

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

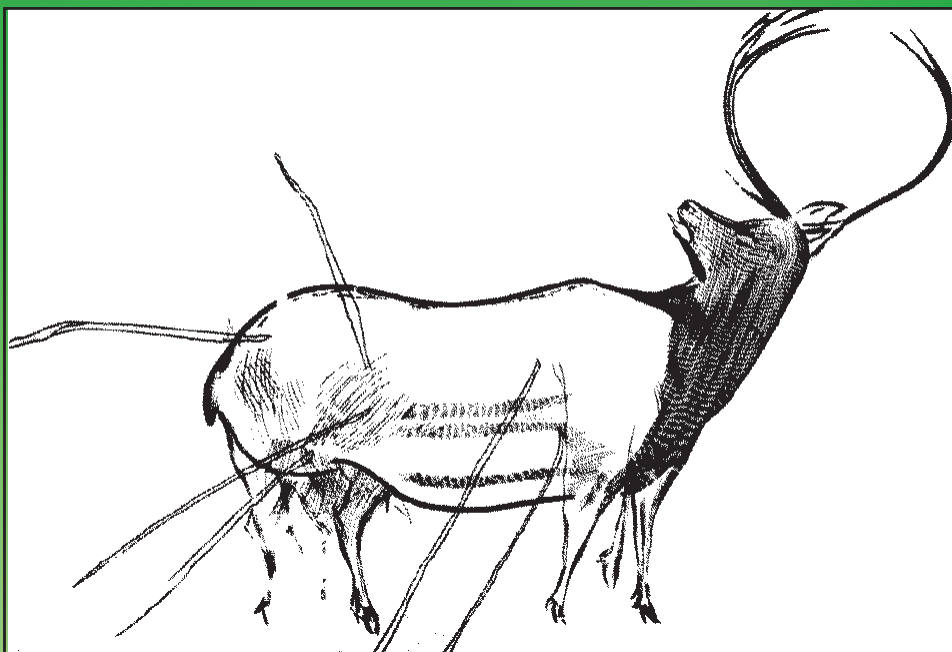
C_yG

Vol. 39 (1-2)

Junio 2025

ISSN: 0214-1744

ISSNe: 2695-8589



Spanish Journal of Quaternary and Geomorphology

 **CUATERNARIO**
GEOMORFOLOGÍA^y





CUATERNARIO y GEOMORFOLOGÍA

SPANISH JOURNAL OF QUATERNARY & GEOMORPHOLOGY

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

Editores Principales - Editors in-Chief:

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

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

Editores Adjuntos - Associated Editors:

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

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

Gestor de la Revista - Editorial Manager:

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

Comité Asesor – Advisory Board:

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

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

Gracia Prieto, J. (Universidad de Cádiz)

Jiménez Sánchez, Montserrat (Universidad de Oviedo, España)

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

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

Serrano Cañadas, E. (Universidad de Valladolid)

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

Comité Editorial - Editorial Board

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

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

Audemard, Franck (Universidad Central de Venezuela, Venezuela)

Baena Escudero, Rafael (Universidad de Sevilla, España)

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

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

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

Faust, Dominik (Technische Universität Dresden, Alemania)

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

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

González Amuchastegui, María José (UNED)

Iriarte Avilés, Eneko (Universidad de Burgos, España)

Iroumé, Andrés (Universidad Austral de Chile)

Keizer, Jan Jacob (Universidade Aveiro, Portugal)

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

Peña Monné, José Luis (Universidad de Zaragoza)

Pérez Alberti, Augusto (Universidade de Santiago de Compostela)

Pérez López, Raúl (IGME, Madrid, España)

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

Porfido, Sabina (Consiglio Nazionale delle Ricerche, Italia)

Proença Cunha, Pedro (Universidade de Coimbra, Portugal)

Reynard, Emmanuel (Université de Lausanne)

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

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

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

Sampietro Vattuone, María Marta (CONICET)

Schnabel, Susana (Univ. Extremadura)

Seeger de la Muela, Manuel (Universität Trier)

Soldati, M. (Universidad de Módena, Italia)

Vieira, António (Universidade do Minho)

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

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

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

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

Foto Portada / Cover:

Dibujo del ciervo herido de la cueva de la “Peña de Candamo” según Eduardo Hernández Pacheco en el primer estudio científico de la cueva publicado en 1919 (MNCN, Madrid, España).

Drawing of the wounded deer in the cave of “Peña de Candamo” according to Eduardo Hernández Pacheco in the first scientific study of the cave published in 1919 (MNCN, Madrid, España).

ÍNDICE / INDEX

Prólogo CyG

<i>Poblete Piedrabuena, M.A.</i> Patrimonio natural y geomorfología. Los lugares de interés geomorfológico del Parque Natural del Cañón del Río Lobos	3
<i>Álvarez-Alonso, D.; de Andrés-Herrero, M^a.; Díez-Herrero, A.</i> Más que una huella dactilar en un canto rodado de granito	8

Artículos de Investigación / Research Papers

<i>Silva, P.G.; Bardají, T.; Rodríguez-Vidal, J.</i> La Historia de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario. Parte II: AEQUA en el cambio de siglo (1990 - 2005)	13
<i>Benito-Calvo, A.; Martínez-Fernández, A.; Moreno, D.; Chicote Cuesta, A.</i> Superficies de erosión y denudación durante el Cenozoico en el Geoparque Mundial de la UNESCO Las Loras (cordillera Cantábrica, Burgos-Palencia)	35
<i>Florín, R.; Mazzorana, B.; Rojas, I.; Iribarren, P.</i> Efectividad y límites de la independencia de escala en las huellas deposicionales de un abanico aluvial experimental	69



FECYT-088/2024

Fecha de certificación: 14 de mayo de 2012 (3ª convocatoria)
Válido hasta: 24 de julio de 2025

CUATERNARIO y GEOMORFOLOGÍA



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

© SEG, AEQUA

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



ISSN: 0214-1744

ISSNe: 2695-8589

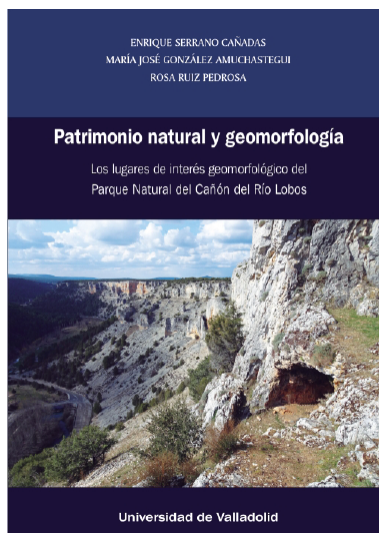
Depósito Legal: Z-113-1996

Impresión:

Talleres Editoriales Cometa, S.A.

Prólogo CyG

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



Patrimonio natural y geomorfología. Los lugares de interés geomorfológico del Parque Natural del Cañón del Río Lobos¹

*Natural Heritage and Geomorphology.
Geomorphosites of the Natural Park
of the Cañón del Río Lobos.*

Miguel Ángel Poblete Piedrabuena
Universidad de Oviedo

Han transcurrido pocos años desde la publicación de esta obra y ya se ha convertido en un libro de referencia, cuya lectura y consulta es imprescindible y obligada no sólo para planificadores, gestores y visitantes ávidos de conocimiento, sino también para docentes y estudiantes, pues se emplea como manual en la impartición de la enseñanza de las materias de Geomorfología y Patrimonio Natural o relacionadas con la Conservación y Ordenación del Patrimonio Natural, en buena parte de las universidades españolas.

A few years have passed since the publication of this work and it has already become a reference book, whose reading and consultation is essential and obligatory not only for planners, managers and visitors eager for knowledge, but also for teachers and students, since it is used as a handbook in the teaching of Geomorphology and Natural Heritage subjects or related to the Conservation and Management of Natural Heritage, in most of the Spanish universities.

¹ Serrano Cañadas, E., González Amuchastegui, M^a. J. y Ruiz Pedrosa, R. (2020): *Patrimonio y geomorfología. Los lugares de interés geomorfológico del Parque Natural del Cañón del Río Lobos*, Valladolid, Universidad de Valladolid, 277 pp. ISBN: 978-84-1320-106-1.

En la actualidad, hay en España del orden de 154 espacios naturales protegidos bajo la figura de Parque Natural, cuyos Planes de Ordenación de Recursos Naturales (PORN) carecen, la mayoría, de análisis detallados de tales recursos patrimoniales y de un dictamen de su estado, condición que se agrava aún más si tenemos en cuenta que el 40% no disponen de Planes Rectores de Uso y Gestión (PRUG). En concreto, el Parque Natural del Cañón del Río Lobos, comprendido entre las provincias de Soria y Burgos, fue declarado en 1985, fecha muy temprana, por lo que constituye uno de los primeros espacios naturales protegidos de Castilla y León, tras la aprobación del Parque Natural de la Laguna de Sanabria y Alrededores. No obstante, cuarenta años después sigue pendiente la tramitación del PORN, razón por la cual actualmente no dispone de ningún instrumento de planificación física, lo que unido a la elevada afluencia de visitantes que rondan las 300.000 anuales, concentradas en los periodos vacacionales y en los meses estivales, suponen un verdadero desafío para los gestores del parque. Y es en este contexto de desidia y, me atrevería a decir, de insidia administrativa de la política medioambiental autonómica en el cual se enmarca esta obra. Ante tal desamparo, los estudios sobre Lugares de Interés Geomorfológico (LIGm) o geomorfositos, en los que los elementos paisajísticos y territoriales tienen una fuerte presencia y cobran un gran protagonismo, se erigen en herramientas fundamentales para mitigar y paliar estas deficiencias, así como facilitar una adecuada gestión y ordenación integral de tales recursos, siendo el propósito último la conservación de estos espacios para el disfrute y el bienestar de la sociedad.

El libro de Enrique Serrano Cañadas, María José González Amuchastegui y Rosa María Ruiz Pedrosa, titulado *Patrimonio natural y geomorfología. Los lugares de interés geomorfológico del Parque Natural del Cañón del Río Lobos* y publicado por la Universidad de Valladolid, es una obra geográfica relevante por su originalidad, aportación científica, labor ambiental y compromiso sociocultural, a contracorriente de las tendencias de investigación actuales más interesadas en la productividad que en la calidad, pues como señala el bioquímico francés Pierre Joliot-Curie (nieto de Marie Curie): “la ciencia de hoy dominada por el dinero prioriza la competitividad sobre la creatividad”. En este sentido, el que los autores se hayan decantado por plasmar la investigación en forma de libro tiene una significación especial, máxime si tenemos en cuenta que, en la actualidad, se halla prácticamente devaluado en el ámbito científico, debido a que ni se valora el esfuerzo y el trabajo que implica su realización, ni se aprecia y estima adecuadamente su relieve y proyección en el entorno social y cultural.

