos experimentales (r^2> 0,999), sino también al hecho que la D_E sea lógicamente (ligeramente) inferior a la del centro Ti (opción D), tal y como se espera según las cinéticas de blanqueo conocidas para los distintos centros (Duval *et al.*, 2017).

En consecuencia, consideramos que en el presente caso el centro Ti-H proporciona la mejor estimación de la dosis total absorbida por la muestra desde su enterramiento. A nivel metodológico, cabe destacar que es una de las dosis más bajas nunca obtenida con la señal Ti-H (Bartz *et al.*, 2020), ofreciendo perspectivas alentadoras en cuanto a la aplicación del método ESR para datar los depósitos cuaternarios de la zona. De manera general, este resultado es conforme con los resultados previos, ya que se suele considerar el centro Ti-H como el más adecuado para determinar dosis relativamente bajas (<100-200 Gy; Bartz *et al.* (2020)), debido a (i) su cinética de blanqueo relativamente rápida y (ii) una mayor sensibilidad a la radiactividad en comparación con los otros centros (Duval y Guilarte, 2015).

5.2.2. Tasa de dosis

La dosis gamma derivada del análisis ICP-MS del sedimento bruto es ligeramente inferior (-8 %) al valor medido *in situ*, indicando una cierta heterogeneidad del sedimento en el entorno de la muestra. Este dato refuerza la importancia de evaluar la dosis gamma *in situ*. Además, el análisis del sedimento bruto por espectrometría gamma de alta resolución indica que la serie del U-238 está en equilibrio secular.

5.2.3. Edades ESR

Los tres centros paramagnéticos analizados proporcionan una cronología del Pleistoceno superior, con fechas sistemáticamente < 50 ka (Tabla 2). Según los principios del método de los centros múltiples, se considera la fecha ESR de 41 ± 5 ka del centro Al como una fecha máxima posible para los depósitos.

Tabla 2: Resultados de las datación ESR y componentes de tasa de dosis asociada para la muestra CAC1203. Los errores están dados a 1σ. El error final sobre los valores de D_E es una combinación del error de ajuste (Tablas S1 y S2) con el error de la tasa de la fuente gamma (2,3%).

Table 2: *ESR age results and associated dose rate components obtained for sample CAC1203. Errors are given at 1σ. The final error on the D_E values is a combination of the fitting error (Tables S1 and S2) with the error on the dose rate of the gamma source (2.3%).*

Muestra	CAC1203
Profundidad (m)	0,8 ± 0,5
Contenido en agua medido (% peso húmedo)	7
Contenido en agua asumido (% peso húmedo)	15 ± 5
Tasa de dosis interna (µGy/a)	30 ± 10
Tasa de dosis alfa (µGy/a)	26 ± 12
Tasa de dosis beta (µGy/a)	1675 ± 131
Tasa de dosis gamma (µGy/a)	1146 ± 100
Tasa de dosis cósmica (µGy/a)	192 ± 17
Tasa de dosis total (µGy/a)	3069 ± 215
D_E (Gy) centro Al	125 ± 12
D_E (Gy) centro Ti (opción D)	73 ± 4
D_E (Gy) centro Ti-H (opción C)	59 ± 3
Edad (ka) centro Al	40,7 ± 4,8
Edad (ka) centro Ti (opción D)	23,8 ± 2,1
Edad (ka) centro Ti-H (opción C)	19,2 ± 1,7

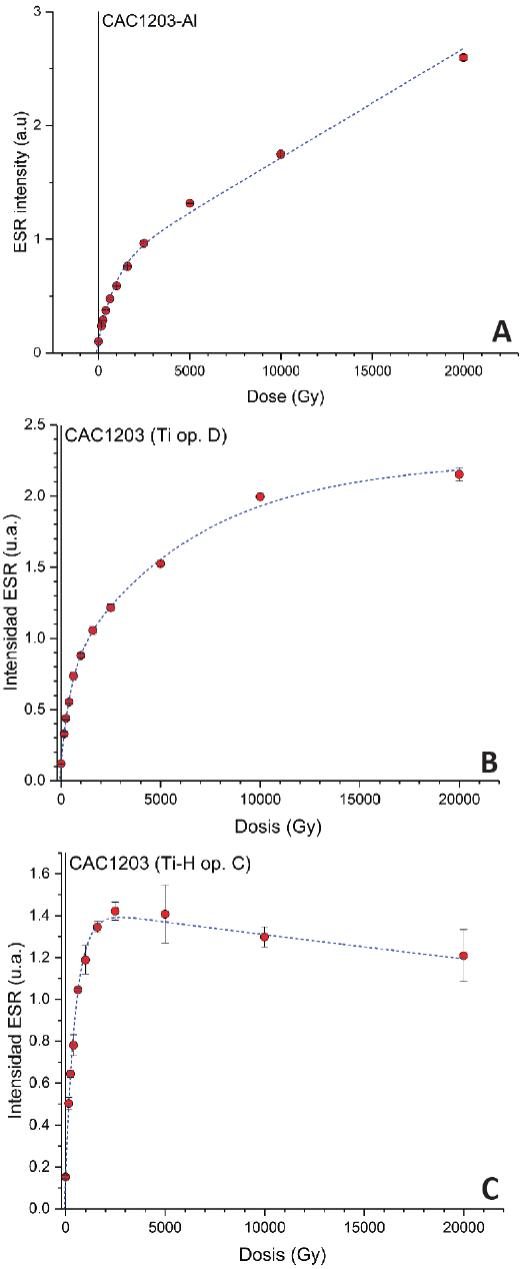

Figura 5: Curvas de crecimiento ESR obtenidas para las señales Al (arriba), Ti opción D (medio) y Ti-H (opción C) de la muestra CAC1203.

Figure 5: ESR dose response curves of the Al (top), Ti option D (middle) and Ti-H (option C) signals measured in sample CAC1203.

En comparación, la fecha de 19 ± 2 ka procedente del centro Ti-H corresponde a la mejor estimación cronológica para el depósito del sedimento asociado al conjunto lítico, correlacionándolos con el estadio isotópico 2 (MIS 2) (Lisiecki y Raymo, 2005).

6. Discusión

La datación numérica obtenida en Base Menacho (MIS 2) es muy reciente. Sugiere que los depósitos datados serían posteriores a la formación de la terraza fluvial T3. Este resultado concuerda con las observaciones de campo y la presencia de una disconformidad entre los niveles estratigráficos 2 y 3 que indicaría la existencia de un importante hiato sedimentario entre ambos niveles. Esta datación representa un punto de partida para comprender el significado cronológico de las formaciones fluviales del área, las dinámicas ocupacionales antrópicas y los procesos que afectan a estas formaciones. La contextualización de los resultados obtenidos en Base Menacho (MIS 2) nos permite observar discrepancias respecto a los datos arqueológicos y cronológicos conocidos en la T3 +10-20 m en las Vegas Bajas.

6.1. Interpretación crono-estratigráfica del conjunto lítico

La datación ESR de 19 ± 2 ka (Ti-H) para la muestra CAC1203 permite correlacionar cronológicamente los depósitos del nivel 2 con el estadio isotópico 2 (MIS 2) (Lisiecki y Raymo, 2005). A nivel metodológico, identificamos varias posibles fuentes de incertidumbre que potencialmente podrían impactar sobre la exactitud de los resultados numéricos derivados de la señal Ti-H, generando una sobreestimación o infravaloración de la fecha ESR.

En primer lugar, un aumento de 5 % del valor de humedad a largo plazo (20 ± 5 %) produciría una fecha ligeramente más antigua de 2 ka (21 ± 2 ka), pero que quedaría acorde a 1σ con el resultado inicial. Además, la concordancia entre las fechas ESR Ti-H y Ti (opción D) a 2σ (Tabla 2) indica que si existe cualquier infravaloración de la D_E (Ti-H), tiene que ser en cualquier caso muy limitada, ya que el re-

sultado de 23,8 ± 2,1 ka proporcionado por el centro Ti (opción D) se tiene que interpretar como una fecha máxima posible para la muestra, según los principios básicos del método de los centros múltiples.

Por otro lado, la muestra CAC1203 está caracterizada por espectros ESR muy ruidosos y una intensidad débil de la señal ESR del centro Ti-H, y en particular para las alícuotas menos irradiadas. Concretamente, tal y como ha sido ilustrado por Ben Arous *et al.* (2021), el aspecto ruidoso de los espectros puede generar una cierta sobreestimación de la D_E. La evaluación y sustracción del ruido de fondo para la muestra CAC1203 según el procedimiento de Ben Arous *et al.* (2021), resulta en una D_E de 53 ± 11 Gy, es decir de aproximadamente un 11% inferior al valor inicial (Tabla S2). La fecha ESR correspondiente es de 17,3 ± 3,8 ka, en acuerdo a 1σ con los 19,2 ± 1,7 ka inicialmente calculados.

En resumen, las fuentes de incertidumbre identificadas tienen un impacto relativamente limitado sobre la edad ESR de la muestra CAC1203, que varía dentro de un rango de valores muy estrecho entre 17,3 ± 3,8 ka y 23,8 ± 2,1 ka. En todos los casos, la edad del nivel 2 sigue dentro del MIS 2.

Estos resultados sugieren una cronología mucho más reciente de lo anticipado inicialmente para estos depósitos, sobre todo en comparación con el marco cronoestratigráfico existente para la T3 +10-20 m (Tabla 3). Sin embargo, el estudio estratigráfico y sedimentológico del perfil indican la presencia clara de una disconformidad entre el nivel 2 y los niveles sub-yacentes, sugiriendo un hiato sedimentario cuya magnitud es desconocida. Esta observación, combinada con la datación ESR, sugiere que el nivel 2 es un nivel superficial depositado durante la parte final del Pleistoceno superior, probablemente desconectado de los niveles detríticos asociados a la formación de la terraza T3.

Por lo tanto, queda por aclarar si el depósito sedimentario y el conjunto lítico son coetáneos. Es decir, si la industria lítica está en posición primaria o secundaria. En el primer caso el resultado ESR proporcionaría una datación indirecta del conjunto, mientras que en el segundo caso esta datación representaría una fecha mínima. En todo caso es difícil evaluar la conservación del conjunto debido a que la industria fue recuperada sin metodología de excavación arqueológica. Teniendo en cuenta la falta de excavaciones arqueológicas, la interpretación sobre la conservación del conjunto se infiere únicamente sobre la consideración de la capacidad de transporte del agente sedimentario que formó el depósito. En este sentido, la falta de alteración superficial aparente en la superficie de los materiales líticos y las arenas finas que conforman el depósito sugiere un escaso transporte, aunque no es descartable. Los datos disponibles indican que es probable que las ocupaciones que generaron el conjunto tuvieran lugar durante el proceso de formación del depósito a finales del Pleistoceno superior.

6.2. Comparación con otros conjuntos líticos de la T3 en las Vegas Bajas

En Base Menacho la ausencia de *large cutting tools* y de talla *Levallois* impide la clasificación de este conjunto como Modo 2 o Modo 3. Además, teniendo en cuenta los escasos restos líticos y la ausencia de elementos tecno-tipológicos característicos de otros tecnocomplejos preferimos no adscribir este conjunto a un modo técnico.

La datación de Base Menacho constituye una discordancia cronológica respecto a la posible cronología representada por las características tecnotipológicas de conjuntos en superficie y contexto estratigráfico de la T3 del Guadiana en las Vegas Bajas: Torremayor 1-27, Guadiana 3-15, Fresno 1-11, Monte das Caldeiras y el Baluarte de Santiago. Excepto el Baluarte de Santiago, localizado en los niveles detríticos de la terraza, todos estos conjuntos fueron localizados en superficie, sin contexto estratigráfico, y sus características son similares. Estas industrias muestran una diversidad

tecno-tipológica articulada en torno al Modo 2 y al Modo 3. Sus escasos *large cutting tools* y la talla *Levallois* relacionan a esta terraza con la fase final de la transición Modo 2-3 en el Pleistoceno medio final-Pleistoceno superior inicial (García-Vadillo *et al.*, 2013). Esta fase final se encuentra ubicada de acuerdo a otros investigadores en una fase anterior al MIS 5 (Rodríguez, 2004; Santonja y Pérez-González, 2010). Sin embargo, las dataciones numéricas son necesarias para confirmar la interpretación cronológica de estas industrias.

Torremayor 1-27 y Guadiana 3-15 (García-Vadillo *et al.*, 2013) registran ocasionalmente bifaces y un predominio de núcleos con reducciones *Levallois*-Discoide. Por otro lado, Fresno 1-11 y Monte das Caldeiras (Zbyszewski *et al.*, 1972; García-Vadillo *et al.*, 2013) evidencian que los bifaces pueden estar asociados también a un uso preferente de reducciones unifaciales lineales. La presencia de hendedores es muy puntual y sólo se registra a través de un único efectivo en el Baluarte de Santiago (Ramírez González, 2007).

El conjunto de Los Bodegones se ha asociado también a la T3 (+10 m). Entre sus 237 efectivos hay una ausencia total de *large cutting tools* y de talla *Levallois*, aunque ha sido clasificado como Modo 2 (Rodríguez-Hidalgo, 2004). Este conjunto fue recuperado dentro de un nivel de arcillas que han sido interpretadas como producto de la alteración del substrato rocoso. Sin embargo, la formación del depósito sería posterior a la formación de la terraza +10 m y su enterramiento habría sido producto de aportes sedimentarios desde zonas más altas. Desde el punto de vista tecnológico, al igual que Base Menacho, es difícil de vincular las características de los Bodegones con un modo técnico.

Base Menacho y Los Bodegones presentan como características comunes la ausencia de morfotipos que vienen relacionándose con los modos técnicos 2 y 3. Los núcleos con estrategias de reducción unifaciales lineales y bifaciales centrípetas de tipo Discoide documentados entre sus elementos técnicos son habituales en los conjuntos de la T3 y en otras industrias en superficie, entre ellas diversas localizaciones en el entorno de Mérida y entre Badajoz y Olivenza (Enríquez y Mordillo, 1982a; Enríquez y Domínguez, 1984). La clasificación de estas industrias en el Modo 3 y en el Musteriense sería producto de la ausencia de morfotipos como los bifaces. Estas estrategias de reducción representan una forma de obtención recurrente de lascas sin llevar a cabo una preparación previa de las superficies de percusión y sin apenas mantenimiento de las convexidades de las superficies de lascado de los núcleos.

Las industrias que supuestamente representan un ámbito cronológico próximo a la datación de Base Menacho se detectan a lo largo del río Guadiana, en las áreas adyacentes a las Vegas Bajas. En estas áreas, la presencia de industrias que posiblemente representarían el Pleistoceno superior final se restringe a la identificación puntual de elementos laminares y raspadores en contextos superficiales no datados como por ejemplo Malhada do Mercador 1-zona sudoeste, Monte da Ribeira 9, Chancudo 1, 2 y 3 y Monte Roncanito 21 localizados sobre las terrazas del Guadiana en el Alqueva (Portugal) (Almeida *et al.*, 2013). Sus características tecno-tipológicas fueron utilizadas para integrarlos entre el Magdaleniense y el Epipaleolítico. Registran la talla de materiales como el cuarzo y la cuarcita, y a diferencia de Base Menacho constatan también el uso de materiales poco frecuentes como el cuarzo hialino y el sílex. Las industrias de Barca do Xerez (Araujo y Almeida, 2013), con dataciones radiocarbónicas de 8.000 años antes del presente, serían el referente geográfico datado más próximo a Base Menacho, aunque en una cronología que marca las etapas iniciales del Holoceno. El conjunto lítico de Barca do Xerez, elaborado mayoritariamente en cuarzo y cuarcita, presenta sobre todo núcleos con reducciones unifaciales lineales y centrípetas de tipo Discoide semejantes a las de Base Menacho y constatadas habitualmente en los entornos fluviales de la Península Ibérica (Santonja y Pérez-González, 2001).

Tabla 3: Dataciones de depósitos fluviales y conjuntos arqueológicos mencionados en el texto. Leyenda: elementos tecnológicos presentes (+), ausentes (-) y datos con una descripción insuficiente (?) (por ejemplo, datos no publicados o elementos tecnológicos no descritos cuya presencia se intuye a través de dibujos y otras referencias). Configurados: M.: muescas, D.: denticulados, R.: raederas, Pf.: perforadores; P.: puntas; Rs.: raspadores; Br.: Buril. *Referencia bibliográfica sobre la industria lítica del conjunto.

*Table 3: Overview of the fluvial deposits and archaeological assemblages mentioned in the text. Key: technological elements present (+), absent (-) or insufficiently described (?) (i.e., unpublished data or undescribed technological elements whose presence is inferred from drawings and other references); Retouched tools: M: notches, D: denticulates, R.: endscraper, Pf: drill; P.: point; Rs: scraper; Br: burin. *Reference for the lithic assemblage.*

Río-sector	Terraza (metros)	Depósito-Unidad	Yacimiento arqueológico	Bifaces	Picos	Hendedores	*Levallois*	Discoide	Configurados	Edad (ka)	MIS	Método de datación	Referencia bibliográfica
Guadiana (sector inicial y medio-inicial)	T2 +3-4	Arenas fluviales. Llanura de San Juan								121,3 ± 14,2	MIS 5e	TL	(Rendell *et al.*, 1994)
		Manto eólico. Llanura de San Juan								27,8 ± 2,7 21,7 ± 3,3	MIS 2	OSL	
										16 ± 1,3 11,34 ± 3,2	MIS 1	OSL	
	T1 +3-6	Molino del Emperador								20,7 ± 2,4	MIS 2	OSL	(López-Recio *et al.*, 2004)
	T2 +13-16	Molino del Emperador, muro								153,9 ± 12,4	MIS 5e-MIS 6	OSL	(López-Recio *et al.*, 2004)
		Molino del Emperador, medio								141,6 ± 9,9	MIS 5e	OSL	
		Molino del Emperador, techo								140 ± 9,4	MIS 5e	OSL	
Guadiana y Gévora (sector medio-inferior)	T +40-50	Río Caia								Fuera de rango		Luminiscencia	(Garzón *et al.*, 2011)
	T +36	Monte S. João								77,5 ± 5,9	MIS 4	Luminiscencia	
	T +30	Ponte Ajuda								47,3 ± 2,7	MIS 2	Luminiscencia	
	T +25	Comenda								72,9 ± 4,8	MIS 4	Luminiscencia	
	T +25	Ajuda; arenas compactas								86,5 ± 4,1	MIS 5a	pIR-IRSL	(Garzón y Tejero, 2018)
	T +15	Confluencia ríos Gévora- Guadiana								42,9 ± 2,7	MIS 2	Luminiscencia	(Garzón *et al.*, 2011)
	T +15	Grav. Gévora; arenas finas compactas								65 ± 13,8	MIS 4	TT-OSL	(Garzón y Tejero, 2018)
	T +15	Grav. Gévora; arenas finas compactas								61,1 ± 2,9	MIS 4	pIR-IRSL	
	T +13	Monte do Campo								46,1 ± 2,9	MIS 2	Luminiscencia	(Garzón *et al.*, 2011)
	T +5	Rincón Caya; arenas medias								7,9 ± 0,3	MIS 1	OSL	(Garzón y Tejero, 2018)
	T +3	Bótoa r. Gévora; arenas finas								4,2 ± 0,6	MIS 1	OSL	
	T +3	Grav. Lobón; arenas finas								4,1 ± 0,3	MIS 1	OSL	
		Manto eólico, Medellín								1,4 ± 0,1	MIS 1	Luminiscencia	(Garzón *et al.*, 2011)
	T3 +10-20	Nivel superior	Base Menacho	-	-	-	-	+	D	19,2 ± 1,7	MIS 1-2	ESR Ti-H	Resultados presentados en este trabajo

Río-sector	Terraza (metros)	Depósito-Unidad	Yacimiento arqueológico	Bifaces	Picos	Hendedores	*Levallois*	Discoide	Configurados	Edad (ka)	MIS	Método de datación	Referencia bibliográfica
Duero		Manto eólico. Tierra de Pinares								11,7 ± 0,9 9,6 ± 1,2	MIS 1	TL	(Bernat y Pérez-González, 2005)
Tajo (sector medio, Toledo)	T11 +20	Arenas superiores								15,3 ± 1,2	MIS 1	OSL	(Roquero *et al.*, 2015)
	T11 +20	Techo								180 ± 15	MIS 6	OSL	(Roquero *et al.*, 2015) (López-Recio *et al.*, 2013)
		Pinedo IV								11 ± 0,9	MIS 1	OSL	
	T10 +25-30	Pinedo I	Pinedo	+	+	+	+	+	R, M, D	>280	MIS 8	pIR-IRSL	(López-Recio *et al.*, 2015) *(Querol y Santonja, 1980)
	T10 +25-30	Pinedo I	Cien Fanegas	+	+	+	-	+	M, D	292 ± 17	MIS 8	pIR-IRSL	(Roquero *et al.*, 2015) *(Baena Preysler *et al.*, 2010)
Tajo (sector inferior-inicial, (Ródão- Arneiro)	T4 +24	Tapada do Montinho	Tapada do Montinho	-	-	-	+	?		41,3 ± 6,3	MIS 3	OSL	(Sohbati *et al.*, 2012) *(Almeida *et al.*, 2008)
		Techo T4 arenas eólicas	Castelejo							32,4 ± 2,4 12 ± 0,7 17,1 ± 0,9	MIS 1-MIS 2	OSL	(Cunha *et al.*, 2012)
		Arneiro (margen izquierda) Techo T4								129 ± 8	MIS 5e	IRSL	(Cunha *et al.*, 2008)
		Pegos do Tejo 2 (Nivel 4)-Techo T4	Pegos do Tejo 2	-	-	-	+	+	R, M, D	>135 ± 21	MIS 5e	OSL	(Almeida *et al.*, 2008)
		Base terraza								277 ± 17	MIS 8	IRSL	(Cunha *et al.*, 2008)
		Superficie	Monte do Famaco	+	?	+	+	+	R, Rs				*(G.E.P.P., 1977)
		Azinhal	Azinhal	+	-	-	?	?	D, P	>61 ± 7	>MIS 4	OSL	(Almeida *et al.*, 2008)
	T6 +16.4	T6 techo, Azinhaga								32,4 ± 1,4	MIS 2	IRSL	(Martins *et al.*, 2010)
Tajo (sector inferior-final)		Arenas eólicas, Formación Carregueira. Almeirim								20,4 ± 1,1 19,1 ± 1,1	MIS 1	SAR-OSL (Q)	(Cunha *et al.*, 2017)

6.3. Comparación con otros conjuntos líticos del Pleistoceno final en la Península Ibérica

Las diferencias entre la datación de Base Menacho y el ámbito cronológico de Pleistoceno medio-final representado por las industrias de la T3 del Guadiana en las Vegas Bajas (García-Vadillo *et al.*, 2013), sugieren que se produjeron aportes sedimentarios durante los eventos Heinrich, posteriores a la formación de la terraza. En la Península Ibérica hay varios ejemplos que indican que las terrazas fluviales medias con industrias de Modo 2 que muestran elementos indicativos de transición al Modo 3 como la talla *Levallois* fueron afectadas por dinámicas posteriores a su formación. En ocasiones estos procesos estratificaron conjuntos de industria lítica (Tabla 3).

La T10 del río Tajo a su paso en Toledo contextualiza depósitos con conjuntos líticos de Modo 2 como Pinedo o Cien Fanegas (Querol y Santonja, 1980; Baena Preysler *et al.*, 2010). La T10 tiene una cronología en torno al MIS 8 (280-290 ka) y junto a la T11 (MIS 6, 180 ± 15 ka) registran el tránsito del Pleistoceno medio al superior (López-Recio *et al.*, 2015; Roquero *et al.*, 2015). Sin embargo, los depósitos superiores registran coluviones datados a partir de 30-40 ka que evidencian procesos posteriores a las dinámicas aluviales que conformaron estas formaciones (Tabla 3).

La T4 del Tajo bajo-inicial registra también depósitos de cronología posterior a los sedimentos aluviales de la terraza. La base de la T4 +24 m (277 ± 17 ka) en este sector relaciona al Modo 2 en superficie de Monte do Famaco con una datación posterior al MIS 8 (Cunha *et al.*, 2008). La datación del techo de la T4 (129 ± 8 ka) (Cunha *et al.*, 2008) concuerda con Pegos do Tejo (135 ± 21 ka), con núcleos *Levallois* y Discoide, muescas y denticulados pero sin *large cutting tools* (Almeida *et al.*, 2008). Conjuntos como Azinhal combinan bifaces, núcleos *Levallois* y Discoide aunque sus dataciones >60 ka (Almeida *et al.*, 2008) serían posteriores a la ocupación humana. Sedimentos más recientes contextualizan conjuntos como por ejemplo Tapada de Montinho con Modo 3 (40 ka) (Sohbati *et al.*, 2012) y dataciones similares a las de Castelejo (Cunha *et al.*, 2012) y coherentes con la T6 del Tajo en este sector (Tabla 3). La industria de Castelejo procede de diferentes niveles con escasos elementos líticos y diferentes dataciones numéricas (Cunha *et al.*, 2012). Un núcleo unifacial de cuarcita fue localizado por debajo de un nivel datado en 32 ka. Una laminita de dorso procede de los depósitos eólicos datados en 12,0 ± 0,7 ka y 17,1 ± 0,9 ka y evidenciaría el desarrollo de actividades antrópicas durante el Paleolítico superior.

Los mantos eólicos en el río Tajo (Formación Carregueira (Cunha *et al.*, 2017)), río Duero (Tierra de Pinares (Bernat y Pérez-González, 2005)) y río Guadiana (Llanura aluvial de San Juan (Rendell *et al.*, 1994)) reflejan los efectos de las condiciones de aridez del final de la última glaciación (Tabla 3). En el caso del río Guadiana los mantos eólicos de la Llanura de San Juan se desarrollaron sobre superficies aluviales de cronología anterior (MIS 5, 121,3 ± 14,2 ka). En el caso del río Tajo estas condiciones produjeron la formación de depósitos en contexto estratigráfico como en el caso mencionado de los niveles superiores de Castelejo desarrollados sobre la T4 del Tajo (Tabla 3).

Las características tecno-tipológicas de Base Menacho se encontrarían dentro de la variabilidad de algunas industrias del Pleistoceno superior final en la Península Ibérica, un período escasamente representado en las zonas interiores (Alcaraz-Castaño, 2015; Straus, 2018). Entre estas industrias destaca la documentada en el nivel 3 de la cueva del Esquilleu (Cantabria), con una cronología aparente en torno a 19 ka obtenida mediante radiocarbono, aunque algunas muestras proporcionaron resultados más recientes (Baena Preysler *et al.*, 2012). Su industria lítica, clasificada como Musteriense y caracterizada por el predominio de estrategias de reducción Discoide (Baena Preysler *et al.*, 2012), demuestra la persistencia de métodos de talla como el Discoide y la ausencia de elementos laminares

en contextos donde las actividades técnicas tienen un carácter expeditivo. En este sentido, algunos conjuntos como el del Abric Agut fueron integrados en el Modo 3 hasta su datación en el Pleistoceno superior final (Vaquero *et al.*, 2002). Tanto la cueva del Esquilleu como el Abric Agut demuestran la importancia de las dataciones numéricas para contextualizar las características tecnotipológicas e interpretar la variabilidad de estos conjuntos en su contexto cronocultural, apreciación extensible también a Base Menacho.

En resumen, Base Menacho forma parte de un amplio grupo de conjuntos con industria lítica en los que la ausencia de *large cutting tools* apenas ha llamado la atención de los investigadores. La presencia de estas industrias en los valles fluviales ha sido relacionada con una actividad antrópica recurrente en estos entornos (Enríquez y Domínguez, 1984; Vallespí, 1989; Santonja y Pérez-González, 2001). Estos conjuntos han sido atribuidos a períodos muy diversos, del Pleistoceno y el Holoceno, y denominados de forma muy diversa como por ejemplo "industrias macrolíticas", "languedocenses", "industrias de aspecto postachelense" (Aparicio y Sánchez, 1977; Raposo y Silva, 1984; Vallespí, 1989; Silva, 1994; Araujo *et al.*, 2009). Estas industrias, al igual que las de Base Menacho, presentan unas características poco resolutivas para su contextualización crono-cultural. Por tanto, la contextualización cronológica de estos conjuntos depende de la realización de dataciones numéricas. Además, esta datación numérica abre la posibilidad de que Base Menacho sea uno de los pocos yacimientos que registre la escasa presencia de homínidos en el interior de la Península Ibérica durante el Paleolítico superior y más concretamente en el MIS 2 (Alcaraz-Castaño, 2015; Straus, 2018).

7. Conclusiones

Las dataciones ESR de granos de cuarzo efectuadas en Base Menacho contextualizan cronológicamente en el Pleistoceno superior final la formación de un nivel sedimentario con industria lítica que cubre los niveles detríticos asociados a la formación de la T3 del río Zapatón. Este resultado numérico (19,2 ± 1,7 ka (1σ)) permite datar un evento sedimentario que afectó a una de las formaciones que integra el sistema de terrazas fluviales de gran extensión lateral y escasa resolución vertical generado por los ríos Guadiana, Gévora y Zapatón en las Vegas Bajas.

El análisis de un conjunto sin *large cutting tools* como Base Menacho constata a través de la datación obtenida (MIS 2, 19 ± 2 ka) los efectos a techo de la T3 del río Zapatón de un evento que tuvo lugar durante la última glaciación, evento Heinrich 2. Estos episodios son registrados también en el Tajo en Toledo y en el bajo Tajo, en los mantos eólicos del Duero, Tajo y Guadiana, y en ocasiones estratificaron conjuntos líticos más antiguos. Aunque las características tecnológicas de Base Menacho no permiten una clasificación clara en un modo técnico, este yacimiento presenta núcleos con reducciones de tipo Discoide que apuntan a un Modo 3, aunque sin talla *Levallois*. Sin embargo, la persistencia de los núcleos con reducciones Discoide en yacimientos del Pleistoceno superior final como el Abric Agut y El Esquilleu, y la ausencia de otros morfotipos en Base Menacho impiden una clasificación definitiva del conjunto hasta el desarrollo de excavaciones arqueológicas. Estas excavaciones deberán confirmar si la estratificación del conjunto fue posterior a la ocupación o bien las características de estas industrias entran dentro de la variabilidad que marca el final del Pleistoceno superior en la Península Ibérica. Dataciones numéricas adicionales de los niveles inferiores permitirán también determinar la edad de los depósitos asociados a la terraza T3 y la magnitud del hiato sedimentario observado entre la formación de dicha terraza y el nivel arqueológico.

Base Menacho es uno de los muy escasos conjuntos de industria lítica conservados en estratigrafía en las terrazas fluviales de las Vegas Bajas del Guadiana y el único con una datación numérica asociada, aspectos que lo

convierten en un nuevo referente para el estudio de la ocupación homínida pleistocena en el río Guadiana y sus afluentes. Su cronología y características tecnológicas ejemplifican el carácter complejo de los procesos de formación de depósitos sedimentarios con industria lítica en los entornos aluviales de la Península Ibérica. La datación numérica obtenida convierte además a Base Menacho en una de las escasas referencias sobre el poblamiento del interior de la Península Ibérica durante el Paleolítico superior.