Este trabajo se fundamenta en los postulados de la conocida como Geomorfología Cultural desarrollada hace ya varias décadas por Panizza y Piacente, y definida como la disciplina que estudia los componentes geomorfológicos de un territorio, la cual engloba tanto los rasgos culturales del paisaje como sus interacciones con el patrimonio cultural de tipo arqueológico, histórico, arquitectónico, etc. Por esta razón, los autores parten de la consideración de la geomorfología como la infraestructura que articula los paisajes y los hábitats, de ahí su enorme importancia y potencial como patrimonio natural. Al tiempo que definen el patrimonio geomorfológico “como toda geoforma, proceso, o sistema de formas y procesos que forman parte del relieve terrestre, poseen un valor natural, estético o cultural y se consideran una herencia a salvaguardar y conservar para las futuras generaciones”. Siguiendo esta línea de investigación, de clara índole aplicada, pues el objetivo no sólo es conocer y divulgar los geomorfositos, sino que como recursos naturales también puedan ser valorados y utilizados de forma sostenible, este grupo de geógrafos ha realizado el estudio del Parque Natural del Cañón del Río Lobos, situado entre las provincias de Burgos y Soria. El cañón fluviookárstico, eje central que articula el Parque y por el que discurre el trazado meandriforme del río Lobos a lo largo de 22 km, se complementa a E y W con altas parameras situadas entre 1100 y 1200 m de altitud con notoria fisiografía aplanada, ocupando todo el conjunto una extensión de 10.170 ha.

La primera parte del trabajo se centra en el estudio de la geomorfología del Parque Natural, en concreto, la localización, identificación y explicación de la naturaleza de las formas de relieve: estructurales, erosivas, kársticas, fluviales y de ladera. Para ello, el punto de partida es la elaboración de una cartografía de detalle, donde se reconocen 28 elementos geomorfológicos que se materializan en 6 mapas temáticos, a saber, de unidades morfoestructurales, de superficies de erosión, formas kársticas, tipos de dolinas y unidades kársticas, formas fluviales y, por último, unidades geomorfológicas; cuyos levantamientos han sido realizados a escala 1:25.000, no obstante, para adaptarse al formato del libro se han reproducido a una escala entre 1:121.000 y 1:117.000 aproximadamente. En cuanto al diseño de los mapas, las tramas, colores y símbolos representados se rigen por el orden, la armonía y la legibilidad, pues atienden a las pautas clásicas establecidas, entre otros, por Tricart y Peña Monné, en el siglo pasado. En puridad, los autores conciben la cartografía geomorfológica como el instrumento fundamental que sirve no sólo para inventariar y conocer las formas y dinámica de los procesos, sino también para reforzar y mejorar si cabe la planificación y gestión ambiental de los Espacios Naturales Protegidos (ENP), pues “su preservación, conservación y valoración derivan de los aspectos geomorfológicos”.

De las diversas unidades geomorfológicas definidas en el área de estudio, sobresale por su amplio dominio la superficie de arrasamiento cacuminal que trunca buena parte de los relieves plegados de cobertera cretácica y modela, en definitiva, la planitud que caracteriza a la paramera. Sobre la superficie culminante aplanada, en la que se distinguen hasta tres niveles o rellanos erosivos terciarios, se han desarrollado y siguen activos los procesos de modelado tanto de origen kárstico, fruto de la disolución de los carbonatos, como erosivos vinculados a la incisión fluvial, la cual se inicia tras el establecimiento de la red hidrográfica al término del Plioceno inferior; y culmina con la disección que compartimenta la paramera, en la que se encaja el trazado meandriforme y acañonado del río Lobos. Con suma meticulosidad se interpreta la génesis y evolución de las hoces y cañones fluvio-kársticos del río Lobos y sus afluentes, donde los procesos endokársticos han tenido una destacada participación como ponen de manifiesto la presencia de arcos, puentes y bóvedas. Además, se analizan y explican de forma pormenorizada las principales formas exokársticas (lapiaces, dolinas, uvalas, depresiones kársticas y simas) y endokársticas (sistemas de simas y galerías), así como la evolución y el modelado fluvial (con distinción de hasta cinco niveles de terrazas); y finalmente se aborda la dinámica y procesos de ladera, en los que destacan desprendimientos, deslizamientos rotacionales, taludes de derrubios y laderas regularizadas, hallándose en ellos derrubios estratificados asociados a condiciones climáticas muy frías propias del último período del Pleistoceno. Se pone así de relieve la diversidad de geoformas de este ENP resultado de la imbricación de formas estructurales, kársticas y fluviales en una plataforma calcárea arrasada, lo que redundará en su elevado valor paisajístico.

Una vez obtenida una visión completa de las formas de relieve y de su evolución geomorfológica, primordial para la estimación del patrimonio, se lleva a cabo en la segunda parte del trabajo la selección de los LIGm, tras realizar un inventario y una clasificación previa de éstos, distinguiendo entre elementos (forma aislada de gran interés por sí misma) y lugares (conjunto o asociación de formas relevantes), los cuales, a su vez, se catalogan como excepcionales (al tratarse de formas singulares) o representativos (formas típicas y características de esa área). El procedimiento seguido se fundamenta en la metodología que los propios autores han desarrollado y perfeccionado a lo largo del tiempo, que se prolonga ya durante dos decenios, la cual implica una valoración de cada uno de esos lugares, el diagnóstico de su estado y la formulación de propuestas de uso y gestión. Para tal

menester, es preceptivo que se redacte, para cada paraje seleccionado, una ficha descriptiva en la que se concreten los valores geomorfológicos (tipo de LIGm, génesis, morfología, dinámica, cronología, interés y atribución) y aquellos otros relacionados con sus usos y potencialidades (contenido cultural, accesibilidad, grado de interés, estado de conservación, usos actuales, comunicaciones, infraestructuras, impactos y situación legal). Como resultado se seleccionan 14 lugares de interés y se efectúa su valoración a partir de tres criterios: científicos o intrínsecos, añadidos o culturales y de uso y gestión, alcanzando la mayoría (más del 70%) puntuaciones elevadas puesto que, a la singularidad de sus formas y su alto valor cultural, hay que añadir una buena accesibilidad y una componente paisajística apreciable.

En la tercera parte del trabajo, sin duda la más novedosa, se lleva a cabo el análisis del potencial como recurso didáctico y turístico de los 14 parajes seleccionados, por cuanto que las formas de relieve del ENP constituyen el almacén de su paisaje y además “elementos territoriales con atractivos para el visitante”. En relación con la evaluación del potencial educativo y su aplicación didáctica, se propone una metodología innovadora inspirada en los planteamientos de Bazan y Stenisk, la cual se organiza en tres secciones: elementos físicos y antrópicos, estimación didáctica de la geomorfología y factores condicionantes de la enseñanza. Para cada una de las variables que componen estos tres apartados se estipula una calificación numérica con tres categorías: valor didáctico alto (4), valor medio (2) y valor bajo (0). Los resultados obtenidos son elocuentes al alcanzar los 14 LIGm una puntuación alta en todos los bloques, que se refrenda en que también el 43% de los LIGm tienen un interés didáctico global alto. En cuanto a la valoración del potencial turístico, los autores priorizan un sistema que combina varios criterios a los que se otorga un peso distinto, siendo los más relevantes los siguientes: escénicos (15), culturales (15), condiciones de observación (15), accesibilidad (10) y seguridad (10). La aplicación de este baremo desvela que la mayoría de los geomorfositos tienen una potencialidad turística media, en concreto, el 44%, merced a los valores anteriormente mencionados. Como colofón, los autores incorporan un mapa geoturístico que realizan mediante la simplificación del mapa geomorfológico y la inclusión de la información turística, por lo que logran representar un mapa útil y sencillo, al tiempo que de fácil lectura y comprensión. Además, en este mapa, contribución muy significativa, se diseñan y proponen cinco georrutas o itinerarios que, sin duda, fomentan y afianzan el aprendizaje activo y el geoturismo al aire libre, supliendo así las carencias que pudiera albergar este ENP.

El libro está bien organizado y dispone de un diseño formal muy atractivo, que contiene en su interior un texto muy bien redactado y encaminado no sólo a especialistas y docentes, sino al público en general con la virtud añadida de que es asequible, es decir, se comprende fácilmente. A ello contribuye, eficazmente, la abundancia de gráficos, dibujos, cortes, bloques y perfiles muy ilustrativos y didácticos, de impecable factura, a lo que se suma un repertorio de fotografías de notable calidad y un conjunto de mapas que sobresalen por su excelente representación cartográfica, amén de las fichas descriptivas de los geomorfositos, que se incorporan donde más se requieren, a saber, acompañando las argumentaciones.

Han transcurrido pocos años desde la publicación de esta obra y ya se ha convertido en un libro de referencia, cuya lectura y consulta es imprescindible y obligada no sólo para planificadores, gestores y visitantes ávidos de conocimiento, sino también para docentes y estudiantes, pues se emplea como manual en la impartición de la enseñanza de las materias de Geomorfología y Patrimonio Natural o relacionadas con la Conservación y Ordenación del Patrimonio Natural, en buena parte de las universidades españolas (v. gr. Santiago de Compostela, Oviedo, Cantabria, León, Valladolid,

Salamanca, Castilla-La Mancha, La Laguna, etc.). Por otro lado, aunque el trabajo se centra en el análisis de los geomorfositos del Parque Natural del Cañón del Río Lobos, esto es, de un espacio geográfico de ámbito regional de apenas 101,7 km², no obstante, esta investigación no es un estudio de caso sin más, como tantos otros, sino un ejemplo muy representativo, en pureza, paradigmático que puede servir, por tanto, de modelo para ser imitado y aplicado en otros ENP, siempre que sean equipos de geomorfólogos que tenga la suficiente afinidad y sensibilidad.

A fin de cuentas, si Miguel Delibes decía que el cielo castellano es tan alto de tanto como los campesinos miran hacia arriba, los autores de este trabajo de tanto otear el paisaje y tanto transitar por el paraje del Río Lobos han disipado las dudas ensanchando el horizonte de los geomorfositos, al proporcionar las bases metodológicas que facilitan el análisis de su potencial didáctico y geoturístico, relegados durante tiempo a un segundo plano, razón por la cual les estamos encarecidamente agradecidos.

Más que una huella dactilar en un canto rodado de granito

More than a fingerprint on a granite pebble

David Álvarez-Alonso ⁽¹⁾; María de Andrés-Herrero ⁽¹⁾;
Andrés Díez-Herrero ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología, Universidad Complutense de Madrid, calle Profesor Aranguren s/n, 28040 Madrid

⁽²⁾ Departamento de Riesgos Geológicos y Cambio Climático, Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC), calle Ríos Rosas 23, 28003 Madrid

Las investigaciones sobre el Cuaternario y la Geomorfología siempre han sido puestas como ejemplo paradigmático de estudios que precisan de pluri-, multi-, inter- y transdisciplinaridad; ya que no solo concitan el interés de diferentes profesionales con distinta formación y especialidad, sino que esa diversidad de fuentes de datos, metodologías y enfoques de interpretación de los resultados son imprescindibles para llegar a conclusiones ver-

daderamente originales y novedosas. Pero a veces hay estudios que integran enfoques arqueológicos, geoarqueológicos, sedimentológicos, geoquímicos, mineralógicos, petrológicos, geocronológicos, microtopográficos, de tratamiento espectral de imagen y hasta de policía forense que derivan en resultados singulares, con repercusión mundial.

A finales de mayo de 2025, la revista *Archaeological and Anthropological Sciences* publicó un artículo científico cuya referencia bibliográfica completa es: Álvarez-Alonso, D., de Andrés-Herrero, M., Díez-Herrero, A., Miralles-Mosquera, S., Sastre Barrio, M.C., Maté-González, M.A., Nieva Gómez, E., Díaz Delgado, M.R. & Ruiz Mediavilla, E. (2025). More than a fingerprint on a pebble: A pigment-marked object from San Lázaro rock-shelter in the context of Neanderthal symbolic behavior. *Archaeol Anthropol Sci* 17, 131.