Anexo

Consultar documento adjunto con el procedimiento analítico de la datación ESR de Base Menacho. Contiene las tablas Tabla S1 y Tabla S2.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado en parte gracias al "Programa de ayudas a estudios de interés provincial" de la Diputación Provincial de Badajoz. También cuenta con la financiación del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades del Gobierno de España: "Comportamiento ecosocial de los homínidos de la Sierra de Atapuerca durante el Cuaternario, V" (MICINN/FEDER project PGC2018-093925-B-C32); del Ministerio de Economía y Competitividad: "Crisis climáticas del Pleistoceno inferior y medio y su incidencia en la evolución de las comunidades de microvertebrados del levante español" (CGL2016-80000P); y la Generalitat de Catalunya: "Paleoecologia humana del Plio-Plistocè (PalHum)" (2017/SGR/859) y "Evolució social, cultural i biològica al Plistocè (StEP)" (2017/SGR/1040). El Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social (IPHES-CERCA) recibe financiación del Ministerio de Ciencia e Innovación mediante el programa para Unidades de Excelencia "María de Maeztu" (CEX2019-000945-M). FJGV es beneficiario de una ayuda de investigación predoctoral de la Fundación Atapuerca. MD agradece a Verónica Guilarte Moreno su ayuda a lo largo del proceso analítico de datación ESR. La investigación de MD está financiada por la ayuda Ramón y Cajal RYC2018-025221-I. Finalmente agradecemos a los dos revisores, Guillermina Garzón y Pedro Proença Cunha, los comentarios y sugerencias que ayudaron a mejorar el manuscrito

Referencias

Alcaraz-Castaño, M. (2015). Central Iberia around the Last Glacial Maximum. Journal Of Anthropological Research, 71(4), 565-578. https://doi.org/10.3998/jar.0521004.0071.406

Almeida, F., Gameiro, C., Pereira, T., Quelhas, A. (2013). O Paleolítico Superior. En: F. Almeida (Ed.), Testemunhos do Paleolítico no Regolfo do Alqueva. Resultados do Bloco B1 do Plano de Minimização de Impactes sobre o Património Arqueológico (Vol. 2). EDIA, Beja, 93-246.

Almeida, N., Deprez, S., Dapper, M. (2008). The Palaeolithic occupation of the North-Eastern Alentejo (Portugal): A Geoarchaeological approach. En: P. Bueno-Ramirez, R. Barroso-Bermejo, y R. Balbín-Berhmann (Eds.), Graphical Markers and Megalith Builders in the International Tagus, Iberian Peninsula (Vol. S1765). Archaeopress, Oxford, UK, 19-25.

Apalategui Isasa, O., Jorquera de Guindos, A., Villalobos Mejía, M. (1988). Mapa Geológico de España escala 1:50.000 2ª Serie (MAGNA), Hoja de Almendralejo (803). IGME. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.

Aparicio, J., Sánchez, C. (1977). La lndustria Camposanquiense y sus tipos líticos. Quartär, 27-28, 31-43.

Araujo, A.C., Almeida, F. (2013). Barca do Xerez de Baixo. Um testemunho das últimas comunidades de caçadores-recolectores do Alentejo interior (Vol. 3). EDIA, Beja, 332 pp.

Araujo, A.C., Almeida, F., Valente, M.J. (2009). Macrolithic industries of the Portuguese Mesolithic: a human adaptative response. Mesolithic Horizons. Seventh International Conference on the Mesolithic in Europe, Belfast, 779-787.

Baena Preysler, J., Rus, I., Cuartero, F., Martín-Puig, D., Rubio, D., Roca, M. (2010). Estudio tecnológico de la industria lítica del yacimiento de Las Cien Fanegas (Madrid) en el contexto Achelense de la Meseta. En: E. Mata Almonte (Ed.), Cuaternario y arqueología: homenaje a

Francisco Giles Pacheco. Asociación Profesional del Patrimonio Histórico-Arqueológico de Cádiz (ASPHA), Cádiz, 71-84.

Baena Preysler, J., Carrión, E., Cuartero, F., Fluck, H. (2012). A chronicle of crisis: The Late Mousterian in north Iberia (Cueva del Esquilleu, Cantabria, Spain). Quaternary International, 247, 199-211. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.07.031

Bartz, M., Arnold, L.J., Spooner, N.A., Demuro, M., Campaña, I., Rixhon, G., Brückner, H., Duval, M. (2019). First experimental evaluation of the alpha efficiency in coarse-grained quartz for ESR dating purposes: implications for dose rate evaluation. Scientific Reports, 9(1), 19769. https://doi.org/10.1038/s41598-019-54688-9

Bartz, M., Duval, M., Brill, D., Zander, A., King, G.E., Rhein, A., Walk, J., Stauch, G., Lehmkuhl, F., Brückner, H. (2020). Testing the potential of K-feldspar pIR-IRSL and quartz ESR for dating coastal alluvial fan complexes in arid environments. Quaternary International, 556, 124-143. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.03.037

Ben Arous, E., Duval, M., Bateman, M. (2021). ESR dating of optically bleached quartz grains from coastal dunes of the southern Cape, South Africa: a comparison with the existing luminescence chronology. Book of Abstracts16th International Luminescence and Electron Spin Resonance Dating conference (LED2021), 40.

Bernat, M., Pérez-González, A. (2005). Campos de dunas y mantos eólicos de Tierra de Pinares (Sureste de la cuenca del Duero, España). Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, 116(1), 23-38.

Brennan, B.J., Lyons, R.G., Phillips, S.W. (1991). Attenuation of alpha particle track dose for spherical grains. International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 18(1), 249-253. https://doi.org/10.1016/1359-0189(91)90119-3

Brennan, B.J. (2003). Beta doses to spherical grains. Radiation Measurements, 37(4), 299-303. https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00011-8

Brown, A.G. (1997). Alluvial geoarchaeology: floodplain archaeology and environmental change. Cambridge University Press, Cambridge, 377 pp. https://doi.org/10.1017/CBO9780511607820

Clark, G. (1977). World prehistory in new perspective (3ª ed.). Cambridge University Press, Cambridge, 554 pp.

Cunha, P.P., Martins, A.A., Huot, S., Murray, A., Raposo, L. (2008). Dating the Tejo river lower terraces in the Ródão area (Portugal) to assess the role of tectonics and uplift. Geomorphology, 102(1), 43-54. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.05.019

Cunha, P.P., Almeida, N.A.C., Aubry, T., Martins, A.A., Murray, A.S., Buylaert, J.-P., Sohbati, R., Raposo, L., Rocha, L. (2012). Records of human occupation from Pleistocene river terrace and aeolian sediments in the Arneiro depression (Lower Tejo River, central eastern Portugal). Geomorphology, 165–166, 78-90. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.017

Cunha, P.P., Martins, A.A., Buylaert, J.-P., Murray, A.S., Raposo, L., Mozzi, P., Stokes, M. (2017). New data on the chronology of the Vale do Forno sedimentary sequence (Lower Tejo River terrace staircase) and its relevance as a fluvial archive of the Middle Pleistocene in western Iberia. Quaternary Science Reviews, 166, 204-226. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.001

Chauhan, P.R., Bridgland, D.R., Moncel, M.-H., Antoine, P., Bahain, J.-J., Briant, R., Cunha, P.P., Despriée, J., Limondin-Lozouet, N., Locht, J.-L., Martins, A.A., Schreve, D.C., Shaw, A.D., Voinchet, P., Westaway, R., White, M.J., White, T.S. (2017). Fluvial deposits as an archive of early human activity: Progress during the 20 years of the Fluvial Archives Group. Quaternary Science Reviews, 166, 114-149. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.03.016

Duller, G.A.T. (2008). Luminescence dating: Guidelines on using luminescence dating in archaeology. English Heritage, Swindon, 44 pp.

Durcan, J.A., King, G.E., Duller, G.A.T. (2015). DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. Quaternary Geochronology, 28, 54-61. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.03.012

Duval, M. (2012). Dose response curve of the ESR signal of Aluminum center in quartz grains extracted from sediment. Ancient TL, 30(2), 41-50.

Duval, M. (2018). Sobre el potencial de la Resonancia Paramagnética Electrónica como herramienta geocronologica en contexto geoarqueológico: un resumen de 30 años de investigación en la Península Ibérica. Boletín Geológico y Minero, 129(1-2), 35-57. https://doi.org/10.21701/bolgeomin.129.1.002

Duval, M., Grün, R., Falguères, C., Bahain, J.J., Dolo, J.M. (2009). ESR dating of Lower Pleistocene fossil teeth: Limits of the single sa-

turating exponential (SSE) function for the equivalent dose determination. Radiation Measurements, 44(5), 477-482. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2009.03.017

Duval, M., Guilarte Moreno, V. (2012). Assessing the influence of the cavity temperature on the ESR signal of Aluminum center in quartz grains extracted from sediment. Ancient TL, 30(2), 51-57.

Duval, M., Arnold, L.J. (2013). Field gamma dose-rate assessment in natural sedimentary contexts using LaBr3(Ce) and NaI(Tl) probes: A comparison between the "threshold" and "windows" techniques. Applied Radiation and Isotopes, 74, 36-45. https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2012.12.006

Duval, M., Guilarte, V. (2015). ESR dosimetry of optically bleached quartz grains extracted from Plio-Quaternary sediment: Evaluating some key aspects of the ESR signals associated to the Ti-centers. Radiation Measurements, 78, 28-41. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2014.10.002

Duval, M., Arnold, L.J., Guilarte, V., Demuro, M., Santonja, M., Pérez-González, A. (2017). Electron spin resonance dating of optically bleached quartz grains from the Middle Palaeolithic site of Cuesta de la Bajada (Spain) using the multiple centres approach. Quaternary Geochronology, 37, 82-96. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.09.006

Enríquez, J.J., Mordillo, J.M. (1982a). Las industrias achelenses y musterienses de la comarca de Mérida. Ayuntamiento de Mérida, Mérida, 88 pp.

Enríquez, J.J., Mordillo, J.M. (1982b). La industria lítica de Peñas Blancas (Zarza de Alange, Badajoz). Bajo Aragón, Prehistoria, IV, 7-18.

Enríquez, J.J., Domínguez, C. (1984). Yacimientos pre y protohistóricos de Badajoz y sus alrededores. Revista de Estudios Extremeños, 40(3), 565-582.

Forman, S.L., Pierson, J., Lepper, K. (2000). Luminescence Geochronology. En: Quaternary Geochronology: Methods and Applications. American Geophysical Union, 157-176. https://doi.org/10.1029/RF004p0157

G.E.P.P. (1977). O estudo do Paleolítico da área do Ródão. O Arqueólogo Português(3.ª Série), 31-47.

Gabaldón López, V., Fernández-Gianotti, J., Matía Villarino, G., Hernández Samaniengo, A., Ortega Ruiz, I. (2003). Mapa Geológico de España escala 1:50.000 2ª Serie (MAGNA), Hoja de Mérida (777). ITGE. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.

García-Vadillo, F.J. (2009). Estudio de los tecnocomplejos y contexto geológico de las ocupaciones pleistocénicas de las terrazas del Guadiana entre Mérida y Badajoz: Aproximación a la variabilidad de las cadenas operativas en la Terraza3 de la margen derecha del Guadiana. Tesis de máster, Departamento de Historia e Historia del Arte. Área de Prehistoria, Universitat Rovira i Virgili. Tarragona.

García-Vadillo, F.J., Canals i Salomó, A., García Garriga, J., Rodríguez Álvarez, X.-P. (2013). First advances in the study of Paleolithic occupation of Vegas Bajas del Guadiana (Badajoz, Spain). V Jornadas do Quaternário. O Quaternário da Península Ibérica: abordagens metodológicas e linhas de investigação, Porto, 86-88.

Garzón, G., Fernández, P., Pellicer, M.J., Babín, R.B., Tejero, R.M. (2011). Dataciones preliminares y configuración de las terrazas de la depresión de Badajoz (Las Vegas del Guadiana). XIII Reunión Nacional de Cuaternario. El Cuaternario en España y áreas afines, avances en 2011, Andorra, 63-67.

Garzón, G., Pellicer, M.J., Tsige, M., Tejero, R., Brum, A., Cabral, J., Babín, R. (2012). El Cenozoico de la depresion del Guadiana en Badajoz. Nueva sintesis y propuesta de correlacion. En: L.P. Fernández, A. Fernández, A. Cuesta, y J.R. Bahamonde (Eds.), Resúmenes extendidos del VIII Congreso Geológico de España. CD anexo a Geo-Temas (Vol. 13). 222-227.

Garzón, G., Tejero, R. (2018). Las terrazas de las cuencas cenozoicas de Extremadura: aportaciones de la luminiscencia. En: C. Garcia, L. Gómez-Pujol, E. Morán-Tejeda, y R.J. Batalla (Eds.), Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. Universitat de les Illes Balears, Sociedad Española de Geomorfología, Palma, 119-122.

Grün, R. (1994). A cautionary note: use of 'water content' and 'depth for cosmic ray dose rate' in AGE and DATA programs. Ancient TL, 12(2), 50-51.

Guérin, G., Mercier, N., Adamiec, G. (2011). Dose-rate conversion factors: update. Ancient TL, 29(1), 5-8.

Guilarte, V., Duval, M. (2020). ESR dating of optically bleached quartz grains: Assessing the impact of different experimental setups on dose evaluations. Geochronometria, 0(0). https://doi.org/10.2478/geochr-2020-0005

Hernández-Pacheco, F. (1956). Características Geográficas y Geológicas de las Vegas del Guadiana. Excelentísima Diputación Provincial de Badajoz, Badajoz, 161 pp.

Insúa Márquez, M., Santos García, J.A., Apalategui Isasa, O., Carvajal Menéndez, A., García Prieto, F.J. (2003a). Mapa Geológico de España escala 1:50.000 2ª Serie (MAGNA), Hoja de Bótoa (750). ITGE. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.

Insúa Márquez, M., Soria Rodríguez, F., Moreno Serrano, F., Sigüenza Amichis, J., Martín Zúñiga, G., Fernández-Gianotti, J., Gabaldón López, V., Rubio, J.C., Baeza, L.J. (2003b). Mapa Geológico de España escala 1:50.000 2ª Serie (MAGNA), Hoja de Badajoz (775). ITGE. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.

Insúa Márquez, M., Soria Rodríguez, F., Moreno Serrano, F., Sigüenza Amichis, J., Martín Zúñiga, G., Fernández-Gianotti, J., Gabaldón López, V., Rubio, J.C., Baeza, L.J. (2003c). Mapa Geológico de España escala 1:50.000 2ª Serie (MAGNA), Hoja de Montijo (776). ITGE. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.

Kreutzer, S., Duval, M., Bartz, M., Bertran, P., Bosq, M., Eynaud, F., Verdin, F., Mercier, N. (2018). Deciphering long-term coastal dynamics using IR-RF and ESR dating: a case study from Médoc, south-west France. Quaternary Geochronology, 48, 108-120. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.09.005

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records. Paleoceanography, 20(1). https://doi.org/10.1029/2004PA001071

López-Recio, M., Morín, J., Escalante, S., González, J.A., Baena, J., Carrión, E., Conde, C., Cuartero, F., Arteaga, C., Escolà, M., Fernández, C., Lázaro, A., Pérez-Juez, A., Regidor, D., Requejo, V., Sánchez, F., Velázquez, R. (2004). La ocupación paleolítica en Ciudad Real. Nuevos datos geomorfológicos y estratigráficos de las terrazas cuaternarias del río Guadiana. En: N. Bicho y A.F. Carvalho (Eds.), IV Congresso de Arqueología Peninsular (Vol. IV). Univerdad do Algarve, Faro, 303-309.

López-Recio, M., Silva, P.G., Cunha, P.P., Tapias, F., Roquero, E., Morín, J., Carrobles, J., Murray, A.S., Buylaert, J.-P. (2013). Dataciones por luminiscencia de la terraza + 25-30 m del río Tajo en el área de Toledo. El yacimiento Achelense de Pinedo. En: R. Baena, J.J. Fernández, y I. Guerrero (Eds.), VIII Reunión de Cuaternario Ibérico. El Cuaternario: investigación en el s. XXI. AEQUA, Sevilla, 17-21.

López-Recio, M., Silva, P.G., Roquero, E., Cunha, P.P., Tapias, F., Alcaraz-Castaño, M., Baena, J., Cuartero, F., Morín, J., Torres, T., Ortiz, J.E., Murray, A.S., Buylaert, J.P. (2015). Geocronología de los yacimientos achelenses de Pinedo y Cien Fanegas (Valle del Tajo) e implicaciones en la evolución fluvial en el entorno de Toledo (España). Estudios Geológicos, 71(1). https://doi.org/10.3989/egeol.41816.340

Martins, A.A., Cunha, P.P., Buylaert, J.-P., Huot, S., Murray, A.S., Dinis, P., Stokes, M. (2010). K-feldspar IRSL dating of a Pleistocene river terrace staircase sequence of the Lower Tejo River (Portugal, western Iberia). Quaternary Geochronology, 5(2–3), 176-180. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.06.004

Mazo, A.V., Pérez-Gozález, A., Aguirre, E. (1990). Las faunas pleistocenas de Fuensanta del Júcar y El Provencio y su significado en la evolución del Cuaternario en la Llanura Manchega. Boletín Geológico y Minero, 101(3), 56-70.

Mishra, S., White, M.J., Beaumont, P., Antoine, P., Bridgland, D.R., Limondin-Lozouet, N., Santisteban, J.I., Schreve, D.C., Shaw, A.D., Wenban-Smith, F.F., Westaway, R.W.C., White, T.S. (2007). Fluvial deposits as an archive of early human activity. Quaternary Science Reviews, 26, 2996–3016. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.035

Moreno, D., Gutiérrez, F., Val, M.d., Carbonel, D., Jiménez, F., Jesús Alonso, M., Martínez-Pillado, V., Guzmán, O., López, G.I., Martínez, D. (2021). A multi-method dating approach to reassess the geochronology of faulted Quaternary deposits in the central sector of the Iberian Chain (NE Spain). Quaternary Geochronology, 65, 101185. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2021.101185

Moya, M.E., Centeno, J.D., Azevêdo, T.M. (2002). Notas sobre la sedimentación cenozoica en la Cuenca del Guadiana, tramo Mérida-Badajoz (España). Seminarios Ceintíficos del Departamento de Geología, Universidad de Alacalá, 43-56.

Moya, M.E., Centeno, J.D. (2008). Significado de las superficies de aplanamiento en las Vegas del Guadiana. Cuaternario y Geomorfología, 22(1-2), 33-29.

Pérez-González, A. (1994). Depresión del Tajo. En: M. Gutiérrez Elorza (Ed.), Geomorfología de España. Editorial Rueda, Alcorcón, 389-436.

Prescott, J.R., Hutton, J.T. (1988). Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR. International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radia-

tion Measurements, 14(1), 223-227. https://doi.org/10.1016/1359-0189(88)90069-6

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. Radiation Measurements, 23(2), 497-500. https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8

Querol, A., Santonja, M. (1980). L'industrie lithique du gisement acheuléen de Pinedo (Tolède, Espagne). Bulletin de la Société préhistorique française, 291-305. https://doi.org/10.3406/bspf.1980.5221

Ramírez González, I. (2007). Aportaciones al Paleolítico Medio en el área occidental de la cuenca media del Guadiana. El Baluarte de Santiago. En: Jornadas sobre Arqueología de la ciudad de Badajoz, 19 y 20 de noviembre de 2004. Museo Arquelógico Provincial de Badajoz, Badajoz, 31-62.

Raposo, L., Silva, A.C. (1984). O Languedocense: ensaio de caracterização morfotécnica e tipológica. O Arqueologo Português, Serie 4(Tomo 2), 87-166.

Rendell, H.M., Pérez-González, A., Gallardo, J., Millán, A., Townsend, P.D. (1994). Thermoluminescence and optically stimulated luminescence dating of Spanish dunes Quaternary Science Reviews, 13(5-7), 429-432. https://doi.org/10.1016/0277-3791(94)90054-X

Rodríguez-Hidalgo, A. (2004). Aproximación al estudio de la industria lítica de los yacimientos de la cuenca del Guadiana a su paso por la ciudad de Mérida. 1er Congreso Peninsular de Estudiantes de Prehistoria, Tarragona, 96-103.

Rodríguez Vidal, J., Villalobos, M., Jorquera, A., Díaz del Olmo, F. (1988). Geomorfología del sector meridional de la Cuenca del Guadiana. Rev. Soc. Geol. España, 1(1-2), 157-164.

Rodríguez, X.-P. (2004). Atapuerca y el inicio del Paleolítico medio en Europa. En: E. Baquedano y S. Rubio Jara (Eds.), Miscelánea en Homenaje a Emiliano Aguirre. Museo Arqueológico Regional, Alcalá de Henares, 416-431.

Roquero, E., Silva, P.G., López-Recio, M., Cunha, P.P., Tapias, F., Morín, J., Alcaraz-Castaño, M., Carrobles, J., Murray, A.S., Buylaert, J.P. (2015). Geocronología de las terrazas de Pleistoceno Medio y Superior del valle del Río Tajo en Toledo (Datos, Trans.). En: J.P. Galve, J.M. Azañón, J.V. Pérez Peña, y P. Ruano (Eds.), XIV Reunión Nacional de Cuaternario. AEQUA, Granada, 8-12.

Rubio, V., Arteaga, C., Baena, J., González, J.A., López, M., Marín, J.C., Morín, J. (2005). El Pleistoceno y las industrias Paleolíticas de la Cuenca Alta y Media del río Guadiana. En: Los Primeros Pobladores de Castilla La Mancha. Fundación Cultura y Deporte de Castilla La Mancha, Toledo, 141-190.

Sahnouni, M., Parés Josep, M., Duval, M., Cáceres, I., Harichane, Z., van der Made, J., Pérez-González, A., Abdessadok, S., Kandi, N., Derradji, A., Medig, M., Boulaghraif, K., Semaw, S. (2018). 1.9-million- and 2.4-million-year-old artifacts and stone tool–cut-marked bones from Ain Boucherit, Algeria. Science, 362(6420), 1297-1301. https://doi.org/10.1126/science.aau0008

Santisteban, J.I., Schulte, L. (2007). Fluvial networks of the Iberian Peninsula: a chronological framework. Quaternary Science Reviews, 26(22-24), 2738-2757. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.12.019

Santonja, M., Pérez-González, A. (2001). El Paleolítico Inferior en el Interior de la Península Ibérica. Un Punto de Vista desde la Geoarqueología. Zephyrus, 53-54, 27-77.

Santonja, M., Villa, P. (2006). The Acheulian of Western Europe. En: N. Goren-Inbar y G. Sharon (Eds.), Axe Age. Acheulian Tool-Making from Quarry to Discard. Equinox, London, 429-471.

Santonja, M., Pérez-González, A. (2010). Mid-Pleistocene Acheulean industrial complex in the Iberian Peninsula. Quaternary International, 223–224(0), 154-161. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.02.010

Santonja, M., Pérez-González, A., Panera, J., Rubio-Jara, S., Méndez-Quintas, E. (2016). The coexistence of Acheulean and Ancient Middle Palaeolithic techno-complexes in the Middle Pleistocene of the Iberian Peninsula. Quaternary International, 411(0), 367-377. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.056

Silva, A.C. (1994). Problemática das "indústrias macrolíticas" do Guadiana. Um tema a não ignorar para uma maior aproximação ao estudo do povoamento pré-histórico no interior alentejano. Arqueología en el entorno del bajo Guadiana. Actas del Encuentro Internacional de Arqueología del Suroeste, Huelva, 71-90.

Sohbati, R., Murray, A.S., Buylaert, J.-P., Almeida, N.A.C., Cunha, P.P. (2012). Optically stimulated luminescence (OSL) dating of quartzite cobbles from the Tapada do Montinho archaeological site (east-central Portugal). Boreas, 41(3), 452-462. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00249.x

Sos, V. (1964). Geología de las inmediaciones de Mérida. Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, LXXV, 211-311.

Straus, L.G. (2018). El Paleolítico Superior de la península ibérica. Trabajos de Prehistoria, 75(1), 9-51. https://doi.org/10.3989/tp.2018.12202

Tejero, R., Garzón, G. (2014). The Guadiana River: the role of tectonics on drainage configuration. Comunicações Geológicas, 101(III), 1467-1471.

Toyoda, S., Falguères, C. (2003). The method to represent the ESR signal intensity of the aluminium hole center in quartz for the purpose of dating. Advances in ESR Applications, 20, 7-10.

Toyoda, S., Voinchet, P., Falguères, C., Dolo, J.M., Laurent, M. (2000). Bleaching of ESR signals by the sunlight: a laboratory experiment for establishing the ESR dating of sediments. Applied Radiation and Isotopes, 52(5), 1357-1362. https://doi.org/10.1016/S0969-8043(00)00095-6

Tsige, M., Gomez-Ortiz, D., Tejero, R., Garzón-Heydt, G. (2020). Lithostratigraphy of a Cenozoic intra continental basin (Guadiana Basin, SW Spain) by using clay mineral assemblages and geophysical properties. CATENA, 192, 104588. https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104588

Vallespí, E. (1989). Paleolítico Medio Indeterminado, de aspecto Postachelense, en ámbitos fluviales del Sur y Centro de la Península Ibérica. Veleia, 6, 7-20.

Vallespí, E. (1999). Comentario al Paleolítico Ibérico: Continuidad, Etapas y Perduraciones del Proceso Cultural. SPAL, Revista de Prehistoria y Arqueología, 8, 39-46. https://doi.org/10.12795/spal.1999.i8.03

van Dorsser, H.J. (1974). A geomorphological map of the lower Guadiana basin. The area south of the river Guadiana from the river Matachel to the Guadajira. Geografisch Instituut Der Rijksuniversiteit Utrecht, ser. b(55), 3-19.

van Zuidam-Cancelado, F.I. (1989). Desarrollo geomorfológico de la Cuenca del río Aljucén y sus alrededores inmediatos, Extremadura, España. Una hipótesis del desarrollo de planaciones. Proefschrift Riijksuniversiteit Utrecht, Nederland, Utrecht, 257 pp.

Vaquero, M., Esteban, M., Allué, E., Vallverdú, J., Carbonell, E., Bischoff, J.L. (2002). Middle Palaeolithic Refugium, or Archaeological Misconception? A New U-series and Radiocarbon Chronology of Abric Agut (Capellades, Spain). Journal Of Archaeological Science, 29(9), 953-958. https://doi.org/10.1006/jasc.2001.0794

Villalobos Mejía, M., Jorquera de Guindos, A., Apalategui Isasa, O. (1988). Mapa Geológico de España escala 1:50.000 2ª Serie (MAGNA), Hoja de La Albuera (802). IGME. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.

Zbyszewski, G., Leitão, M., North, C.T. (1972). Estação paleolítica do Monte das Caldeiras (Elvas). O Arqueólogo Português, VI(III), 9-37.

Recibido el 10 de junio de 2021
Aceptado el 27 de noviembre de 2021

ANEXOS

1. Datación ESR: procedimiento analítico

1.1. Preparación

Primero, se tamiza el sedimento de la muestra CAC1203 para recuperar la fracción granulométrica de 100-200 µm, para luego someterle a una sucesión de ataques químicos: HCl 6N para disolver los carbonatos, H_2O_2 para eliminar la materia orgánica y HF (40%) durante 40 minutos para eliminar los feldespatos y la superficie exterior de los granos de cuarzo. Para finalizar, se realiza una separación de minerales pesados y ligeros con SPT (con densidades de 2,72 g/cm^3 y 2,62 g/cm^3), y se utiliza un imán de neodimio para eliminar los minerales magnéticos.

1.2. Evaluación de la D_E

La muestra preparada está dividida en 12 alícuotas. Se irradian 10 de ellas con una fuente de Cs-137 de tipo Gammacell-1000 (tasa de dosis = 7,37 ± 0,17 Gy/min) a las dosis siguientes: 161, 251, 400, 630, 999, 1598, 2495,

Tabla S1.

Muestra	Numero de mediciones	Coeficiente de blanqueo (%)	Repetibilidad de las intensidades ESR (%)	Repetibilidad de las D_E (%)	EXP+LIN ($1/I^2$)	
					r^2 ajustado	D_E (Gy)
CAC1203	3	42,4 ± 1,6	1,2	4,1	0,996	125 ± 11

Tabla S1: Datos ESR asociados al centro Al. El coeficiente de blanqueo corresponde a la diferencia relativa entre las intensidades ESR de la alícuota natural y de la blanqueada. Repetibilidad de las intensidades ESR corresponde a la variabilidad (1 desviación estándar) de las intensidades ESR obtenidas después de cada medición. De manera similar, la repetibilidad de las D_E corresponden a la variabilidad (1 desviación estándar) de las D_E obtenidas después de cada medición. La función de ajuste EXP+LIN corresponde a la suma de una SSE y de un componente lineal (ver Duval (2012)).

Tabla S2.

Muestra	Señal	Numero de mediciones	Repetibilidad de las intensidades ESR (%)	Repetibilidad de las D_E (%)	Función de ajuste	r^2 ajustado	D_E (Gy)
CAC1203	Ti (opción D)	3	1,6	8,4	DSE ($1/I^2$)	0,999	72,6 ± 3,5
CAC1203	Ti-H (opción C)	3	2,9	85,3	Ti-2 ($1/s^2$)	1,000	59,1 ± 2,8

Tabla S2: Datos ESR asociados a los centros Ti opciones C y D según Duval y Guilarte (2015). La repetibilidad de las intensidades ESR corresponde a la variabilidad (1 desviación estándar) de las intensidades ESR obtenidas después de cada medición. De manera similar, la repetibilidad de las D_E corresponden a la variabilidad (1 desviación estándar) de las D_E obtenidas después de cada medición. La función de ajuste DSE corresponde a la suma de dos SSE (ver Duval *et al.* (2009)), mientras que la Ti-2 viene de Duval y Guilarte (2015).

4996, 9996 y 19997 Gy. Otra alícuota está expuesta a la luz de un simulador de tipo SOL2 (Hönle) durante 1250 h para poder determinar el componente residual (no-blanqueable) de la señal ESR asociada al centro Al.

Se miden las alícuotas en el Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH, Burgos) con un espectrómetro Bruker EMXmicro (banda X) a baja temperatura (~90 K) y con los parámetros de adquisición siguientes:

— Señal Al: potencia microonda de 10 mW, resolución de 1024 puntos, anchura de barrido de 20 mT, frecuencia de modulación de 100 kHz, amplitud de modulación de 0.1 mT, tiempo de conversión de 40 ms, constante de tiempo 10 ms y 1 escaneo.

— Señales Ti: potencia microonda de 5 mW, resolución de 1024 puntos, anchura de barrido de 20 mT, frecuencia de modulación de 100 kHz, amplitud de modulación de 0.1 mT, tiempo de conversión de 60 ms, constante de tiempo 10 ms y 1 a 5 escaneos.

Para ambos centros, cada alícuota está medida 3 veces después de una rotación del tubo de unos ~120° en la cavidad para tomar en cuenta la dependencia angular de la señal. Se repite este procedimiento de medición 3 veces en distintos días para evaluar la repetibilidad de los datos.

Las intensidades ESR de las varias señales se miden de la manera siguiente:

— Señal Al: amplitud pico a pico entre el máximo del primer pico (g=2,0185) y la base del decimosexto pico (g=1,9928) (Toyoda y Falguères, 2003).

— Señal Ti (opción D): amplitud entre la línea de base y el pico a g=1,913 (Duval y Guilarte, 2015).

— Señal Ti-H (opción C): amplitud entre la línea de base y el pico a g=1,915 (Duval y Guilarte, 2015).

Cada intensidad ESR está corregida por el peso de la alícuota correspondiente, el número de escaneos, y la temperatura de medición (Duval y Guilarte Moreno, 2012). El ajuste de los datos experimentales se realiza con el programa Microcal OriginPro 8.5 basado en el algoritmo Levenberg-Marquardt por minimización del chi cuadrado. La curva de crecimiento final se basa en las intensidades promedias y errores asociados (1 desviación estándar) derivadas de las mediciones repetidas. Para el centro Al, se ajusta una función exponencial+lineal (EXP+LIN), con datos ponderados por el inverso de las intensidades al cuadrado ($1/I^2$) (Duval, 2012), con extrapolación hasta la intensidad residual. Para el centro Ti (opción D), se ajusta una función DSE (*Double Saturating Exponential*; Duval *et al.* (2009)) con ponderación en $1/I^2$, mientras se usa la función Ti-2 con ponderación en $1/s^2$ (inverso de los errores al cuadrado) para el centro Ti-H (opción C) (Duval y Guilarte, 2015), ambas funcionen con extrapolación hasta Y=0.