<https://doi.org/10.1007/s12520-025-02243-1>

Este estudio presenta un descubrimiento excepcional que amplía aún más nuestro conocimiento sobre las capacidades cognitivas de los neandertales: una pieza interpretada como arte mobiliario con pigmento, considerada actualmente el ejemplo más antiguo de su clase asociado a neandertales. Se trata de un canto rodado de leucogranito aplítico sobre el que se aplicó deliberadamente un punto de ocre rojo (mezcla de filosilicatos aluminicos del grupo de las arcillas con óxidos e hidróxidos de

El hallazgo de una huella neandertal impresa con ocre sobre un canto de leucogranito, de más de 42.000 años, revela un gesto simbólico inédito. Es el resultado de un estudio transdisciplinar que ha tenido gran repercusión científica y mediática.

The discovery of a Neanderthal fingerprint printed with ochre on a leucogranite pebble, more than 42,000 years old, reveals an unprecedented symbolic gesture. It is the result of a transdisciplinary study that has had great scientific and media repercussions.

hierro). Lo más notable es que, dentro del pigmento, se ha identificado una huella dactilar —atribuida con claridad a un individuo neandertal— lo que convierte a este hallazgo en un testimonio directo y tangible de comportamiento simbólico acontecido hace más de 42 000 años (Figura 1).



Figura 1. Izquierda: El objeto antes de ser excavado en su totalidad; Derecha arriba: Detalle del punto rojo obtenido tras utilizar un proceso fotogramétrico para documentar el guijarro en 3D; Derecha abajo: Imagen lofoscópica obtenida mediante el análisis multispectral del punto rojo.

Figure 1. Left: The object before being fully excavated; Right above: Detail of the red dot obtained after using a photogrammetric process to document the pebble in 3D; Right below: Dermatoglyphic image obtained by the multispectral analysis of the red dot.

El canto apareció en el abrigo de San Lázaro, en el valle del río Eresma (Segovia, España), dentro de un estrato musteriense asociado claramente a ocupaciones neandertales, semejantes a las documentadas en yacimientos cercanos como el Abrigo del Molino, y datado mediante métodos de radiocarbono AMS (Figura 2). Además, se ha planteado la hipótesis de que el objeto fue seleccionado deliberadamente por su morfología natural, que evocaría un rostro humano a través del fenómeno de la pareidolia facial. En este contexto, la aplicación del pigmento rojo no solo habría reforzado esa percepción, sino que también habría funcionado como marcador visual dotando a la composición

resultante de significado simbólico. Así, la hipótesis de que se trate de un intento de representar un rostro humano aporta una dimensión interpretativa especialmente relevante al hallazgo.

Uno de los aspectos más destacados de esta investigación es la colaboración interdisciplinar que ha unido a arqueólogos, geólogos, topógrafos y especialistas forenses. El estudio adoptó un enfoque multidisciplinar que incluyó incluso la participación de expertos del Departamento de Ciencias Forenses de la Policía Nacional. Su intervención permitió identificar la huella dactilar con un nivel de detalle sin precedentes en un contexto paleolítico, situando este trabajo como referencia pionera en la aplicación de la identificación forense a la arqueología prehistórica. Por ello, el descubrimiento no solo aporta nuevas evidencias sobre el mundo simbólico neandertal, sino que también abre vías para explorar su expresión artística, sensibilidad visual y capacidad de abstracción.

Para llegar a estas conclusiones se aplicó una combinación de técnicas sobre el objeto. Primero se documentó en 3D con escáneres de alta precisión y modelos digitales, lo que ayudó a descartar un uso funcional. Posteriormente, análisis no invasivos —como fluorescencia de rayos X y microscopía electrónica de barrido— confirmaron que el pigmento rojo era ocre aplicado externamente y no un componente natural mineral de la roca soporte o su degradación. Sin embargo, el avance más sorprendente provino del análisis multiespectral —una técnica bien consolidada que fue desarrollada específicamente para este contexto por el Departamento de Ciencias Forenses de la Policía Nacional— que reveló una huella dactilar invisible a simple vista, ubicada en el propio pigmento.

La imagen fue analizada después por especialistas en identificación del mismo equipo forense, quienes confirmaron su compatibilidad con una huella humana, al reconocer crestas epidérmicas, bifurcaciones y puntos de convergencia típicos. En última instancia, la aplicación combinada de estas técnicas científicas no solo refuerza la autenticidad del hallazgo, sino que también subraya su carácter excepcional: se trata de uno de los testimonios físicos más completos de un acto simbólico realizado por un neandertal, cuya huella quedó deliberadamente impresa en el pigmento.

El origen del comportamiento simbólico humano —y con él, la aparición del arte— sigue siendo una de las cuestiones más debatidas en la investigación sobre la evolución cognitiva. Aunque estos dos fenómenos no surgieron necesariamente de forma simultánea, están profundamente interrelacionados, pues la capacidad simbólica constituye el fundamento último de toda expresión artística. Durante décadas se asumió que esta facultad era exclusiva de *Homo sapiens*, pero el desarrollo de nuevos enfoques metodológicos y el hallazgo de evidencias cada vez más sólidas han cuestionado y, finalmente, rebatido esa idea. Hoy existe un consenso creciente en que los neandertales también poseían un repertorio simbólico expresado mediante objetos modificados, el uso de pigmentos y otras manifestaciones que ahora se interpretan como expresiones inequívocas del pensamiento simbólico.

Uno de los hitos clave en este cambio de paradigma fue la publicación en 2018, en la revista *Science*, de la datación de varias pinturas rupestres halladas en tres yacimientos españoles —Ardales, La Pasiega y Maltravieso— atribuidas a neandertales. Estas expresiones gráficas, que incluyen formas geométricas y patrones reconocibles, revelaron la capacidad de este grupo humano para producir imágenes simbólicas dotadas de intencionalidad y significado compartido, pues los motivos —aunque simples— aparecen en distintos lugares, lo que sugiere un marco conceptual amplio.

Por ello, este objeto se suma al creciente conjunto de evidencias arqueológicas que respaldan la existencia de capacidades cognitivas en los neandertales comparables a las de *Homo sapiens*. Otra cuestión es cómo se plasmaron dichas capacidades y si lo que llamamos “arte” —una forma de expresión con un componente comunicativo y social innegable— se manifestó de modo diferente en dos grupos humanos organizados socialmente de forma distinta. Es probable que, en el contexto de aislamiento y fuerte endogamia que vivieron muchos grupos neandertales europeos, no se desarrollara un sistema simbólico convencionalizado y ampliamente compartido de la misma manera que, de forma progresiva, sucedió en *Homo sapiens*. Este hallazgo único y excepcional refuerza la idea de la capacidad simbólica neandertal, surgida a través de la experimentación con objetos naturales.

La publicación no solo ha removido a la comunidad científica internacional, sino que ha tenido un fuerte impacto mediático a nivel mundial, puesto que se han hecho eco desde cadenas de radio y televisión extranjeras (BBC, CNN, Sky News, NBC...) y nacionales (*Telecinco*, *Antena 3*, *Telemadrid*, *RNE*, *COPE*, *Onda Cero*, *Canal 8 RTCyL*); periódicos extranjeros (*The Times*, *The Guardian*, *Liberation*, *Le Monde*, *Independent*, *USA Today*...) y nacionales (*ABC*, *El Mundo*, *La Razón*); hasta otras revistas científicas (seleccionada como imagen de la semana en la *newsletter* oficial de *Nature*); por no hablar de los centenares de medios digitales generalistas y especializados (*Smithsonian Magazine*, *National Geographic*, *Discover Magazine*, *IFLScience*, *Phys.org* o *Archaeology Magazine*), o el eco en las redes sociales, que han disparado su impacto social en las métricas alternativas (> 1000 Altmetric en menos de dos semanas desde la publicación del artículo).

En definitiva, un hallazgo singular que ha esperado a ver la luz casi tres años, hasta que no se han completado y contrastado los estudios transdisciplinares de un nutrido grupo de cuaternaristas y geomorfólogos, todos ellos de universidades, centros de investigación e instituciones españolas.



La Historia de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario. Parte II: AEQUA en el cambio de siglo (1990 - 2005)

*The History of the Spanish Society for Quaternary Research.
Part II: AEQUA at the turn of the century (1990 - 2005)*

Silva, P.G.⁽¹⁾; Bardají, T.⁽²⁾; Rodríguez-Vidal, J.⁽³⁾

(1) Departamento, Geología, Universidad de Salamanca. Escuela Politécnica Superior de Ávila.
05003-Ávila. pgsilva@usal.es

(2) Unidad Docente de Geología, Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares, Madrid. teresa.bardaji@uah.es

(3) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva. jrvidal@dgeo.uhu.es

Resumen

Este trabajo es el segundo de la trilogía sobre la historia de los estudios de Cuaternario en España en relación con el 40 aniversario de la creación de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, AEQUA. Esta segunda entrega, parte del 2º Congreso de Cuaternario Ibérico celebrado en Madrid en 1989 y resume los acontecimientos más importantes que sucedieron durante las presidencias de *Joaquín Rodríguez-Vidal* (1990-1994), *Manuel Santonja* (1994-1998) y *Fernando Díaz del Olmo* (1998-2002). Durante este periodo se generan los grupos de trabajo valenciano (1995; GVQ) y de geoarqueología (1996; GAQ), impulsado el primero por *Pilar Fumanal* (UV) y el segundo por *Manuel Santonja* (MUSAL) y *Alfredo Pérez González* (UCM), consolidándose además el grupo andaluz (GAC) como el más numeroso. En 1991 se nombran socios honoríficos a *Emiliano Aguirre* y *Trinidad Aleixandre*, quien abandona sus labores de eterna secretaria en 1998, siendo sustituida por *Teresa Bardají* (UAH). Teresa de presidenta, junto a *Elvira Roquero* (UPM) de secretaria, forman el tándem que guiará a la asociación durante sus primeros pasos en el siglo XXI (2002 - 2009). A consecuencia del obligado cambio normativo de estatutos en 2003 repiten cargo durante dos periodos consecutivos, aunque en este segundo artículo solo abordamos el primer periodo 2002-2005. En este periodo, hay que lamentar las tristes pérdidas de personajes tan destacados como los Drs. *Pilar Fumanal* (1998), *Manuel Hoyos* (2000) o el profesor *D. Francisco Jordá Cerdá* (2004). Durante el periodo que analiza el presente artículo se celebran las Reuniones Nacionales de Cuaternario de Valencia (1991; P. Fumanal), Madrid (1995; A. Pérez-González), Gerona (1999; L. Pallí Buxó) y Oviedo (2003; A. Rodríguez Asensio) y las Reuniones de Cuaternario Ibérico de Coímbra (1993), Huelva (1997), Lisboa (2001) y finalmente Gibraltar (2005), la última organizada por Clive Finlayson y Joaquín Rodríguez-Vidal en el Museo de Gibraltar. Durante este periodo, también se celebran en España algunas reuniones internacionales, destacando las relacionadas con la INQUA Holocene Comm.



(F. Díaz del Olmo, Sevilla) o el programa IGCP-PAGES sobre Cambio Climático (B. Ruiz Zapata, Alcalá). En 1997 AEQUA alcanza su máximo histórico de 419 asociados.

Palabras clave: Cuaternario, Historia, AEQUA, INQUA, España.

Abstract

This work is the second of the trilogy on the history of Quaternary studies in Spain in relation to the 40th Anniversary of the creation of the Spanish Association for the Study of Quaternary, AEQUA. This second part starts from the 2nd Iberian Quaternary Congress held in Madrid in 1989 and summarises the most important events that took place during the chairmanships of *Joaquín Rodríguez-Vidal* (1990-1994), *Manuel Santonja* (1994-1998) and *Fernando Díaz del Olmo* (1998-2002). During this period the Valencian Working Group (1995; GVQ) and the Geoarchaeology Working Group (1996; GAQ) were created, the former promoted by Pilar Fumanal (UV) and the latter by Manuel Santonja (MUSAL) and Alfredo Pérez González (UCM). Emiliano Aguirre and Trinidad Aleixandre were named honorary members in 1991, the latter leaving her duties as eternal secretary in 1998, to be replaced by Teresa Bardají (UAH). Teresa as president, together with Elvira Roquero (UPM) as secretary, form the tandem leading the association during its first steps in the 21st century (2002-2009). As a result of the obligatory change of statutes in 2003, they repeated their posts for two consecutive periods, although in this second article we will only deal with the first period (2002-2005). During this period, we must lament the death of such important figures as Dr. Pilar Fumanal (1998), Dr. Manuel Hoyos (2000) and Professor Francisco Jordá Cerdá (2004). During the period analysed in this article, four National Quaternary Meetings were held in Valencia (1991; P. Fumanal); Madrid (1995; A. Pérez-González); Gerona (1999; L. Pallí Buxó) and Oviedo (2003; A. Rodríguez Asensio) and other four Iberian Quaternary Meetings in Coimbra (1993); Huelva (1997); Lisbon (2001) and Gibraltar (2005), the last one organised by Clive Finlayson and Joaquín Rodríguez-Vidal at the Gibraltar Museum. During this period, some international meetings were also held in Spain, especially those related to the INQUA Holocene Comm. (F. Díaz del Olmo, Seville) or the IGCP-PAGES programme on Climate Change (B. Ruiz Zapata, Alcalá). In 1997 AEQUA reached its maximum number of members affiliated.

Key words: Quaternary, History, AEQUA, INQUA, Spain.

1. Introducción

Este año 2025 es el 40 aniversario de AEQUA desde su creación como sociedad científica y con tal motivo, continuamos con la serie de tres artículos sobre la historia de nuestra asociación y de la internacionalización de los estudios sobre el periodo Cuaternario en nuestro país. La Figura 1 muestra el acta fundacional de AEQUA, con el sello del Registro oficial de asociaciones, la lista de asistentes a la misma, así como la fecha y firma del 18 de mayo de 1985.

El presente artículo constituye el segundo de una trilogía sobre la historia de nuestra asociación. Resume las actividades de la

asociación en el tránsito del siglo XX al siglo XXI, desde 1991 al año 2005, quizá una de las épocas de mayor actividad y en la que la asociación captó el mayor número de socios. Tras la exitosa celebración de la 2ª Reunión de Cuaternario Ibérico en Madrid (septiembre, 1989), la asociación recorre un periodo en el que se van reestructurando sus organigramas, estructura interna, estatutos y sus relaciones con otras sociedades científicas españolas, con nuestros homónimos portugueses del GPTQ y con nuestra matriz internacional constituida por la *International Union for Quaternary Research* (INQUA). Durante este tránsito de siglo, son cuatro las personas que toman las riendas de AEQUA: **Joaquín Rodríguez Vidal** de la Universidad de Huelva

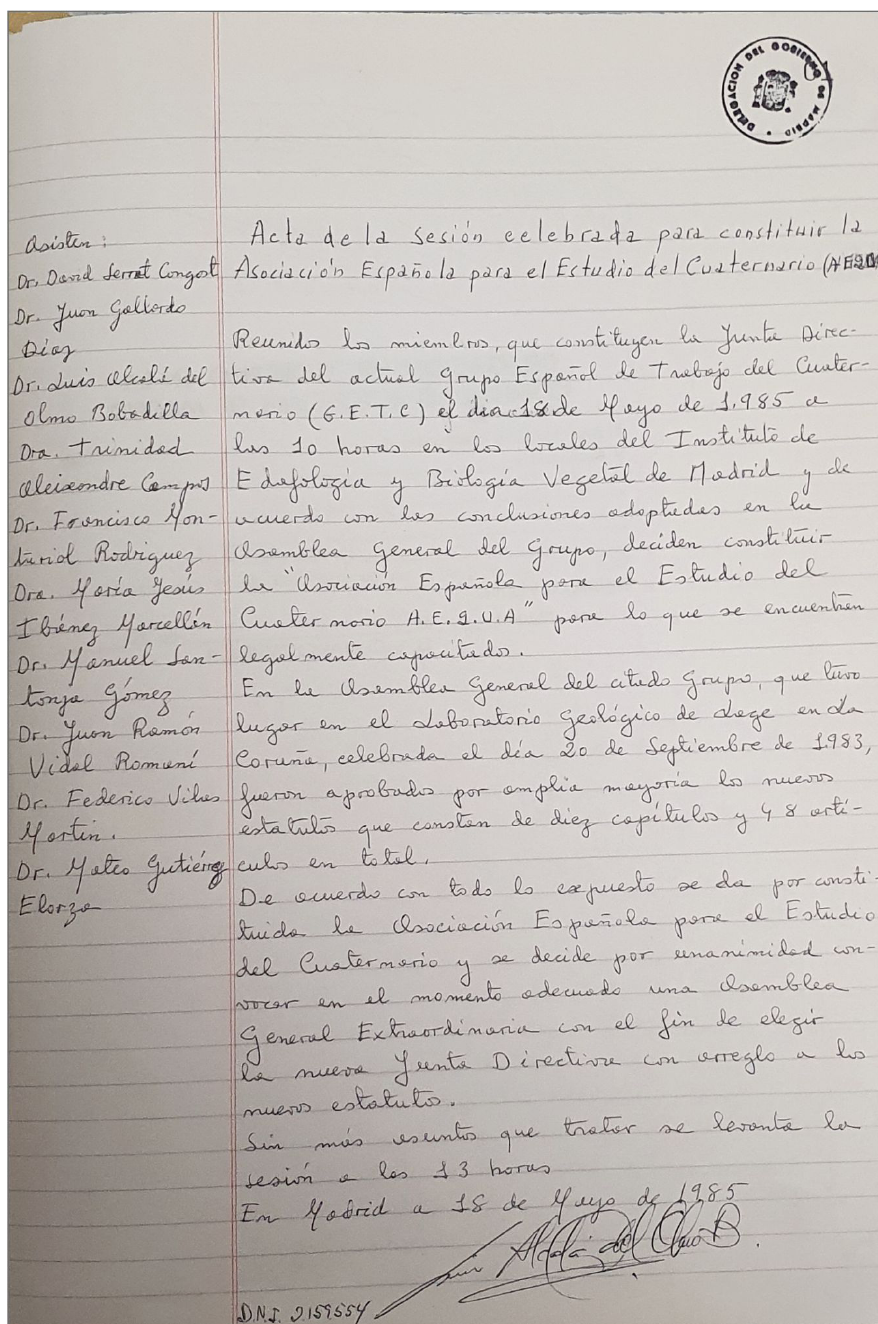


Figura 1. Acta fundacional de AEQUA en la asamblea extraordinaria celebrada en Madrid el 18 de mayo de 1985 en la que actúa como garante el Dr. Luis Alcalá del Olmo Bobadilla (Instituto de Edafología del CSIC), presidente en ese momento del antiguo Grupo Español de Trabajo del Cuaternario (GETC). Fuente: Libro de Actas de AEQUA registrado en la antigua Delegación de Gobierno de la Comunidad Autónoma de Madrid.

Figure 1. Foundational minutes of AEQUA at the extraordinary assembly held in Madrid on 18 May 1985, in which Dr. Luis Alcalá del Olmo Bobadilla (Institute of Soil Science of the CSIC), president at that time of the former Spanish Quaternary Working Group (GETC), acts as guarantor. Source: AEQUA Minutes Book, registered in the former Government Delegation of the Autonomous Community of Madrid. AEQUA Archive.

(1990-1994), **Manuel Santonja Gómez** del Museo Arqueológico de Salamanca (1994-1998), **Fernando Díaz del Olmo** de la Universidad de Sevilla (1998-2001) y por último, la primera mujer presidenta de la asociación, **Teresa Bardají Azcárate** de la Universidad de Alcalá. Teresa mantuvo su presidencia durante dos legislaturas consecutivas (2001-2009) y junto con **Elvira Roquero** (secretaria) fueron las que guiaron los primeros pasos de AEQUA durante el comienzo del siglo XXI. Aunque estas dos mujeres ganan protagonismo durante esta época, otras tres mujeres continúan breando con cargos de responsabilidad durante este periodo, como son **Trinidad Aleixandre** (CSIC, Madrid) como secretaria eterna **Pilar Fumanal** (UV, Valencia) como vicepresidenta y editora de la "Revista CyG" hasta su prematura muerte en 1998 y **Caridad Zazo** (CSIC, Madrid), al mando del "Comité Nacional de INQUA" y relaciones internacionales de AEQUA desde 1993, tras la obligada jubilación de Emiliano Aguirre.

2. El Periodo 1990 - 1994: Joaquín Rodríguez-Vidal (UHU)

En 1990 tuvo lugar una asamblea general extraordinaria nada más comenzar el año, el día 26 de enero. Se celebró en las instalaciones del antiguo Instituto de Edafología del CSIC en Madrid, bajo el auspicio de Trini Aleixandre. Los principales puntos del orden del día fueron: **a)** La elaboración de unos estatutos oficiales de AEQUA que sustituyeran a los provisionales vigentes desde la creación de la asociación en 1986; **b)** la elección de la sede de la VIII Reunión Nacional de Cuaternario; **c)** la reorganización de los grupos regionales de trabajo; y más importante **d)** la elección de una nueva junta directiva.

Resultó elegida una nueva Junta directiva con **Joaquín Rodríguez-Vidal** (UHU) como presidente y **Trini Aleixandre** (CSIC) como secretaria, elegidos por mayoría absoluta de todos los asistentes a la asamblea. El resto de las personas elegidas que compusieron la junta directiva durante esta segunda etapa de AEQUA,

aparecen listados en la Tabla 1. Por lo demás, se eligió la **Universidad de Valencia** como sede de la **VIII Reunión Nacional de Cuaternario**, organizada por Pilar Fumanal y Michèle Dupré del Departamento de Geografía como presidenta y secretaria del comité de organización respectivamente y se encargó al nuevo presidente, Joaquín Rodríguez-Vidal (UHU), coordinar la elaboración de unos nuevos estatutos. Respecto a los grupos regionales existentes, dada la inexistencia de noticias por parte de los antiguos grupos de Galicia (Vidal-Romaní) y Castilla y León/Castilla-La Mancha (Manuel Hoyos) se procedió a su supresión. Tan solo quedaría activo el Grupo Andalúz de Cuaternario, creado en 1987 cuyo presidente, Fernando Díaz del Olmo (Universidad de Sevilla), se incorporó a la junta directiva en calidad de representante de los grupos de trabajo. De la misma forma, se incorporó a la Junta directiva como nuevo representante nato de INQUA Caridad Zazo (Museo Nac. Ciencias Naturales, Madrid), dada la jubilación forzosa de Emiliano Aguirre con 65 años en julio de 1990 (Rosas y Silva, 2021). Entre otras cosas, en esta asamblea ordinaria se decidió aumentar la cuota anual de los asociados de 1.000 a 2.000 de las antiguas pesetas (12€).