Bibliografía

Duval, M., Grün, R., Falguères, C., Bahain, J. J., Dolo, J. M. (2009). ESR dating of Lower Pleistocene fossil teeth: Limits of the single saturating exponential (SSE) function for the equivalent dose determination. Radiat. Measur., 44(5), 477-482. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2009.03.017

Duval, M. (2012). Dose response curve of the ESR signal of Aluminum center in quartz grains extracted from sediment. Ancient TL, 30(2), 41-50.

Duval, M., Guilarte Moreno, V. (2012). Assessing the influence of the cavity temperature on the ESR signal of Aluminum center in quartz grains extracted from sediment. Ancient TL, 30(2), 51-57.

Duval, M., Guilarte, V. (2015). ESR dosimetry of optically bleached quartz grains extracted from Plio-Quaternary sediment: Evaluating some key aspects of the ESR signals associated to the Ti-centers. Radiat. Measur., 78, 28-41. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2014.10.002

Toyoda, S., Falguères, C. (2003). The method to represent the ESR signal intensity of the aluminium hole center in quartz for the purpose of dating. Advances in ESR Applications, 20, 7-10.

Cuaternario y Geomorfología
ISSN: 0214-1744
ISSNe: 2695-8589

www.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/

Rasgos morfométricos de los canchales y sus áreas fuente de la vertiente occidental del macizo de Las Ubiñas (cordillera Cantábrica, León)

Morphometric characterization of scree deposits and their source areas at the western slope of the Ubiñas Massif (Cantabrian Mountains, León)

Peña Pérez, Sergio A. (1)

(1) Departamento de Geografía y Geología, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n, 24007, León, España. spenap00@estudiantes.unileon.es

Resumen

Este trabajo muestra las principales características de los canchales situados en el entorno de La Becerrera, en la vertiente oeste del macizo de Las Ubiñas (cordillera Cantábrica). Para el estudio se ha generado la cartografía de detalle de los canchales y sus áreas fuente mediante el uso de técnicas de análisis cartográfico y trabajo de campo. El posterior tratamiento de las variables estadísticas ha mostrado la relación entre las proporciones de las áreas fuente y los canchales, siendo la longitud y la superficie del área fuente, dos factores muy importantes en la dimensión de los canchales. Las características del área fuente y la topografía del terreno donde se asientan los canchales, afectan de manera significativa en su morfología. Los canchales adoptan dos morfologías principales, taludes y conos, asociados estos últimos a la presencia de canales en el área fuente. La orientación del área fuente y del canchal pueden diferir debido a la presencia de canales de aludes en cabecera. Las pendientes de los canchales son homogéneas correspondiéndose con el ángulo de reposo de los derrubios.

Palabras clave: canchal; talud de derrubios; cono de derrubios; macizo de Las Ubiñas; cordillera Cantábrica.

Abstract

This study shows the main characteristics of the scree deposits around La Becerrera, at the western slope of the Ubiñas Massif (Cantabrian Mountains). A detailed cartography of scree deposits and related source areas has been generated, using cartographic analysis techniques and field work. The statistical analysis of morphometric variables shows a relationship between the size of both source areas and screes, being the length and surface extent of the source area two very important factors conditioning the evolution of scree deposits. The characteristics of the source area and the underlying terrain topography affect resultant talus

https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.89830

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

scree morphologies. The scree adopts complex morphologies of talus cones and slopes. The aspect of the source area and the scree may differ due to the presence of avalanche channels at the source. The talus slopes of the scree are homogeneous and correspond to the scree angle support.

Key words: scree; debris slope; debris cone; The Ubiñas Massif; Cantabrian Mountains.

1. Introducción

Los canchales (también llamados glera, pedrera, yera, llera, chera, cantorral, etc.) tapizan un gran número de laderas, estando asociados a la fragmentación de las rocas en los escarpes rocosos, donde el proceso dominante es la gelifracción (Goudie, 2014). Esta continua aportación de material da lugar a la formación de los canchales, cuyo desarrollo y evolución pueden hacer desaparecer el escarpe del que proceden (Gutiérrez Elorza, 2008)**.** Los taludes de derrubios, según Gómez Lende *et al.* (2016), son unas de las formas más comunes de las montañas y las más representativas de la alta montaña templada con dinámica periglaciar. De este modo, aparecen taludes continuos cuando las acumulaciones se emplazan al pie de escarpes rocosos continuos y formas, cónicas o en abanico, cuando se sitúan a la salida de pequeñas cuencas de recepción que canalizan, a modo de angostos corredores y/o vaguadas, la caída de partículas (Pedraza, 1996). Los conos pueden llegar a coalescer configurando un entramado complejo e irregular de taludes cóncavo/convexos (Tricart, 1977). Las rocas coherentes y fisuradas son las más propensas a la génesis de estas formaciones superficiales, estando compuestas por clastos, la mayoría angulosos y de distinto tamaño (bloques, cantos y gravas) con algo de matriz fina limo-arcillosa (López Bermúdez, 1976 y Pedraza, 1996). Estos bloques angulosos presentan su eje mayor orientado hacia la dirección de la máxima pendiente, con ausencia de matriz fina en diferentes sectores (Gutiérrez Elorza; Peña Monné, 1977).

Respecto a los estudios sobre los canchales, la gran mayoría se centran en el análisis de los depósitos con el fin de reconocer los aspectos más significativos y analizar los posibles factores causantes de su génesis y evolución (López Bermúdez, 1976; Bernabé Maestre, 1977; Roselló, 1977; Roselló Verger y Bernabé Maestre, 1978; Bernabé Maestre y Calvo Cases, 1979; Marco Molina, 1987; Luckman, 1988; Matarredona Coll, 1988; y Hétu y Gray, 2000). Andrews (1961) analiza en su trabajo la formación de los canchales sobre las laderas, analizando las características topográficas, litológicas y de sedimentación del terreno en relación con los factores morfoclimáticos. Una minoría de autores se han centrado en estudiar las propiedades de los clastos en los canchales de los cuales, Pérez (1989), dedica su trabajo al análisis de la variabilidad espacial de las características de los clastos y la determinación de los procesos geomorfológicos que caracterizan los canchales mediante el uso de fábricas. Otros estudios se centran en examinar la estructura interna de diferentes formas periglaciares mediante resistividad eléctrica del suelo (Onaca *et al*., 2013) o conocer los cambios espaciales y temporales en los conos de derrubios y los procesos dominantes (San José *et al*., 2014). La pendiente ha sido uno de los aspectos más estudiados sobre los derrubios de ladera (Andrews, 1961; Evans, 1976; López-Ontiveros y Morales, 1977; Roselló, 1977; French, 1996; Jomelli y Francou, 2000). Sobre la morfología de las estructuras, Caine (1969) desarrolló un modelo para estudiar las formas de los perfiles longitudinales que presentan los taludes de derrubios y Rapp (1960) estudió el volumen y forma, junto con la evolución de varios conos de derrubios.

En la cordillera Cantábrica encontramos pocas referencias sobre análisis detallados centrados en los derrubios de laderas. Serrano Cañadas y González Trueba (2004) analizaron los

procesos periglaciares en el grupo Peña Vieja (Picos de Europa), focalizando gran parte del trabajo en los canchales. Gómez Lende *et al.* (2016) estudiaron el periglaciarismo en la Sierra de Cebolleda, realizando una cartografía morfológica donde se incluyen los canchales y, corroborando su funcionalidad por encima de los 2000 m de altitud. Algunas tesis doctorales ubicadas en esta cordillera también prestan atención a estas formas (García de Celis, 1993; González Gutiérrez, 2002; Santos, 2010; Pellitero, 2012). Por otro lado, existen publicaciones sobre geomorfología en los Picos de Europa donde localizan y describen los derrubios de ladera en sus áreas de estudio (González Trueba, 2007; González Trueba y Serrano, 2010; González Trueba *et al.*, 2011). Destacar las cartografías geomorfológicas del Macizo de Las Ubiñas de Alonso (2014, 2019), donde observamos cartografiados los depósitos de ladera que se estudian en este trabajo.

El macizo de Las Ubiñas, en todas sus vertientes, presenta numerosos canchales con diferencias morfológicas importantes. A simple vista, parece existir una relación entre factores litológicos, climáticos y topográficos. En este trabajo se van a analizar las diferentes morfologías que los canchales muestran en función del área fuente de donde proceden los sedimentos o de la superficie donde se asientan.

El objetivo de este trabajo es realizar un estudio morfométrico de los canchales en el área de estudio, así como de sus áreas fuentes (altitud, extensión, anchura, longitud, pendiente, orientación, etc.) para caracterizar las principales variables que influyen en su desarrollo y forma. Para alcanzar este objetivo es necesario aportar una cartografía detallada de los canchales, necesaria para su localización y posterior adquisición de variables morfométricas (Figura 2).

1.1. Área de Estudio

El macizo de Las Ubiñas se ubica en la vertiente occidental de la cordillera Cantábrica y es uno de los cordales divisoria de aguas entre las cuencas del Duero y Cantábrica (cuenca del río Nalón), con una orientación NNW a SSE, una longitud de casi 10 kilómetros y una anchura en torno a 2 kilómetros. Constituye uno de los relieves más altos de la cordillera como resultado de un mayor levantamiento, aproximadamente 400 m sobre las cumbres de cordales vecinos, debido a la acción de una falla inversa secundaria de la Falla de

Figura 1. Fotografía oblicua del área de estudio tomada desde dron.
Figure 1. Aerial photograph of the study area taken from a UAS (Unmanned Aircraft Systems).

León (Alonso *et al.,* 2007). Peña Ubiña (2.411 m) y el Fontán Sur (2.415 m) son las cimas más altas del macizo, donde solo en algunos collados el cordal baja de los 2.000 metros. Dicho cordal, viene dado por el anticlinal del El Siete, compleja estructura muy replegada y volcada hacia el oeste (García de Celis, 1993). Este macizo está constituido por materiales calcáreos del Carbonífero Superior (Merino-Tomé *et al*., 2014). Antiguamente denominada como formación Calizas de Montaña (Delépine, 1943; Evers, 1967), en los años sesenta del siglo pasado, este conjunto calcáreo se dividió en dos formaciones: las calizas oscuras, fétidas y estratificadas de la parte inferior, Formación Barcaliente; y a techo, las calizas masivas claras, pertenecientes a la Formación Valdeteja (Wagner *et al*., 1971). Los escarpes rocosos de estas formaciones (Peña Ubiña, Picos del Fontán, El Siete…) dan lugar a un conjunto de canchales muy singulares (Figura 1). Estos derrubios de ladera se apoyan sobre la Formación San Emiliano, compuesta por calizas, margas y lutitas y capas de areniscas (Rodríguez Fernández *et al.*, 1982).

Los antiguos glaciares que ocupaban el área de estudio formaron circos glaciares (Castañón Álvarez, 1983), hoy en día modificados por procesos postglaciares, debido a la acción erosiva posterior a la deglaciación. La existencia de morrenas en la zona muestra un retroceso escalonado del hielo, como citan otros trabajos de glaciarismo en la cordillera Cantábrica (Castañón Álvarez, 1989; García de Celis y Martínez-Fernández, 2002; Alonso y Suárez-Rodríguez, 2004). Los procesos postglaciares dieron cabida a formas como los canchales, tratados en este estudio, glaciares rocosos (ubicados en áreas cercanas) o procesos de solifluxión. Los taludes y conos de derrubios están relacionados con estos procesos postglaciares debido a la deglaciación y la relajación de la tensión del hielo en circos y las paredes glaciares. Esto implica una inestabilidad y una mayor erosión y transferencia de sedimentos, seguida de una fase en la que predomina la caída de las rocas y los desprendimientos (Ballantyne, 2002). Junto a las formas glaciares, nítidas y frescas en la cuenca alta del río Luna (Santos-González *et al.*, 2018), merece la pena destacar la red de cárcavas que incide sobre los materiales lutíticos carboníferos, por debajo de los canchales, formas cartografiadas por Alonso (2014, 2019).

Aunque el área de estudio está ubicada en la provincia de León, el macizo es una zona limítrofe entre León y Asturias y está protegido por varias figuras de protección natural, a nivel regional e internacional, en ambas vertientes. Es Reserva de la Biosfera (Ubiñas-La Mesa en Asturias y Babia en León), presenta zonas ZEPA (Zonas de Especial Protección para las Aves) y forma parte de los Parques Naturales de Babia y Luna (Castilla y León) y Las Ubiñas-La Mesa (Asturias).

En las zonas altas del macizo podemos encontrar un clima, siguiendo la clasificación de Köppen, de tipo continental '*Dsc*' con veranos secos y fríos. Mientras, en las zonas bajas, se presenta un clima de tipo continental '*Dsb*' con veranos secos y suaves (García Couto, 2011). Uno de los rasgos característicos en estos climas es el frío, presente durante gran parte del año, como señalan los valores de las temperaturas medias que rondan los 5-6 ^{o}C en algunos puertos (1500 - 1600 m) y 8-9 ^{o}C en la mayoría de los valles al sur de la cordillera (1100 - 1200 m), y que contrastan con la vertiente asturiana, que superan los 13 ^{o}C en los fondos de valle (<1000 m). En el macizo rocoso, las medias de las mínimas absolutas pueden mantenerse negativas durante 8-9 meses. Las precipitaciones son abundantes durante todo el año, con valores que superan los 2000 mm en los sectores más elevados, descendiendo a los 1000 mm en los fondos de los valles leoneses. Además, se da un marcado contraste entre las vertientes del macizo de O a E y de N a S, siendo más lluviosas las laderas occidental y septentrional y, más secas, la meridional y oriental. Estas precipitaciones se pueden producir durante todo el año, aunque predomina el régimen invernal, siendo en esta zona durante el otoño-invierno con máximo en diciembre. El número de días en los que existe precipitación se sitúa entre 160 y 180 (Ortega Villazán y Morales Rodríguez, 2015).