En octubre de 1990 se organizó la primera **Reunión Nacional de Geoarqueología** auspiciada por AEQUA. Tuvo lugar en la Universitat de Barcelona bajo la dirección de Mercé Bergadá (UB). En ella se inscribieron un centenar largo de investigadores/as y estudiantes, y se presentaron veinticinco comunicaciones y una ponencia a cargo de John Bintliff de la Universidad de Durham que abordó las interacciones entre los yacimientos arqueológicos y la Geomorfología. Para culminar se realizó una excursión científica a los yacimientos arqueológicos de la zona del Montsant (Tarragona). Algunos de los trabajos presentados se publicaron en un Volumen Especial de Cuaternario y Geomorfología (Jordá Pardo, 1994).

El **año 1991** comienza con la organización de una reunión internacional auspiciada por INQUA celebrada en las Universidades de Sevilla y Córdoba en enero bajo la temática: "**Da-**

Tabla 1: Composición de la junta directiva de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (Enero 1990 - Noviembre 1993)

Table 1: Composition of the Executive Board of the Spanish society for Quaternary Research (January 1990 - November 1993)

Presidente:	Joaquín Rodríguez Vidal (Dpto. Geología, Universidad de Huelva, Huelva)
Vicepresidente:	María Pilar Fumanal García (Dpto. Geografía, Universidad de Valencia, Valencia)
Secretaria:	Trinidad Aleixandre Campos (Instituto de Edafología y Biología Vegetal, CSIC, Madrid)
Tesorero:	Ángel Martín-Serrano (Instituto Geológico y Minero de España, IGME, Madrid)
Vocales/as:	Michèle Dupré Ollivier (Dpto. Geografía, Universidad de Valencia, Valencia) Alfredo Pérez-González (Instituto Geológico y Minero de España, IGME, Madrid) Mateo Gutiérrez Elorza (Dpto. CC. de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Zaragoza) José Ramón Díaz de Terán (Dpto. CC. de la Tierra, Universidad de Cantabria, Santander) Juan Gallardo Díaz (Instituto de Edafología, CSIC, Madrid) Francisco Pellicer Corellano (Dpto. Geografía Física, Universidad de Zaragoza, Zaragoza) Manuel Santonja Gómez (Museo Arqueológico de Salamanca, Salamanca) Caridad Zazo Cardeña (Dpto. Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, INQUA) Fernando Díaz del Olmo (Dpto. Geografía Física, Universidad de Sevilla, Sevilla, GT-GAC)

taciones isotópicas y suelos mediterráneos”.

La reunión fue organizada por Fernando Díaz del Olmo (US) y José Manuel Recio Espejo (UCO) y contó con conferenciantes ilustres como los Drs. Nicholas Shackleton (Cambridge) y Jean Vaudour (Aix-Marseille). Algunos de los trabajos se publicaron en *Cuaternario y Geomorfología* y en la *Rev Géomorphologie Dynamique* en 1993.

En septiembre de 1991 tuvo lugar la **VIII Reunión de Cuaternario en Valencia**, con una asistencia de más de 120 personas, tres días de sesiones científicas y diversas excursiones de campo intra y post-congreso a los sistemas litorales de la albufera de Valencia, Gandía, Cullera, Javea, yacimientos del arte rupestre levantino y aluvionamientos históricos (épocas romana y árabe) del entorno urbano de la ciudad de Valencia. Una selección de 33 de los trabajos presentados en este congreso se publicó posteriormente en un monográfico sobre “Estudios sobre Cuaternario, Medios sedimentarios, Cambios ambientales y Hábitat humano” (Fumanal y Bernabeu, 1993). En la asamblea celebrada en Valencia se ratificó la disolución de los grupos de trabajo de Galicia y Castilla-León/La Mancha y se eligieron **socios honoríficos** de AEQUA al **Dr. Emiliano**

Aguirre Enríquez y a la **Dra. Trinidad Aleixandre Campos**. Estas dos personas fueron los primeros socios de honor nombrados por AEQUA. En las bases de datos de la asociación figuran otros tres nombres como socios honoríficos nombrados anteriormente. Estos son los **Drs. Ángel Hoyos de Castro, Valentín Hernando Fernández y José García Vicente**. Todos ellos figuran como socios fundadores de AEQUA procedentes del GETC, y debieron ser nombrados socios de honor durante esta etapa anterior del grupo de trabajo, ya que sus nombramientos no aparecen en los libros de actas. Todos ellos pertenecieron al antiguo Instituto de Edafología y Biología vegetal del CSIC (Madrid). Por lo demás, comentar como dato curioso que en ese momento AEQUA contaba con un total de 327 asociados y manejaba un presupuesto muy limitado de 1.330.000 pesetas (unos 6.200 €). Previo al congreso nacional de Valencia, en agosto de 1991, tuvo lugar el XIII INQUA Congress en Beijing (China), al que asistió una representación española constituida por Emiliano Aguirre (CSIC), Caridad Zazo (CSIC) y Yolanda Fernández-Jalvo (CSIC) entre otros.

En el **año 1992** AEQUA participó en el III Congreso Geológico de España (Universidad de

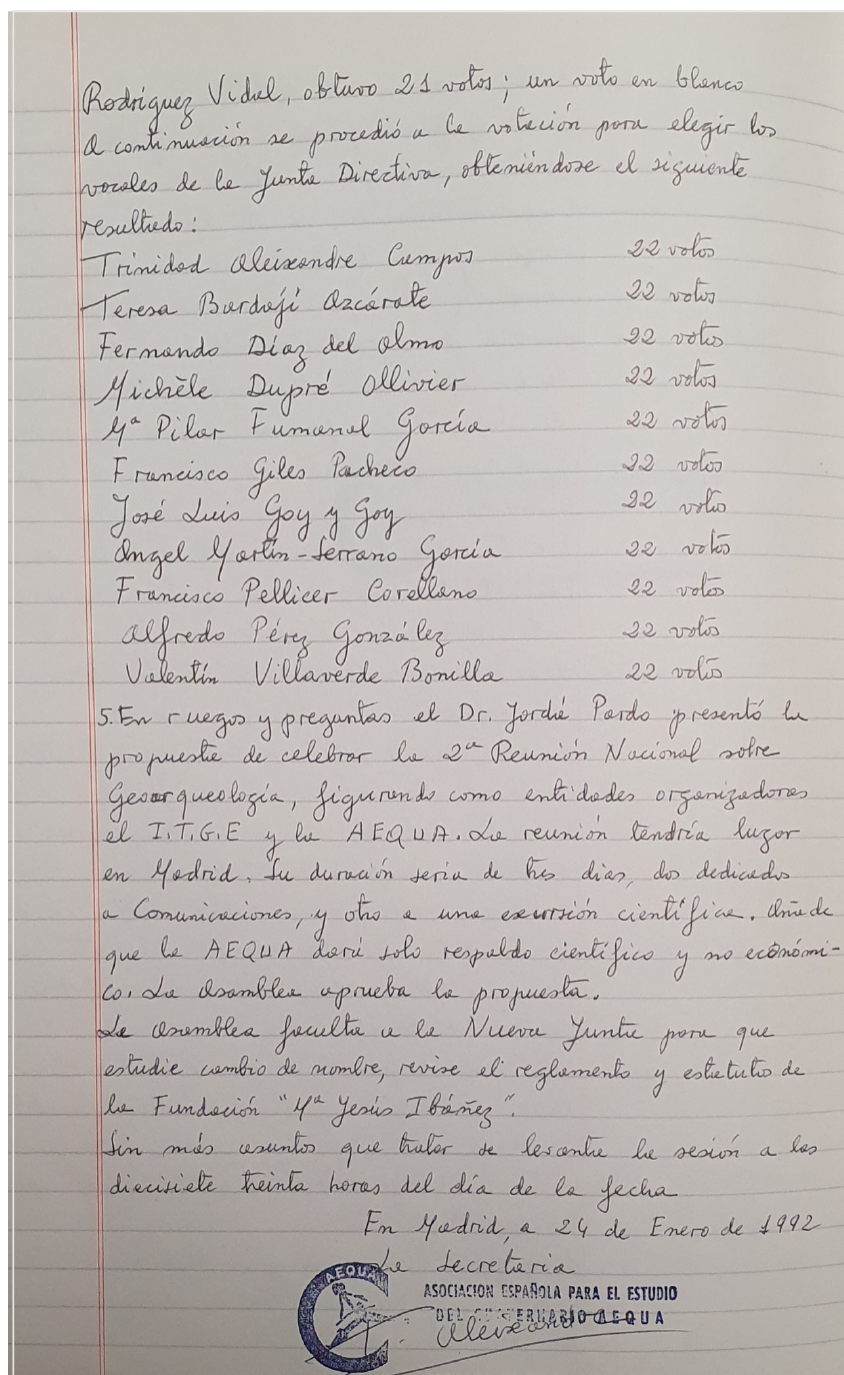


Figura 2. Página final del acta de la asamblea general celebrada en Madrid en 1992 en la que se renueva la presidencia de Joaquín Rodríguez Vidal (UHU) y en la que se muestra el resultado de las votaciones realizadas. Texto manuscrito de Trinidad Aleixandre. Fuente libro de actas de AEQUA. Archivo AEQUA

Figure 2. Final page of the minutes of the general assembly held in Madrid in 1992 in which the presidency of Joaquín Rodríguez Vidal (UHU) was renewed and in which the result of the voting is shown. Manuscript text from Trinidad Aleixandre. Source: AEQUA Minute Book. AEQUA Archive.

Salamanca) mediante la organización de una sesión temática sobre “Geología del Cuaternario” a cargo de José Luis Goy, que recientemente había obtenido la cátedra de Geomorfología en esa universidad. En la asamblea general anual que se celebró durante este evento se procedió a renovar distintos cargos de la junta directiva. Entre los nuevos componentes cabe reseñar las incorporaciones de Teresa Bardají (UAH), Valentí Villaverde Bonilla (UV), Francisco Giles Pacheco (Museo Puerto Sta. María) y José Luis Goy (USAL) (Fig. 2).

En diciembre de 1992 se celebró la 2ª Reunión Nacional de Geoarqueología en Madrid auspiciada por AEQUA y organizada por Jesús F. Jordá Pardo (IGME, entonces llamado ITGE), en la que participaron 208 personas, se presentaron 46 comunicaciones y se realizó una excursión a los yacimientos arqueológicos y paleontológicos de la trinchera de la sierra de Atapuerca (Burgos). Las actas de la reunión, que recogen 43 trabajos, se publicaron en 1994 editadas por el organizador (Jordá Pardo, 1994).

El **año 1993** constituyó un año importante, sentándose las bases de la actual estructura de AEQUA. Se participó en la organización de la **III Reunión de Cuaternario Ibérico (3ª REQUI)**, (Fig. 3) celebrado en la Universidad de Coímbra (Portugal) con una nutrida representación española. Durante este congreso se celebró la asamblea general de AEQUA. En ella se ratificaron los nuevos estatutos de la asociación elaborados por Joaquín Rodríguez-Vidal y se eligió nueva junta directiva (presidente y secretario). Se sentaron las bases del **Premio María Jesús Ibáñez (MJiB)**, hasta la fecha coordinado por la **Fundación María Jesús Ibáñez** de la Universidad de Zaragoza que dirige Francisco Pellicer Corellano. Dado que los fondos de esta fundación son muy limitados, se procedió a absorberla y coordinar su funcionamiento con la Sociedad Española de Geomorfología (SEG), para lo cual se elaboró un reglamento conjunto. Durante esta asamblea se hizo entrega del premio correspondiente a su primera convocatoria, que recayó *ex aequo*, en los Drs. Javier Gracia Prie-

to y Elena Lozano Tena, ambos doctores por la Universidad de Zaragoza (UNIZAR). En la asamblea de Coímbra se propuso la Universidad de Huelva como sede de la IV Reunión de Cuaternario Ibérico (1997) a cargo de Joaquín Rodríguez-Vidal (UHU) y se ratificó la candidatura presentada por Trinidad Aleixandre y Alfredo Pérez González para la celebración de la IX Reunión Nacional de Cuaternario en el Instituto de Ciencias Medioambientales del CSIC (Madrid) durante el año 1995. De las elecciones a la junta directiva salió una nueva dirección, desde finales de 1993, constituida por **Manuel Santonja** (presidente), **Trinidad Aleixandre** (secretaria); **Pilar Fumanal** (vicepresidenta) y **Ángel Marín Serrano** (tesorero).

Joaquín Rodríguez Vidal (Ceuta, 1954) estudió CC. Geológicas en la Universidad Complutense de Madrid, leyendo su Tesis de Licenciatura en 1977. Se doctoró en Geología (Geomorfología) en la Universidad de Zaragoza, bajo la dirección de Mateo Gutiérrez Elorza en 1983, obteniendo el premio de doctorado de la Institución Fernando el Católico (CSIC) de Zaragoza. Durante el periodo que ostentó

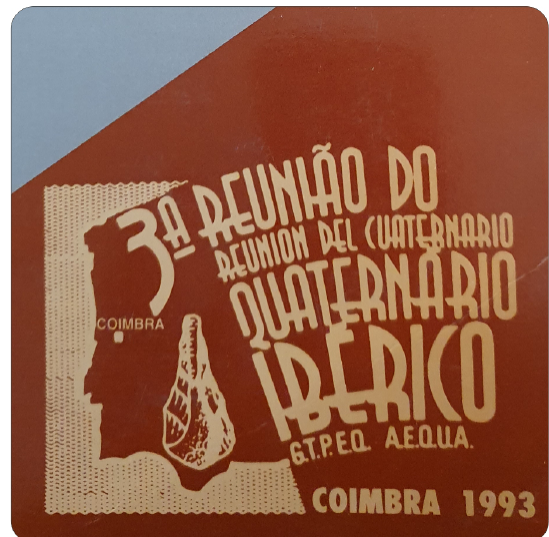


Figura 3. Logo de la 3ª Reunión de Cuaternario Ibérico celebrada en la Universidade de Coímbra (Portugal) en septiembre de 1993. Adaptación en color P.G. Silva.

Figure 3. Logo of the 3rd Meeting on the Iberian Quaternary held at the University of Coimbra in September 1993. Colour reprint by P.G. Silva.

la presidencia de AEQUA, obtuvo la cátedra de geodinámica externa en la Universidad de Sevilla (1992). Tras un largo periodo de litigios legales, dejó a sus injustos demandantes en la cuneta y se convirtió en uno de los primeros catedráticos de geomorfología de la universidad española, tras sus directores de tesis y tesina, Mateo Gutiérrez Elorza (UNIZAR) y José Luis Goy Goy (USAL). Como hemos apuntado, se encargó de la organización de la IV Reunión de Cuaternario Ibérico en Huelva (1997) y comenzó una larga carrera investigadora sobre relieves y procesos kársticos en la Bética, evolución costera y neotectónica en los litorales del golfo de Cádiz, en las marismas del Guadalquivir y en los estuarios de los ríos Tinto y Odiel. Posteriormente se unió al equipo de investigación sobre el poblamiento neandertal del peñón de Gibraltar (Clive Finlayson y Francisco Giles) y comenzó el estudio de eventos de alta energía en los litorales de Cádiz y Huelva haciendo grandes contribuciones sobre el registro de tsunamis históricos y prehistóricos en las marismas de Doñana y fauna asociada. Por último, a partir de 2020

dirigió a los equipos que analizan el registro de huellas neandertales en los depósitos litorales y eólicos de la zona de Matalascañas (Fig. 4), haciendo importantes contribuciones. Fue nombrado académico de número de la Real Academia Sevillana de Ciencias en el año 2019. Se jubiló en el año 2024 y en la actualidad, a su ritmo, sigue agrandando la gran producción científica que ha ido tejiendo a lo largo de su carrera.

3. El Periodo 1994 - 1998: *Manuel Santonja Gómez* (Museo Arqueológico de Salamanca)

Este fue un periodo de especial actividad dentro de AEQUA: reuniones, congresos y creación de grupos de trabajo caracterizan esta fructífera etapa. 1994 comenzó con la celebración del Symposium Internacional celebrado en el Peñón de Gibraltar denominado "*Gibraltar during the Quaternary*". Los trabajos presentados en el simposio se publicaron en la **Monografía nº 2 de AEQUA** editada

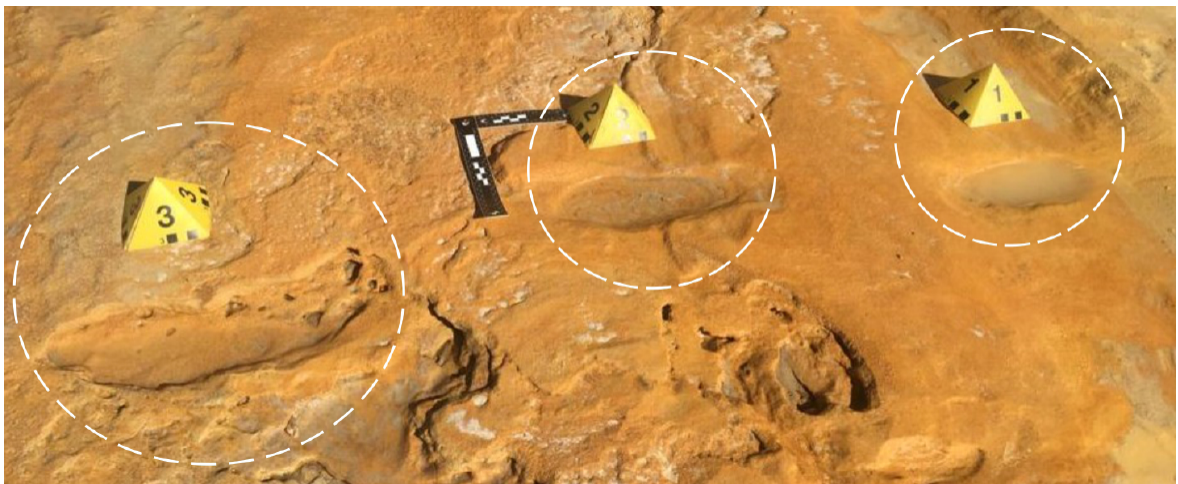


Figura 4. Rastro de huellas de homínido atribuido a un adulto neandertal (150 ka), hallado en una zona expuesta de la unidad MTS (playa de Matalascañas, Huelva). Mientras que la huella 3 aún muestra varios detalles como las impresiones digitales y el borde de expulsión en su parte exterior, las huellas 2 y 1 fueron erosionadas progresivamente por las mareas y perdieron sus características morfológicas, incluidas las partes más superficiales de las huellas, volviéndose irreconocibles (Neto de Carvalho *et al.*, 2021). Foto Joaquín Rodríguez Vidal

*Figure 4. Hominin trackway attributed to a neanderthal adult (150 kyr) found in an exposed area of the MTS unit, (Matalascañas beach, Huelva). While track 3 still shows several details such as digit impressions and the expulsion rim in its outer part, tracks 2 and 1 were progressively eroded by the tides and lost their morphological features, including the shallower parts of the tracks, becoming unrecognizable (Neto de Carvalho *et al.*, 2021). Photo Joaquín Rodríguez Vidal*

nuevamente por el Grupo Andalúz de Cuaternario (GAC) junto con el Gibraltar Museum (Rodríguez Vidal *et al.*, 1994). El volumen fue editado por Joaquín Rodríguez-Vidal y Clive Finlayson (1994), británico nacido en Gibraltar y nuevo director del museo desde 1991. La obra recoge un conjunto de artículos sobre los yacimientos musterienses de las cuevas del Peñón, así como la evolución kárstica, litoral y proceso eólicos relacionados durante el periodo Cuaternario. Hay que recordar que el peñón de Gibraltar (antiguo peñón de Calpe) es el primer lugar en el que históricamente se documentan restos de neandertales junto con industria musteriense en Europa.

Este es el denominado “Cráneo Gibraltar 1” recuperado de la Canteras Forbes en el año 1848, pero que pasó inadvertido para la ciencia hasta que se envió al Museo de Historia Natural de Londres en 1865, y se publicó el trabajo “*On the fossil contents of the Genista Cave, Gibraltar*” al que denominaron “*Homo calpicus*” (Busk y Falconer, 1865). Entre medias, en 1856, se realizó el descubrimiento e inmediata publicación de los restos fósiles del valle de Neander en Alemania, que es aceptado por la comunidad científica como “*Homo neanderthalensis*”. Los fósiles humanos de Gibraltar pierden así la relevancia histórica que merecían, pero constituyen el primer descubrimiento de un fósil humano antes de la publicación de “*El Origen de las Especies*” de Charles Darwin en 1859 (Finlayson *et al.*, 2020). En la actualidad una réplica de este fósil se expone en el Museo de la Cueva de San Miguel de Gibraltar. El original se conserva en el Museo de Historia Natural de Londres (Fig. 5).

En el año 1995 tuvo lugar un gran número de actividades y sucesos relacionados con la asociación. Entre ellos, se celebró la **IX Reunión Nacional de Cuaternario** en el **Centro de Ciencias Medioambientales** del CSIC en el mes de septiembre, durante el cual se organizaron diferentes excursiones científicas a los valles de la cuenca de Madrid, donde se habían obtenido los primeros datos cronológicos mediante correlación paleomagnética (Pérez González y Aleixandre, 1995). En Espa-



Figura 5. Arriba, cráneo original de una mujer neandertal adulta, encontrado en 1848 en la cantera de Forbes, y abajo, cráneo infantil computerizado del niño de Devil's Tower (1927). Con el permiso del National Gibraltar Museum, Gibraltar (U.K.).

Figure 5. Above, original skull of an adult Neanderthal female, found in 1848 at Forbes' Quarry, and below, computer-generated infant skull of the Devil's Tower Child (1927). Realistic reconstructions of both Neanderthal individuals. By permission of the National Gibraltar Museum, Gibraltar (U.K.).