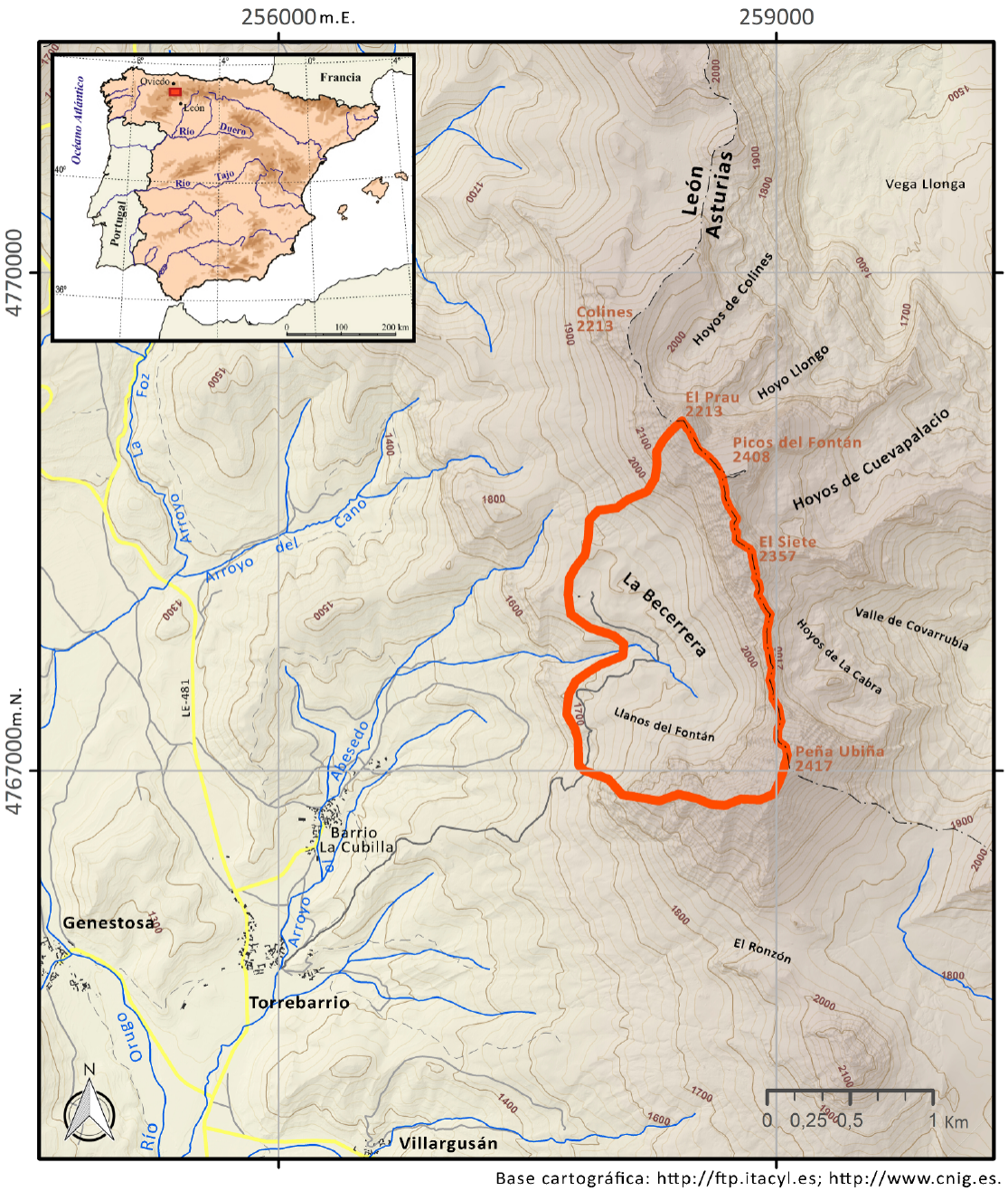

Figura. 2. Localización del área de estudio.
Figure. 2. Location of the study area.

Otro rasgo identificativo del clima de esta zona es la presencia de nieve durante buena parte del año. El periodo de mayor innivación coincide con el de las precipitaciones más abundantes, pudiendo alcanzar una media cercana a 60 días en las áreas más montañosas. Cabe destacar la presencia de neveros permanentes y semipermanentes en las vertientes norte del macizo (Gallinar *et al.*, 2017).

La principal actividad económica de la comarca es el pastoreo, conviviendo en estos lugares rebaños ovinos con cabezas de ganado vacuno y equino. El sobrepastoreo de la zona da lugar a una escasa variedad de vegetación más allá de los pastizales y especies de matorrales.

2. Metodología

En el área de estudio se han identificado todos los canchales que no presentan colonización vegetal mediante trabajo de campo y su representación en una cartografía de detalle. La división de las distintas unidades de derrubios se ha realizado según la tipología de conos de derrubios y taludes de derrubios (Gutiérrez Elorza, 2008)**.** Debido a la continuidad de las formas en algunos sectores, para la subdivisión de las unidades se han empleado diversos MDT (Modelo Digital del Terreno) con el fin de encontrar los cambios significativos de orientación, los cuales señalan un cambio de unidad. Las áreas fuente se han trazado a partir de las divisorias de aguas que salen desde los extremos superiores del canchal, siguiendo estas divisorias hasta el cordal del macizo donde se unen. Para los símbolos cartográficos, se han utilizado las leyendas propuestas por Peña Monné (1997) para estudios de detalle y cartografías realizadas en zonas próximas (Alonso, 2014; González-Gutiérrez *et al*., 2017).

Se ha empleado una variedad de fotografías aéreas y modelos digitales del terreno: fotografías PNOA correspondientes a los años 2017 y 2020, datos LIDAR RGB del año 2010, adquiridos del Centro Nacional de Información Geográfica, junto con ortofotografías y MDT propios generados mediante imágenes dron en 2021. Para la realización de la cartografía y para la obtención de los diferentes parámetros morfométricos se ha usado el software ArcMap v.10.8.1. Además, se ha contado con la tecnología UAS (*Unmanned Aerial System*) para obtener una base cartográfica actualizada de mayor calidad con un GSD (*Ground Sample Distance*) de alrededor de los 5 centímetros. Para ello, se ha utilizado el modelo DJI Phantom 4 Multiespectral, equipado con un sistema de posicionamiento GNSS RTK (*Global Navigation Satellite System, Real-Time Kinematic*). Las imágenes tomadas con el dron han sido procesadas con el software Pix4D v 4.6.4. (Intel Core I9 - 9900k / 64 Gb RAM / NVIDIA GeForce RTX 2080 Ti 8Gb) con la técnica de SfM (*Structure from Motion*), basada en la elaboración de una estructura 3D a partir de la superposición de todas las imágenes conseguidas (Westoby *et al*., 2012). Contando con una configuración adecuada de solape (en el caso de este estudio 65% frontal y 60% lateral) y la utilización de GCPs (*Ground Control Points),* se han corregido pequeños errores y distorsiones de acuerdo con Oniga *et al.* (2020).

Para cada canchal y su respectiva área fuente se han extraído, mediante el software cartográfico, diferentes parámetros teniendo en cuenta las superficies 3D de los modelos digitales (Tabla 1):

1. Superficie, en metros cuadrados, obtenida a partir de la cartografía realizada.

2. Anchura, en metros, tomada siguiendo la curva de nivel que cruza el centroide de cada polígono.

3. Longitud (en metros), siendo la media entre la longitud mínima y máxima de cada polígono siguiendo una línea perpendicular a las curvas de nivel. En los conos de derrubios, se ha tomado la distancia entre el ápice y la base.

4. Alturas máxima, media y mínima, en metros, así como la media de las tres.

5. La orientación y la pendiente se han adquirido mediante geoprocesamientos, utilizando un MDT (Modelo Digital del Terreno) de 2 metros obtenido a través de datos LIDAR. Las herramientas incluidas en el software ArcMap, han permitido calcular la media de cada polígono interpolando mapas de pendiente y orientación

con la cartografía realizada. Para la pendiente también se ha extraído el valor en el punto más bajo de cada canchal.

6. Número de canales en áreas fuente y canchales.

Estas variables fueron tratadas estadísticamente. Con los datos se ha realizado una variedad de gráficos (barras, dispersión y lineales) para visualizar las características morfométricas y las relaciones con las áreas fuente. También se han efectuado correlaciones y regresiones simples, entre parámetros del área fuente y de los canchales. A su vez, el análisis correlacional de las diferentes variables ha sido llevado a cabo mediante el uso del software estadístico *Statistical Package for the Social Sciences* (SPSS 23). El coeficiente de correlación de Pearson (1896) es uno de los más empleados para estudiar el posible grado de relación lineal que existe entre dos (o más) variables cuantitativas (Pardo y Ruiz, 2002). Algunos autores como Acosta (2006) lo categorizan como el posible mejor coeficiente para el análisis descrito.

3. Resultados

Se han identificado en la zona de estudio 12 unidades de canchales ubicados en la base del talud rocoso, ocupando una superficie total de 39,24 hectáreas (Figura 3). La mitad de ellos presentan una estructura claramente de cono (1, 4, 6, 7, 8, 9), mientras el resto se asemeja a un talud con ciertas formas cóncavas y convexas en la superficie. Se han identificado 31 canales de aludes en las áreas fuente, los cuales en las unidades 1, 2, 4 y 12 llegan a incidir en la superficie del canchal. En el caso de la unidad 12, la presencia de un canal de considerables dimensiones en el área fuente no genera un cono bien definido.

La longitud de los canchales (2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 y 9) es bastante uniforme (Figura 4A), y están comprendidos entre los 200-282 m, salvo los canchales ubicados a los extremos (1 y 12) y los de menor tamaño (10 y 11) cuya longitud

Tabla 1. Variables morfométricas y orientación de los canchales y sus áreas fuente.
Table 1. Principal variables of the scree and their source areas.

		Canchal								Área Fuente							
		Superficie (m^2)	Longitud (m)	Anchura (m)	Altura máxima (m)	Altura mínima (m)	Pendiente media (º)	Pendiente mínima (º)	Orientación	Superficie (m^2)	Longitud (m)	Anchura (m)	Altura máxima (m)	Altura mínima (m)	Pendiente media (º)	Orientación	Nº Canales
1	Cono	47850	465	171	2126	1842	31	14	SO	81525	329	382	2360	2019	49	SO	3
2	Talud	80128	238	365	1995	1843	30	17	O	107311	229	534	2371	1980	56	SO	5
3	Talud	41516	200	240	2034	1848	33	21	SO	50187	175	300	2334	2020	52	SO	4
4	Cono	6145	209	56	2035	1894	32	21	SO	25514	178	183	2271	2035	46	SO	1
5	Talud	48027	232	240	2030	1847	32	15	O	29022	91	397	2197	1971	60	O	1
6	Cono	30020	241	149	1999	1841	33	15	NO	34614	187	236	2337	1944	59	O	3
7	Cono	23570	236	134	2013	1867	32	14	NO	56177	319	187	2417	1960	53	O	3
8	Cono	17955	283	99	2077	1887	33	18	NO	60710	304	229	2375	1968	52	O	2
9	Cono	25716	264	146	2069	1893	33	17	O	51684	193	322	2328	1974	52	SO	3
10	Talud	2543	21	106	1971	1944	31	20	S	7406	64	91	2071	1961	55	SO	1
11	Talud	1278	24	54	1834	1816	29	26	O	2334	59	52	1894	1834	44	O	0
12	Talud	67669	412	259	1953	1608	32	27	O	77037	245	346	2236	1668	54	NO	5

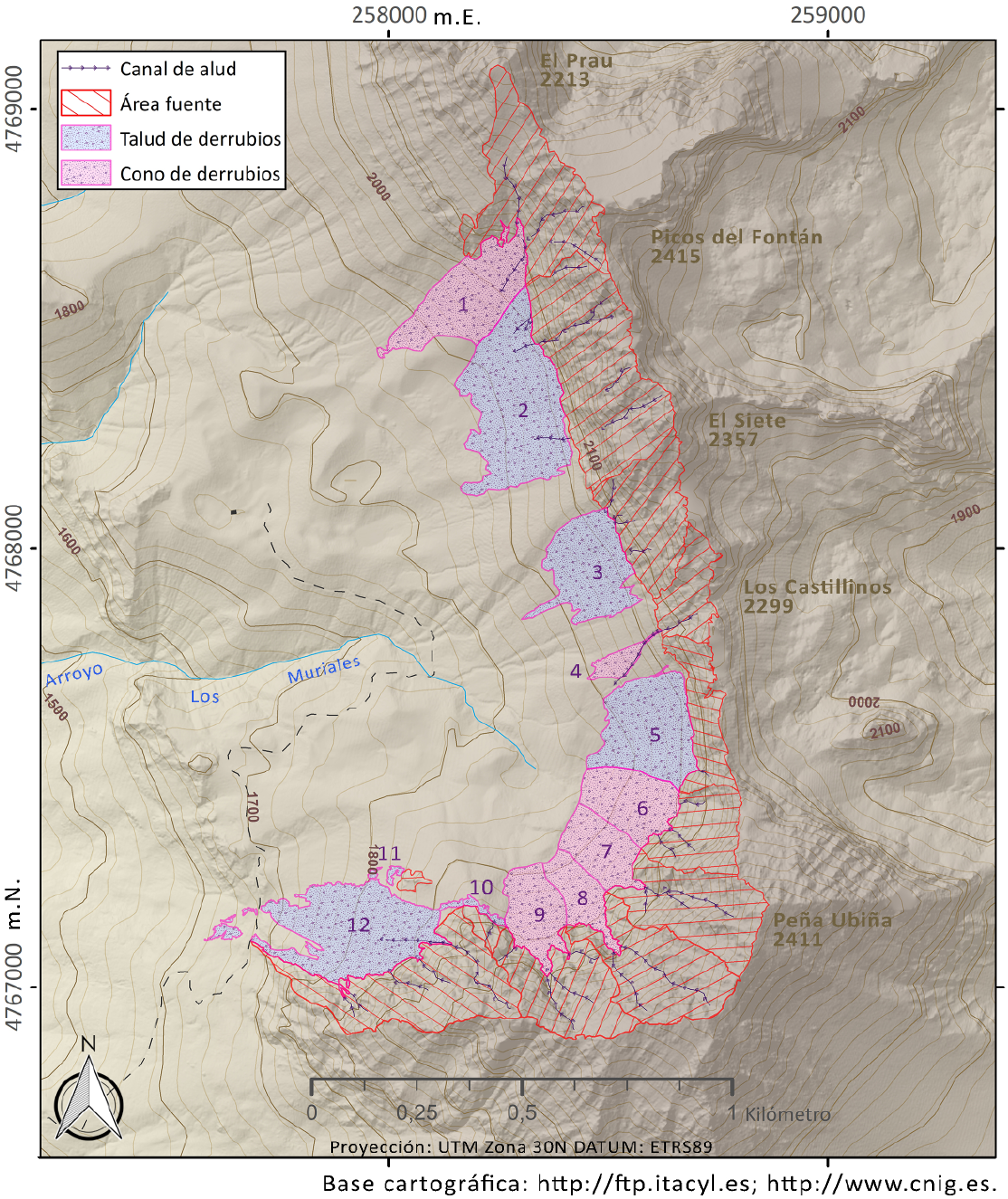

Figura 3. Localización de los canchales y sus áreas fuente.

Figure 3. Location of the screes and their source areas.

es mayor y menor respectivamente. Las unidades ubicadas en los extremos norte y sur del área de estudio superan los 400 m mientras que las unidades 10 y 11 localizadas en un sector más resguardado no alcanzan los 25 m (21 y 24 m respectivamente). La longitud del área fuente es superior a la longitud de los canchales, exceptuando las unidades 1, 5 y 12, en las cuales la longitud del área fuente es inferior (Figura 4A); la anchura del área fuen-

te también es superior al canchal, excluyendo el número 10. La superficie del área fuente de las distintas unidades es mayor al área del canchal a excepción de la unidad 5. En el caso de las unidades 4, 7, 8 y 9, las superficies del canchal son inferiores a la mitad de la superficie de su área fuente (Tabla 1 y Figura 3).

La altura mínima del área fuente y la altura máxima del canchal son similares (Figura 4B) llegando incluso a coincidir estas en ciertos casos (unidad 4). En algunas de las unidades con formas de cono de derrubios (1, 6, 7, 8, 9), la altura mínima del área fuente y la altura máxima del canchal están muy solapadas, al contrario de las que presentan formas de talud, donde la superposición es mínima o inexistente. La unidad 12, aunque presenta una morfología mixta entre talud y cono, cuenta con el mayor solapamiento debido a la presencia de un canal de considerables dimensiones. Esta diferencia de altura máxima del canchal y altura mínima del área fuente viene dada por la morfología que presenta el macizo. Es decir, la presencia de canales favorece que el canchal penetre en la pared rocosa, quedando este por encima de la parte más baja del macizo. La altura máxima de las distintas unidades es homogénea (1950 m – 2126 m) y está determinada por la topografía del macizo. Por otro lado, la altura mínima de los canchales también es bastante uniforme: la topografía permite que estos reposen sobre las pendientes menores, entre 14° y 21°, a diferencia de la unidad 12, donde la altura mínima es menor y la pendiente mínima llega a los 27°. Esto se debe a que esta unidad no tiene una zona de reposo y su área fuente está a menor altitud, provocando que su altura mínima sea menor. La altura media de los canchales se sitúa entre los 1918 m y 1975 m, a excepción de las unidades 11 y 12 con alturas medias de 1825 m y 1797 m respectivamente, debido a que sus áreas fuente también están a menos altitud (Figuras 4B).