ña las primeras dataciones paleomagnéticas se habían realizado pocos años antes en las terrazas del Valle del Guadalquivir aportados por Rafael Baena en su Tesis Doctoral (Baena, 1993). Posteriormente serían publicados por Baena y Díaz del Olmo (1994). En la asamblea general celebrada durante esta reunión, la secretaria reporta que el **número de socios** ya sobrepasa los **400**. En esta asamblea también se informó de la constitución de **El Grup**

Valencià de Quaternari (GVQ-AEQUA) en el mes de abril de 1995 (Usera, 2001). Su primera junta directiva quedó constituida por Juan Usera Mata (Presidente), Vicenc Rossello i Verger (Vice-Presidente) y M^a Pilar Fumanal García (Secretaria), fijándose su sede social en los locales de El Servei d'Investigació Prehistòrica del Museu de Prehistòria de València. El anagrama del grupo de trabajo queda representado por un fragmento de vaso cerámico con decoración impresa a peine del neolítico antiguo, procedente de la Cova de l'Or (Beniarrés) al que le rodea una Q en la que se inscribe el nombre del grupo (Fig. 6). Durante esta reunión se presentó la monografía sobre el **Cuaternario del País Valencià** (Roselló i Verger y Fumanal García, 1995) cofinanciada por la Universidad de Valencia y AEQUA. En diciembre de 1995 se convocó una asamblea extraordinaria con el único fin de renovar la junta directiva en la que continúa como presidente el Dr. Manuel Santonja. La composición del resto de la junta directiva se lista en la Tabla 2.

En 1996 se produjo la creación formal del **Grupo de Trabajo de Geoarqueología (GEOQUA)** en Sigüenza (Guadalajara), durante la celebración del 1^{er} Taller de Geoarqueología Ambrona - Torralba en el mes de agosto. El grupo

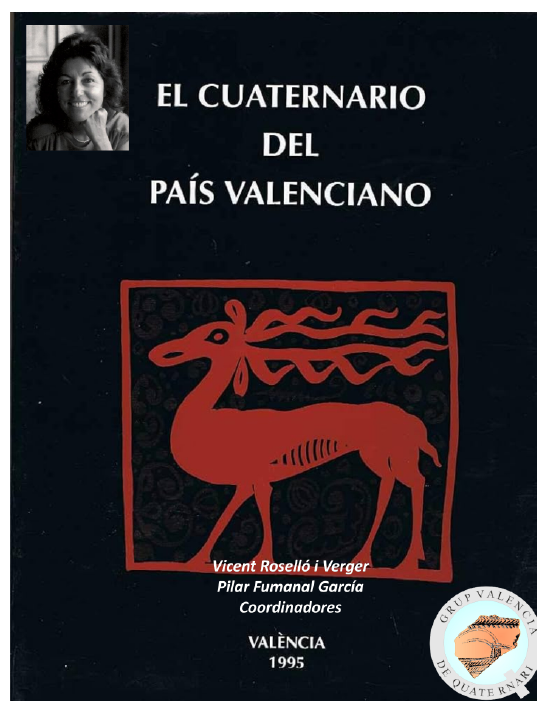


Figura 6. Fotocomposición de la portada de la monografía AEQUA sobre el Cuaternario de El País Valencià (1995), que incluye el logo del Grupo de trabajo valenciano (GVQ) y la fotografía de Pilar Fumanal fallecida en 1998.

Figure 6. Photoset of the cover of the AEQUA monograph on the Quaternary of El País Valencià (1995), including the logo of the Valencian Working Group (GVQ) and the photograph of Pilar Fumanal who died in 1998

Tabla 2: Composición de la junta directiva de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (Enero 1994 -Enero 1998)

Table 2: Composition of the Executive Board of the Spanish society for Quaternary Research (January 1994 - January 1998)

Presidente:	Manuel Santonja Gómez (Museo Arqueológico de Salamanca)
Vicepresidente:	María Pilar Fumanal García (Dpto. Geografía, Universidad de Valencia, UV, Valencia)
Secretaria:	Trinidad Aleixandre Campos (Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC, Madrid)
Tesorero:	Luis Ismael Ortega Ruiz (Geólogo, Madrid)
Vocales/as:	Teresa Bardají Azcárate (Dpto. Geología, Universidad de Alcalá, UAH, Madrid) José Manuel Recio Espejo (Dpto. Botánica, Ecología y Fisiología Vegetal, Universidad de Córdoba, UCO, Córdoba) Lluís Pallí Buxó (Dpto. Geología, Universitat de Girona, UdG, Girona) Francisco Giles Pacheco (Museo Arqueológico de El Puerto de Santa María, Cádiz) Juan Manuel Usera Mata (Dpto. Geología, Universidad de Valencia, UV, Valencia, GT- GQV) Caridad Zazo Cardeña (Dpto. Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, UCM, INQUA) Fernando Díaz del Olmo (Dpto. Geografía Física, Universidad de Sevilla, US, Sevilla, REQUI 1997)

se fundó con 47 miembros, y su primera junta directiva quedó integrada por un presidente (Alfredo Pérez González), un secretario (Jesús F. Jordá Pardo) y cinco vocales (Francisco Giles, Rafael Mora, José Luis Peña, Carmen Sesé y Valentín Villaverde), marcándose, entre otras actividades, la programación de excursiones y reuniones científicas y talleres geoarqueológicos (Jordá Pardo, 2001), aunque el grupo ya venía organizando actividades desde 1992. Así, en diciembre de 1995 tuvo lugar la 3ª Reunión Nacional de Geoarqueología, organizada por la Universidad de Santiago de Compostela y la Consellería de Cultura de Xunta de Galicia, siendo Juan A. Cano Pan (Universidad de Santiago) su organizador. Su desarrollo contó con las ponencias de Emiliano Aguirre, Pilar Fumanal y William Farrand y una excursión científica a los yacimientos prehistóricos del bajo Miño (Jordá Pardo, 2002). Este grupo de trabajo, con diferentes juntas directivas, siguió activo hasta el año 2005, cuando por falta de actividad quedó disuelto tras la 4ª Reunión Nacional de Geoarqueología celebrada en Almazán.

En 1997 tuvo lugar la celebración de la **4ª Reunión de Cuaternario Ibérico** en Huelva, organizada por Joaquín Rodríguez Vidal (UHU) y Fernando Díaz del Olmo (US), donde se presentaron más de 90 trabajos de investigación entre ponencias y posters. En la asamblea general celebrada durante esta reunión, la secretaría reportó que el **número de socios** ascendía a **419 personas**, el **máximo histórico** alcanzado por la AEQUA. De acuerdo con la Sociedad Española de Geomorfología se acordó que el Premio Mª Jesús Ibáñez se concediera cada tres años y no cada dos como anteriormente. En la asamblea se procedió a la **renovación de cargos de la junta directiva**, saliendo elegidos **presidente Fernando Díaz del Olmo (US)** y **secretaría Teresa Bardají (UAH)**. Pilar Fumanal continuó en la Vicepresidencia haciéndose cargo además de la edición de Cuaternario y Geomorfología; e Ismael Ortega siguió en su función de tesorero de la asociación. Se produjeron nuevas incorporaciones como Tomás Martín Arroyo (UAH), Rafael Baena Escudero (US) como re-

presentante de los grupos de trabajo (GAC) y Lluís Pallí Buxó (UdG) responsable de la organización de la X Reunión Nacional de Cuaternario en la Universidad de Girona. Entre otros acontecimientos ocurridos durante ese año está la concesión del Premio Príncipe de Asturias de las Ciencias al equipo de investigación de Atapuerca, y entre ellos a los socios de AEQUA el profesor Emiliano Aguirre Enríquez (CSCI) y al arqueólogo Eudald Carbonell (URV).

Manuel Santonja (Salamanca, 1949) estudió Geografía e Historia en la Universidad de Salamanca, especializándose y doctorándose en arqueología del periodo paleolítico en la Universidad Complutense de Madrid, con la tesis doctoral sobre *“El Paleolítico inferior de la meseta central española”* dirigida por el profesor Martín Almagro Basch en 1981. Manolo Santonja, como le conocen los amigos, fue presidente de AEQUA entre 1993 y 1997 y entre otros muchos logros se incluye ser el promotor, junto a Alfredo Pérez González, del grupo de trabajo de geoarqueología de nuestra asociación. Como dato curioso hay que mencionar que fue Santonja quien propuso e ideó el logo de nuestra asociación con el arquero neolítico de Valltorta (Fig. 7; *Pérez González Com. Personal*). Ha ocupado diferentes cargos, en la Universidad Complutense de Madrid, Museo de Salamanca, Museo Arqueológico Regional de la Comunidad de Madrid y, desde 2012 hasta su jubilación, investigador del Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH, Burgos). Ha trabajado en numerosos yacimientos arqueológicos y paleontológicos en su mayoría junto a Alfredo Pérez-González, entre los de mayor importancia destacamos: La Maya (Salamanca); Torralba-Ambrona (Soria); Atapuerca (Burgos); Thiongo Korongo (Olduvai, Tanzania) y numerosos yacimientos paleolíticos de los valles del Jarama y Manzanares en Madrid, donde cabe resaltar la monografía sobre *“Ocupaciones achelenses en el valle del Jarama”* (Santonja *et al.*, 1980) y posteriormente ha codirigido varias tesis. Uno de sus logros más relevantes es el de descubridor de los grabados rupestres de Siega Verde



Figura 7. Representación conmemorativa de los Arqueros neolíticos de Valltorta con motivo del 40º Aniversario de Aequa. Pablo G. Silva.

Figure 7. Commemorative representation of the Neolithic Archers of Valltorta on the occasion of the 40th Anniversary of Aequa. Pablo G. Silva.



Figura 8. Grabado rupestre de uno de los caballos del yacimiento arqueológico de Siega Verde (Salamanca) descubierto por Manuel Santonja en 1988.

Figure 8. Rock engraving of one of the horses from the archaeological site of Siega Verde (Salamanca) discovered by Manuel Santonja in 1988.

Foto: <http://www.jcyl.es/jcyl/patrimoniocultural/GuiaLugaresArqueologicos/salamanca/01salamanca/index.html>

(Fig. 8) en 1988 en el suroeste de la provincia de Salamanca junto a la frontera con Portugal (Santonja, 1992). Este yacimiento contiene arte rupestre prehistórico del Paleolítico superior tallado en roca. Hasta la fecha, se han

inventariado 448 figuras grabadas sobre pizarras y esquistos que representan équidos, bóvidos, cérvidos, caprinos, félidos, signos abstractos y alguna figura antropomorfa (Benet Jordana, *et al.*, 2023). Siega Verde es desde 2010 Patrimonio de la Humanidad junto con la zona arqueológica colindante del Vale do Côa (Portugal). En 2024 Santonja fue nombrado “*Patrono de Honor*” de la Fundación Siega Verde. Tras su jubilación continúa sus labores investigadoras en el Instituto de la Evolución en África (IDEA), un consorcio constituido por el Museo Arqueológico Regional de la Comunidad de Madrid (MARPA) y la Universidad de Alcalá (UAH). A pesar de sus importantes contribuciones, Manuel Santonja abandonó AEQUA en el año 2010.