La orientación de los canchales es homogénea sobre toda su superficie y parecida a la del escarpe del que proceden los derrubios. Cabe destacar el cambio de orientaciones en

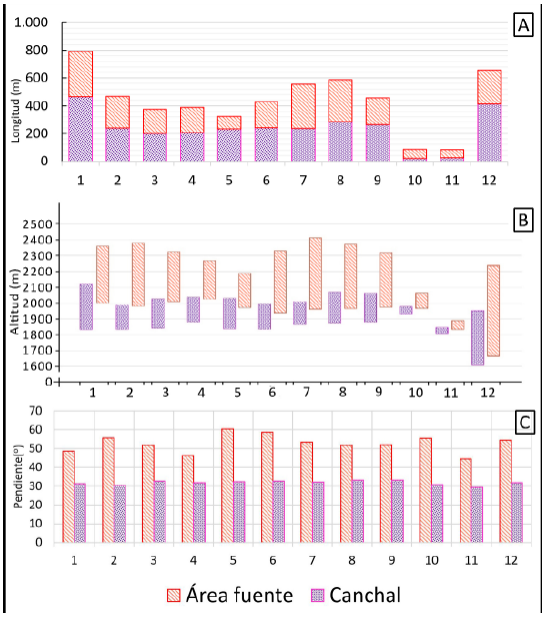

Figura 4. (A) Distribución de la longitud de cada canchal y de cada área fuente. (B) Distribución de las alturas medidas en la zona baja y alta de cada canchal y su área fuente. (C) Representación de las pendientes medias en los diferentes sectores.

Figure 4. (A) Distribution of the length of each scree and its source area. (B) Measured height distribution in the lower and upper zones of each scree and its source area. (C) Representation of the average slopes in the different sectors.

las áreas fuente de los conos de derrubios 6, 7, 8 y 9, en los que la media no equivale a la del canchal.

La pendiente media de los canchales se encuentra entre 29° y 33°, siendo menor y más homogénea que en las áreas fuente, donde oscila entre 44° y 60° (Figuras 4C y 5). Sin embargo, la pendiente mínima de cada canchal sí varía, situándose entre 14° y 21° a excepción de las unidades 11 y 12 que se eleva hasta los 26° y 27° respectivamente. El mapa de pendientes (Figura 5B) refleja cómo los canchales reposan sobre un terreno de menor pendiente (<16°) al ángulo de rozamiento interno del material (aprox. 30°).

Las relaciones establecidas entre el tamaño y longitud del área fuente y de los canchales son positivas, tal como muestran las Figuras 6 A, B y C. La relación más estrecha se obser-

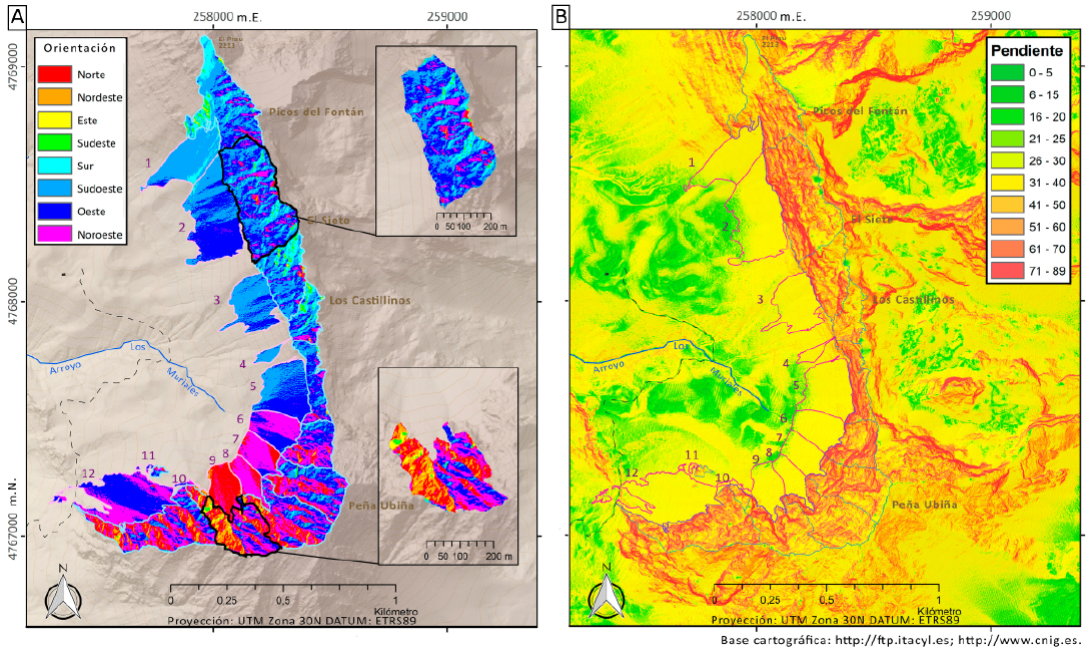

Figura 5. (A) Orientaciones de los diferentes canchales y áreas fuentes, con detalle de dos áreas fuente donde la diversidad de pendientes es diferente. (B) Pendientes del área de estudio.

Figure 5. (A) Orientations of the different scree and its source areas, with the detail of two areas where the slope diversity is different. (B) Slope of the study area.

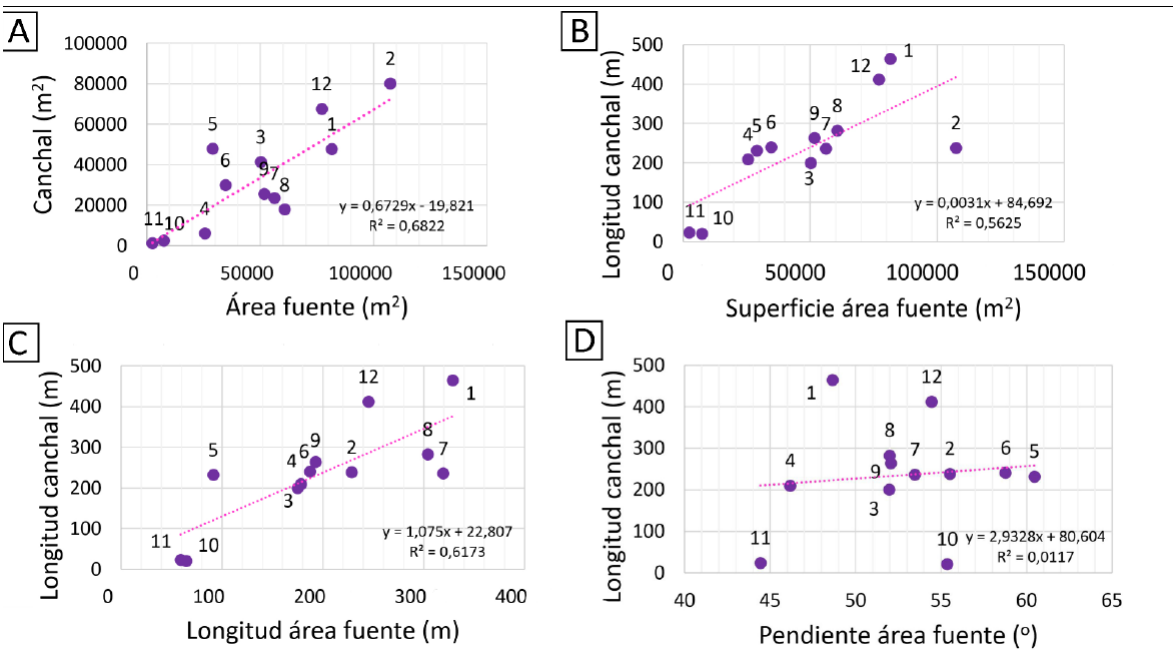

Figura 6. Diagramas de dispersión: (A) Superficie del canchal y superficie del área fuente. (B) Longitud del canchal y superficie del área fuente. (C) Longitud del canchal y Longitud del área fuente. (D) Longitud del canchal y pendiente del área fuente.

Figure 6. Dispersion diagrams: (A) Scree surface and source area surface. (B) Length of the scree and surface of the source area. (C) Length of the scree and slope of the source area. (D) Scree and source area length.

va entre la superficie del área fuente y la de los canchales (p = 0,001) y también es significativa cuando se relaciona con su longitud (p = 0,005): cuanto más extensión superficial y longitud tiene el área fuente, mayor superficie y longitud tiene el canchal. El caso más llamativo se da para el canchal 2, cuya longitud es muy inferior a la del resto de formas si se compara con la superficie del área fuente (Figura 6B).

La pendiente del área fuente no parece influir en la longitud del canchal (Figura 6D). Podemos observarlo en la unidad 5, cuya pendiente media es la mayor (60°) y, sin embargo, la longitud del canchal difiere en pocos metros a la longitud de otros canchales con pendientes inferiores. Cuando se contraponen los valores de ambos parámetros se pueden observar tres agrupaciones: i) una más amplia, incluye canchales de longitudes homogéneas e intermedias, entre 200-300 m, pero con el mayor rango de pendientes de sus áreas fuente; ii) integrada por los canchales 1 y 12, situados en los extremos del área de estudio, son los más largos (>400 m) originados a partir de áreas fuente con pendientes intermedias; iii) integrada por los canchales 11 y 10, de escaso desarrollo longitudinal, pero alimentados por áreas fuente con pendientes de 55° y 44° respectivamente.

Tabla 2. Análisis correlacional de Pearson (CA = canchal y AF = área fuente). Las diferencias significativas se destacan en color rojo (*p < 0,05 **≤ 0,01 ***p = 0,000).

*Table 2. Pearson's correlational analysis (CA = scree y AF = source area). Significant differences are highlighted in red (*p < 0,05 **≤ 0,01 ***p = 0,000).*

	CA SUPERFICIE (m^2)	CA LONGITUD (m)	CA ANCHURA (m)	CA ALTURA MEDIA (m)	CA ORIENTACIÓN (°)	CA PENDIENTE (°)	AF SUPERFICIE (m^2)	AF LONGITUD (m)	AF ANCHURA (m)	AF ALTURA MEDIA (m)	AF ORIENTACIÓN (°)	AF PENDIENTE (°)
CA SUPERFICIE (m^2)	1	,631* ,028*	,951** ,000***	-,230 ,473	,110 ,733	,033 ,919	,826** ,001**	,370 ,237	,920** ,000***	,231 ,471	,362 ,247	,452 ,140
CA LONGITUD (m)		1	,403 ,194	,043 ,894	,278 ,382	,429 ,164	,750** ,005**	,786** ,002**	,650* ,022*	,465 ,127	,318 ,313	,108 ,738
CA ANCHURA (m)			1	-,151 ,639	-,019 ,953	,015 ,964	,723** ,008**	,186 ,562	,882** ,000***	,219 ,494	,205 ,523	,560 ,058
CA ALTURA MEDIA (m)				1	-,339 ,281	,482 ,112	,034 ,917	,220 ,492	,097 ,763	,784** ,003**	-,700* ,011*	,067 ,837
CA ORIENTACIÓN (°)					1	,334 ,288	,227 ,478	,429 ,164	,020 ,950	,023 ,942	,796** ,002**	,066 ,838
CA PENDIENTE (°)						1	,145 ,654	,391 ,209	,192 ,550	,557 ,060	-,041 ,900	,376 ,228
AF SUPERFICIE (m^2)							1	,763** ,004**	,818** ,001**	,541 ,070	,226 ,481	,164 ,612
AF LONGITUD (m)								1	,384 ,218	,677* ,016*	,252 ,430	-,060 ,852
AF ANCHURA (m)									1	,457 ,135	,134 ,678	,424 ,170
AF ALTURA MEDIA (m)										1	-,258 ,418	,138 ,669
AF ORIENTACIÓN (°)											1	,140 ,665
AF PENDIENTE (°)												1

El análisis correlacional de Pearson (Tabla 2), muestra relaciones significativas entre la superficie del canchal, con la longitud y la anchura del canchal (p = 0,028 y p = 0,000, respectivamente) por un lado, y por otro, con la superficie del área fuente y la anchura de la misma (p = 0,001 y p = 0,000, respectivamente). También se han encontrado relaciones significativas en cuanto a la longitud del canchal con la superficie, la longitud y la anchura del área fuente (p = 0,005, p = 0,002 y p = 0,022). En cuanto a la anchura del canchal, las diferencias significativas halladas se relacionan con la superficie y anchura del área fuente, siendo esta significación del p = 0,008 y p = 0,000 respectivamente. Siguiendo con la altura media del canchal, encontramos diferencias significativas de p = 0,003 respecto a la altura media del área fuente y, p = 0,011 respecto a la orientación del área fuente. Esta última a su vez, tiene una significación de p = 0,002 con la orientación del canchal (Tabla 2). Respecto la superficie del área fuente, las significaciones encontradas se centran en la longitud y la anchura del área fuente, siendo estas de p = 0,004 y p = 0,001 respectivamente. Por último, reseñar la diferencia significativa entre la longitud del área fuente y la altura media del área fuente (p = 0,016) (Tabla 2).

4. Discusión

Los canchales situados en la vertiente occidental del macizo de Las Ubiñas adoptan las dos formas principales de cono y de talud según la clasificación utilizada por autores como Tricart (1977), Pedraza (1996) o Gutiérrez Elorza (2008). Estas formas pueden aparecer de manera coalescente, pero también se pueden unificar formando laderas de derrubios complejas, al igual que en otras áreas de la cordillera Cantábrica como indican Serrano Cañadas y González Trueba (2004) en el Macizo Central de los Picos de Europa.

Las características morfométricas de las áreas fuentes se encuentran relacionadas de tal forma que afectan a la extensión superficial y forma de los canchales. En las cuencas de menor tamaño (unidades 10 y 11), los canchales generados son más pequeños, a diferencia del resto de unidades cuyas cuencas son mayores, por lo tanto, con canchales de un tamaño superior. La aparición de formas cóncavo-convexas en la superficie de los canchales está asociada a la presencia de canales en las áreas fuente. Allí donde los canales tienen una longitud considerable es común la formación de conos de derrubios claramente definidos. En cambio, los taludes de derrubios presentan cierta convexidad en la zona apical, a la salida de los canales de aludes, únicamente cuando los canales están poco excavados en la pared rocosa.

El análisis correlacional muestra diferencias significativas entre la superficie y la longitud del canchal con la superficie y la longitud del área fuente de forma positiva (Figura 6B). Llama la atención el canchal número 2, el cual presenta una longitud similar a la del resto de unidades 238 m) a pesar de la mayor superficie de su área fuente (801.285 m^2). Esto es debido a que su área fuente desarrolla una mayor superficie por tener una anchura superior al resto. Esta característica hace que el canchal sea más ancho, pero no varía su longitud, variable que está más influenciada por la topografía donde se asienta el derrubio. Sin embargo, hay una relación que no muestra ninguna tendencia, la de la pendiente del área fuente con el tamaño del canchal. Como se observa en la figura 6D, la pendiente del área fuente no influye en el área o longitud del canchal como si lo hacen la longitud y área del macizo fuente.

Encontramos tres grupos de canchales en función de la longitud, el 10 y 11 son los de menor extensión debido al tamaño del área fuente, mostrando unas longitudes de 21 m y 24 m. Los canchales de la zona central (2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9) desarrollan longitudes similares comprendidas entre 200 m y 283 m, debido a la existencia de una topografía con menor pendiente que impide un desarrollo mayor de los canchales. Y por último, los canchales 1 y 12 situados en los extremos poseen las mayores dimensiones con 465 m y 412 m respecti-

vamente, a causa de que las laderas donde se ubican tienen mayores pendientes.

La altura mínima del área fuente y la altura máxima del canchal están muy solapadas en el caso de los conos. Esto se debe a que el canchal aparece a la salida del canal principal del área fuente, estando ubicada por encima del sector bajo del área fuente. En cuanto a la altura mínima del canchal, esta no depende de las características del área fuente, sino de la topografía donde se asienta el canchal. Así, los canchales reposan sobre pendientes que oscilan entre 14° y 21°, las cuales están influidas por las características topográficas del terreno. Cuando no existe un cambio considerable en la pendiente de la ladera para frenar los derrubios, estos pueden desarrollar mayor longitud dependiendo la capacidad de aporte que tenga el área fuente, como observamos en las unidades 1 y 12. Según French (1996), la pendiente del canchal corresponde con el ángulo de reposo, la cual oscila entre 25° - 40°, tal y como ocurre en el área estudiada donde la pendiente varía entre 29° - 33°. Otros autores también han encontrado pendientes en este rango, como López-Ontiveros y Morales (1977) en cuyo estudio midieron pendientes entre 35° - 40°; 25° - 38° en el caso de Roselló (1977), 34° - 35° Jomelli y Francou (2000) o 35° de pendiente media en Andrews (1961) y Evans (1976).

Las orientaciones de los canchales son similares a las de sus respectivas áreas fuente, pero en los canchales que presentan alguna morfología en cono, su orientación se desvía de la orientación media del área fuente. Esto es debido a la existencia de una red de canales/corredores muy incidida en el macizo y con diversas orientaciones, relacionada con la presencia y fusión del manto nival. En algunos canchales aparece una incisión a la salida del canal de alud presente en el área fuente (Alonso, 2019). Estas pequeñas incisiones están situadas en los canchales con orientaciones de sur a oeste, asociados a procesos de fusión de la nieve en laderas donde existe más exposición solar.

5. Conclusión

Los resultados de la presente investigación sobre canchales del sector occidental del Macizo de las Ubiñas, permiten destacar las siguientes conclusiones:

1. Las principales morfologías de canchales, conos y talud, pueden aparecer de manera coalescente agrupándose entre sí. Existen canchales con formas complejas donde, a pesar de presentar una morfología clara de cono o talud, se identifican sectores con formas cóncavas y convexas en la superficie. Algunos canchales como la unidad 12, no tienen una morfología clara, pudiéndose identificar una zona de cono y otra de talud, pero sin ver una división exacta entre ellas.

2. Las características del área fuente en cuanto a longitud y superficie condicionan el tamaño y forma del canchal, ya que el depósito puede recibir más sedimentos y de diferente forma desde la pared. De este modo, los canchales presentan mayor superficie cuanto más extensa es el área fuente.

3. La longitud de los canchales no solo está relacionada con la superficie y longitud del área fuente, sino que también viene dada por la topografía del terreno donde se asientan. La presencia de pendientes en el terreno inferiores al ángulo de reposo de los sedimentos limita la progresión de estos.

4. Los canchales presentan una pendiente media homogénea que se sitúa entre 29º y 33º. La pendiente en las áreas fuente, por el contrario, muestra mayor variación situándose esta entre 44º y 60º, esto se debe a la existencia de un entramado de canales y superficies erosionadas. Sin embargo, la variación de la pendiente en las áreas fuente no influye en las características morfométricas de los canchales analizadas en este trabajo.

5. Las orientaciones de los conos de derrubios y sus áreas fuentes no es homogénea, a diferencia de los taludes de derrubios. Esto viene dado por la gran diversidad de pendientes y orientaciones de las áreas fuentes que forman conos, marcadas por una disposición dendrítica de los canales de aludes. La orientación de estos canchales "en forma de conos de derrubios" está asociada con la orientación del canal principal de aporte.

Cabe destacar la existencia de otros factores no analizados en este estudio, tales como la red de fracturación o cambios litológicos, que podrían tener un papel importante en la génesis y morfología de los canchales. Estos factores serán analizados en trabajos posteriores, en áreas más amplias y con diversas litologías. Del mismo modo el análisis de una población pequeña de canchales muestra unos resultados que podrán variar cuando se estudien muestras más grandes.

Agradecimientos

A A. Gómez-Villar y R. B. González-Gutiérrez por las aportaciones y ayuda durante la realización de este trabajo. A todos los docentes del área de Geografía Física de la Universidad de León por el apoyo y la inestimable compañía en el campo. Al Servicio de Cartografía de La Universidad de León por el apoyo técnico. Y a los revisores por ayudar a mejorar la calidad de este trabajo.

Bibliografía

Acosta, E. (2006). Estudio geomorfológico y estimación de la susceptibilidad a flujos de derrubios y desprendimientos de rocas en el Valle de Benasque (Pirineo aragonés). Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 349 pp.

Andrews, J. T. (1961). The development of scree slopes in the English Lake District and Central Quebec-Labrador. *Les Cahiers de géographie du Québec*, 5 (10), 219-230. https://doi.org/10.7202/020310ar

Alonso, V. (2014). Mapa geomorfológico del sector sur del Macizo de Las Ubiñas (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Trabajos De Geología*, 34, 125-132. https://doi.org/10.17811/tdg.34.2014.125-132

Alonso, V. (2019). Geomorphology of the Ubiñas Massif, Cantabrian Mountains, NW Spain (1:22,000). *Journal of Maps*, 15, 1-9. https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1579763

Alonso, V., Suárez-Rodríguez, A. (2004). Evidencias geomorfológicas de la existencia de un pequeño casquete glaciar en la comarca de Babia Alta (Cordillera Cantábrica). *Revista Sociedad Geológica de España,* 17(1–2), 61-70. http://info.igme.es/ielig/documentacion/ca/ca094/documentos/d-ca094-01.pdf

Alonso, J.L., Martínez Abad, I., García Ramos J.C. (2007). Notas sobre la presencia de sucesión cretácica en el Macizo de Las Ubiñas (Cordillera Cantábrica). Implicaciones tectónicas y geomorfológicas. *Geogaceta*, 43, 47-50.

Ballantyne, C.K. (2002). A general model of paraglacial landscape response. *The Holocene,* 12 (3), 371-376. https://doi.org/10.1191/0959683602hl553fa

Bernabé Maestre, J.M. (1977). Vegetación y morfología en las pedrizas de montaña media. *Actas de la II Reunión Nacional del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*, Madrid, 33-40.

Bernabé Maestre, J.M., Calvo Cases, A. (1979). Algunos ejemplos de vertientes de cantil-talud, en los Valls d' Alcoi. *Cuadernos de Geografía*, 25, 127-138.

Caine, N. (1969). A model for alpine talus slopes development by slush avalanching. *The journal of Geology*, 77(1), 92-100. https://doi.org/10.1086/627410

Castañón Álvarez, J.C. (1983). El glaciarismo cuaternario del Macizo de Ubiña (Asturias-León) y su importancia morfológica. *Ería*, 4, 3-49. https://doi.org/10.17811/er.0.1983.3-49

Castañón Álvarez, J.C. (1989). *Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del macizo asturiano*. Tesis Doctoral (inéd.) Universidad de Oviedo.

Delépine, G. (1943). Les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne). *Mémoires de l'Académie des Sciences de l'Institut de France*, 66 (3), 122 pp.

Evans, S.G. (1976). *Material-form relationships on talus slopes in southwestern British Columbia*. Tesis Doctoral, University of British Columbia.

Evers, H.J. (1967). Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW. Spain. *Leidse Geoogis-*

che. Mededelingen, 41, 83-151. http://www.repository.naturalis.nl/document/549543

French, H. M. (1996). *The periglaciar Environment*. Longman, Edimburgh, 341 pp.

Gallinar, D., García-Hernández, C., Ruiz Fernández, J. (2017). Los neveros del Macizo de las Ubiñas (Montañas Cantábricas) y su evolución entre 2012 y 2016. *Actas VI Congreso Ibérico de la International Permafrost Association*, Servicio de Publicaciones, Universidad de Oviedo, 234-241.

García de Celis A. (1993). *Geomorfología de la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica y su piedemonte.* Ed. Universidad de León, Secretariado de Publicaciones, León, 291 pp.

García de Celis, A., Martínez-Fernández, L.C. (2002). Morfología glaciar de las montañas de la cuenca alta de los ríos Sil, Omaña, Luna y Bernesga: revisión y nuevos datos (Montaña Occidental de León). En: J.M. Redondo-Vega, A. Gómez-Villar, R.B. González-Gutiérrez, P. Carrera-Gómez, (Coords), *El relieve glaciar en las montañas leonesas*. Universidad de León Servicio de Publicaciones y Medios Audiovisuales, León. 137-193.

García Couto, M.Á. (Ed). (2011). *Atlas Climático Ibérico – Iberian Climate Atlas*. Agencia Estatal de Meteorología, Madrid, 80 pp.https://www.aemet.es/documentos/es/conocermas/publicaciones/Atlas climatologico/Atlas.pdf

Gómez Lende, M., Serrano Cañadas, E., González García, M., González Trueba, J.J. (2016). Periglaciarismo en la divisoria cantábrica: la Sierra de Cebolleda. *Polígonos. Revista de geografía,* 28, 33-53. https://doi.org/10.18002/pol.v0i28.4284

González Gutiérrez, R.B. (2002), *El relieve de los valles del Torío y Curueño (Montaña Cantábrica Leonesa)*. León, Universidad de León.

González-Gutiérrez, R.B., Santos-González, J. Gómez-Villar, A., Redondo-Vega, J.M., Prieto-Sarro, I. (2017). Geomorphology of the Curueño River headwaters, Cantabrian mountains (NW Spain). *Journal of Maps*, 13 (2),382-394. https://doi.org/10.1080/17445647.2017.1316217

González Trueba, J.J. (2007): *Geomorfología del macizo central del parque nacional de los Picos de Europa*. OAPN-Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 234 pp.

González Trueba, J.J., Serrano, E. (2010). *Geomorfología del Macizo Oriental del Parque Nacional Picos de Europa*. OAPN-Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 206 pp.

González Trueba, J.J., Serrano, E., González García, M., Gómez Lende, M., Ruiz, J. (2011): *Geomorfología del Macizo Occidental del Parque Nacional Picos de Europa*. OAPN-Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 212pp.

Goudie, A. (2014). Alphabetical Glossary of Geomorphology. *International Association of Geomorphologists.*http://www.geomorph.org/2014/07/iag-glossary-of-geomorphology-by-prof-andrew-goudie-2/

Gutiérrez Elorza, M. (2008). *Geomorfología*. Ed. Pearson- Prentice/Hall, Madrid, 920 pp.

Gutiérrez Elorza, M., Peña Monné, J.L. (1977). Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). *Boletín Geológico y Minero de España*, 88, 109-115. http://doc.igme.es/BoletinGeoPDF/boletin%2088%20fasciculo%202.pdf

Hétu, B., Gray, J.T. (2000). Effects of environmental change on scree slope development throughout the postglacial periods in the Chic-Choc Mountains in the northern Gaspé Peninsula, Québec. *Geomorphology,* 32, 335-355. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00103-8

Jomelli, V., Francou, B. (2000). Comparing the characteristics of rockfall talus and snow avalanche landforms in an Alpine environment using a new methodological approach: Massif des Ecrins. French Alps. *Geomorphology,* 35, 181-192. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(00)00035-0

López Bermúdez, F. (1976). Depósitos de ladera en la Sierra de Espuña (Cordilleras béticas). *Papeles de Geografía*, 6, 9-27.

López-Ontiveros, A., Morales, A. (1977). Los derrubios de ladera en la Sierra de El Carche (Murcia). *Actas II Reunión Grupo de trabajo del Cuaternario*, Madrid, 137-150.

Luckman, B. (1988). Debris Accumulation Patterns on Talus Slopes in Surpise Valley, Alberta. *Géographie physique et Quaternaire*, 3 (42), 247-278. https://doi.org/10.7202/032735ar

Marco Molina, J. A. (1987). *El Macizo del Maigmó*. *Estudio de Geografía Física*. Diputación Provincial de Alicante, 171 pp.

Matarredona Coll, E. (1988). Los depósitos de ladera de la Serra de Serrella (Alicante). *Investigaciones Geográficas*, 6, 69-93.http://rua.ua.es/dspace/handle/10045/589. https://doi.org/10.14198/INGEO1988.06.04

Merino-Tomé, O., Suárez Rodríguez, O., Alonso Alonso, J.L. (2014). *Mapa Geológico Digital continuo E.1:50.000, Zona Cantábrica* (Zona-1000). In GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España. [en línea]. [23/07/2021].

https://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?Id=Z1000&language=es

Onaca, A., Urdea, P., Ardelean, A., Serban, R. (2013). Assessement of internal structure of periglacial landforms from southern carpathians (Romania) using DC Resertivity Tomography. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences,* 2 (8), 113-122.

Oniga, V.-E., Breaban, A.-I., Pfeifer, N., Chirila, C. (2020). Determining the Suitable Number of Ground Control Points for UAS Images Georeferencing by Varying Number and Spatial Distribution. *Remote Sensing*, 12 (5), 876-899. https://doi.org/10.3390/rs12050876

Ortega Villazán, M.T., Morales Rodríguez, C. (2015). El clima de la Cordillera cantábrica castellanoleonesa: diversidad, contrastes y cambios. *Investigaciones Geográficas*, 63, 45-67. https://doi.org/10.14198/INGEO2015.63.04

Pardo, A., Ruiz, M. A. (2002). *SPSS 11. Guía para el análisis de datos.* McGraw Hill, Madrid, 715 pp.

Pearson, K. (1896). Contributions to the mathematical theory of evolution. I: On the dissection of asymmetrical frequency curves. *Philosophical transactions, (A) 185, part I.*

Pedraza, J. (1996). *Geomorfología: Principios, métodos y aplicaciones*, Ed. Rueda, Madrid, 414 pp.

Pellitero, R. (2012). *Geomorfología, paleoambiente cuaternario y geodiversidad en el Macizo de Fuentes Carrionas-Montaña Palentina.* Ed. Universidad de Valladolid, Valladolid, 1085 pp.

Peña Monné, J.L. (1997). *Cartografía geomorfológica: básica y aplicada*. Geoforma ediciones, Logroño, 243 pp.

Pérez, F.L. (1989). Talus fabric and particle morphology on Lassen Peak, California. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography,* 71 (1-2), 43-77. https://doi.org/10.1080/04353676.1989.11880272

Rapp, A. (1960). Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, 119, 1-96.

Rodríguez Fernández, R., Marcos, A., Pérez Estaún, A., Pulgar, J.A., Bastida, F., Aller, J., García Alcalde, J.L., Sánchez de Posada, L.C. (1982). *Mapa Geológico de España escala 1:50.000 2ª Serie (MAGNA)*. Hoja La Plaza (77). IGME. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid. https://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50Hoja.aspx?Id=77&language=es

Roselló, V.M. (1977). Los canchales de montaña calcárea y los factores termoclásticos*. Actas II Reunión Grupo de trabajo del Cuaternario*, Madrid, 223-225.

Roselló Verger, V., Bernabé Maestre, J. M. (1978). La montaña y sus valles: un dominio subhúmedo. **En: A. López Gómez**, V. Roselló Verger, (Eds), *Geografía de la provincia de Alicante,* Diputación provincial de Alicante, 1978, 77-106 pp.

San José, J.J., Serrano, E., López González, M., Soler Flores, F. (2014). Análisis de la dinámica de los taludes y conos de derrubios de „La Vueltona“ (Picos de Europa). En: S. Schnabel, A. Gómez Gutiérrez, (Ed), *Avances de la Geomorfología en España* 2012-2014, Universidad de Extremadura: Sociedad Española de Geomorfología, Cáceres, 356-359.http://oa.upm.es/41653/

Santos, J. (2010): *Glaciarismo y periglaciarismo en el Alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica)*. Universidad de León, León, 690 pp.

Santos-González, J., González-Gutiérrez, R.B., Santos, J.A., Gómez-Villar, A., Peña-Pérez, S.A., Redondo-Vega, J.M. (2018). Topographic, lithologic and glaciation style influences on paraglacial processes in the upper Sil and Luna catchments, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Geomorphology*, 319, 133–146. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.07.019

Serrano Cañadas, E., González Trueba, J.J. (2004) Morfodinámica periglaciar en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa - Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, 18 (3-4) 73-78.

Tricart, J. (1977). *Précis de Géomorphologie. Tome 2: Géomorphologie Dynamique Général*. Ed. SEDES/CDU, Paris, 345pp.

Wagner, R.H., Winkler Prins, C.F., Riding, R.E. (1971). Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in the northern León, Spain*. Trabajos de Geología*, 4, 603-663.

Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J., Reynolds, J.M. (2012). 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300–314. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021

Recibido el 08 de junio de 2021
Aceptado el 30 de noviembre de 2021