4. El Periodo 1998 - 2002: **Fernando Díaz del Olmo** (Universidad de Sevilla)

Este periodo comenzó con la triste noticia del fallecimiento de **Pilar Fumanal García** a comienzos de **1998**, vicepresidenta de AEQUA desde 1995, impulsora de la creación del Grup Valencià de Quaternari (GVQ) y, en el momento de su muerte, editora principal de AEQUA. Su inesperado fallecimiento obligó a cambios en el organigrama de AEQUA. Lluís Pallí (UdG) pasó a ocupar la vicepresidencia de forma interina y en el equipo editorial de Cuaternario y Geomorfología, Pablo G. Silva Barroso (USAL) fue propuesto para tomar el relevo en AEQUA, junto con Carlos Sancho-Marcén (UNIZAR) por parte de la SEG. El Departamento de Geografía de la Universidad de Valencia, donde ella era profesora titular, publicó el Libro homenaje ***Geoarqueología i Quaternari litoral*** con la financiación de su familia en 1999 el cual recoge decenas de colaboraciones de compañeros geólogos, geógrafos y prehistoriadores y en el que figura ella misma como editora póstuma (Fumanal García, 1999).

En **1999** tuvo lugar la celebración de la **XI Reunión Nacional de Cuaternario** en **Girona**, organizada por Lluís Pallí Buxó y Carles Roque Pau del Departamento de Geología de la Universitat de Girona (UdG). Se expusieron

cerca de 50 comunicaciones y se realizaron diferentes excursiones científicas intra y post-congreso a la depresión del Empordà, valle medio del Fluvià, zona volcánica de Olot y la cuenca lacustre de Banyoles. La conferencia inaugural sobre la llegada de los homínidos a Europa, a cargo de Eudald Carbonell (URV) tuvo que ser suspendida de forma imprevista, y sin aviso previo, por problemas de agenda del conferenciante. Esta falta de previsión provocó un profundo malestar entre los organizadores que expusieron su protesta en la asamblea general ordinaria correspondiente. En esta asamblea general se concedió el **Premio María Jesús Ibáñez** (4ª Convocatoria) a la Tesis doctoral de **Javier Lario Gómez** (UCM) sobre *“Último y Presente Interglaciación en el Área de Conexión Atlántico-Mediterráneo”*, dirigida por los Drs. Caridad Zazo (CSIC) y José Luis Goy (USAL). Este fue el primer premio MJIB que se concedió en un congreso AEQUA tras la remodelación de su reglamento en 1996, ya que los anteriores (bianuales) se habían entregado siempre coincidiendo con las Reuniones Nacionales de Geomorfología organizadas por la SEG.

En esta Reunión se informó de que la próxima Reunión de Cuaternario Ibérico (2001) tendría lugar en la Universidad de Lisboa bajo la organización de la profesora Filomena Diniz, y se acordó que la siguiente Reunión Nacional de Cuaternario (2003) tuviera lugar en Oviedo a cargo de los profesores Adolfo Rodríguez y Germán Flor de los Departamentos de Prehistoria y Geología de la Universidad de Oviedo respectivamente. También se acordó la creación de la página web de AEQUA a cargo de Teresa Bardaji e Ismael Ortega, lo que conllevaría el fin de la edición del **Boletín Raña** en el año 2000. Durante este congreso se produjo, de nuevo, la renovación de la Junta Directiva de AEQUA, cuya composición se detalla en la Tabla 3.

Durante el XV Congreso Internacional INQUA, celebrado en Durban (Sudáfrica, 1999), fue elegido Miembro de Honor de INQUA el profesor Emiliano Aguirre Enríquez, a propuesta del Comité Español INQUA, en reconocimiento a su labor en Paleontología y Paleoantropología humana y contribuciones al establecimiento del límite Plio-Pleistoceno (Aguirre y Passini, 1985). En 1999 el Gobierno de España

Tabla 3: Composición de la junta directiva de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (Enero 1998- Enero 2002)

Table 3 Composition of the Executive Board of the Spanish society for Quaternary Research (January 1998- January 2002)

Presidente:	Fernando Díaz del Olmo (Dpto. Geografía Física, Universidad de Sevilla, US, Sevilla)
Vicepresidente:	Lluís Pallí Buxó (Dpto. Geología, Universitat de Girona, UdG, Girona)
Secretaria:	Teresa Bardaji Azcárate (Dpto. Geología, Universidad de Alcalá, UAH, Madrid)
Tesorero:	Javier Lario Gómez (Universidad Nac. Educación a Distancia; UNED, Madrid)
Vocales/as:	Luis Ismael Ortega Ruiz (Geólogo, Madrid) José Manuel Recio Espejo (Dpto. Botánica, Ecología y Fisiología Vegetal, Universidad de Córdoba, UCO, Córdoba) Rafael Baena Escudero (Dpto. Geografía Física, Universidad de Sevilla, US, Sevilla) Alfredo Pérez-González (Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC, Madrid) Francisco Giles Pacheco (Museo Arqueológico de Puerto Sta. María, Cádiz) Pilar Carmona (Dpto. Geografía, Universidad de Valencia, UV, Valencia) Pablo G. Silva Barroso (Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior Ávila, USAL, Ávila, GyG) Caridad Zazo Cardeña (Dpto. Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, UCM, INQUA) José Juan Fernández Caro (Coord. Gabinete Pedagógico de Bellas Artes de la Consejería de Cultura, Junta de Andalucía, GT-GAC)

le concedió la Medalla de Oro al Mérito al Trabajo (Rosas, 2022).

En el año **2000** tuvo lugar una reunión de la **INQUA Holocene Commission** organizada por Fernando Díaz del Olmo (US) y Dominik Faust (Univ. Dresden) en Sevilla, de la cual surgiría un volumen especial en la revista de Elsevier, *Quaternary International* (Díaz del Olmo *et al.*, 2002). Durante este año la editorial Geoforma dejó de editar la revista *Cuaternario y Geomorfología*, lo cual conllevó un rediseño del formato (Fig. 9), plantillas y comité editorial a cargo de los nuevos editores Gerardo Benito Félix (SEG) y Pablo G. Silva Barroso (AEQUA). Se estableció un convenio con la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense por el cual los archivos de AEQUA quedarían custodiados en el Departamento de Geodinámica de dicha Facultad, acuerdo que se mantiene hasta el presente año 2025. El año 2000 es también el último en el que (como se comenta más abajo) se

editó el **Boletín Raña** (Fig. 10), la *Newsletter* informativa de ambas asociaciones, editada por AEQUA y SEG.

En **2001** tuvo lugar la **V Reunión de Cuaternario Ibérico** en Lisboa, con una nutrida asistencia de investigadores españoles y portugueses en la que se presentaron algo más de 100 contribuciones. En la asamblea general celebrada durante el congreso se nombró **Miembro Honorífico de AEQUA** al **profesor Enrique Vallespi**, profesor de Prehistoria de la Universidad de Sevilla a propuesta del GAC que, con 138 miembros entonces, constituía el Grupo de Trabajo más numeroso de AEQUA (Baena, 2001). También se comunicó que la editorial GEOFORMA (Logroño) dejaba de editar la revista *Cuaternario y Geomorfología*. A partir de ese mismo año, las labores de edición corrieron directamente a cargo de AEQUA y SEG, creándose la figura del *Editorial Manager*, que recayó en **Gloria Desir Valen** (UNIZAR). Esta hizo de intermediaria entre

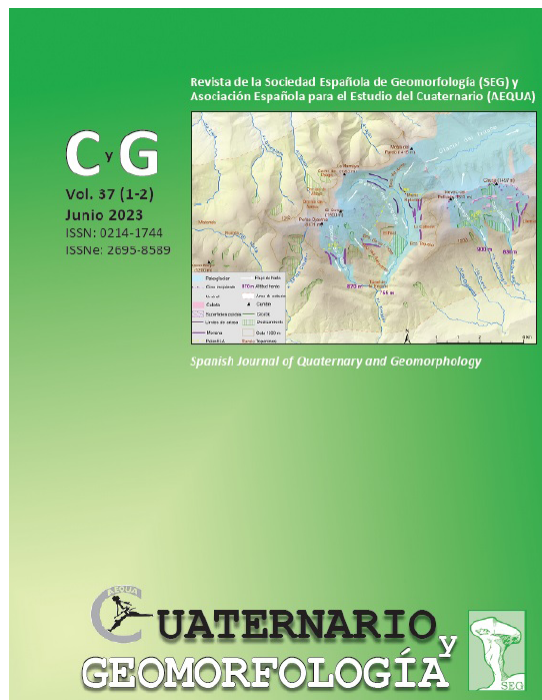


Figura 9. Nuevo diseño de la revista Cuaternario y Geomorfología (SEG-AEQUA) desde el año 2000.

Figure 9. New design of the Journal Cuaternario y Geomorfología (SEG-AEQUA) since the year 2000.

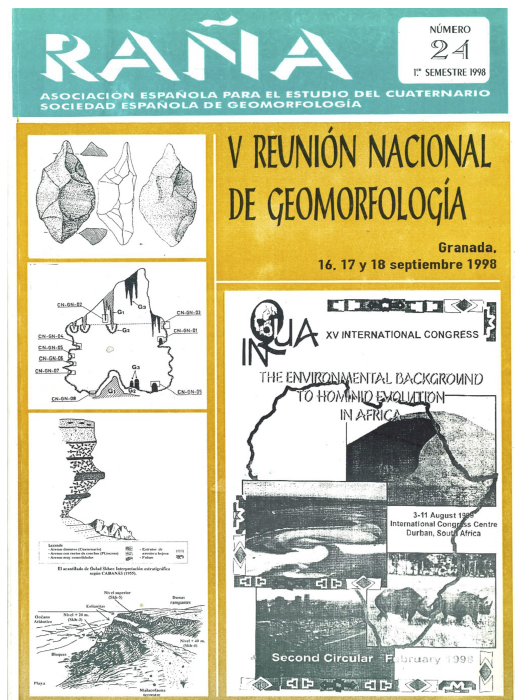


Figura 10. Portada de uno de los últimos boletines Raña (Fernando Díaz del Olmo, Editor).

Figure 10. Cover of one of the last AEQUA Newsletter Raña (Fernando Díaz del Olmo, Editor).

los editores principales, los autores y la nueva imprenta, la Sociedad Cooperativa de Artes Gráficas, Librería General de Zaragoza. En esta asamblea se eligió **nueva junta directiva**, resultando el siguiente equipo directivo para el **periodo 2002-2004**: Teresa Bardají (UAH) presidenta; Lluís Pallí (UdG) vicepresidente; Elvira Roquero (UPM) secretaria; y Javier Lario (UNED) tesorero. Entre los vocales electos saldrían elegidos pesos pesados de la asociación como Alfredo Pérez-González (CSIC), Fernando Díaz del Olmo (US), Rafael Baena Escudero (US) y Juan Usera (UV). Como vocales representativos continuaron Pablo G. Silva (CyG), Antonio Caro (GT-GAC) y Caridad Zazo (INQUA).

Fernando Díaz Del Olmo (Sevilla, 1955), doctor en Geografía e Historia por la Universidad de Sevilla donde defendió su tesis doctoral en 1982 sobre la Geomorfología de Sierra Morena dirigida por el **Dr. José Manuel Rubio Recio**. Su vida académica e investigadora ha transcurrido en el Departamento de Geografía Física y Análisis Regional de la Universidad de Sevilla, donde introdujo las asignaturas de Cuaternario y “Paleogeografía” (Plan Docente de Geografía, 1994), “Paleogeografía del Cuaternario” (Grado de Arqueología, 2006) y “Cuaternario y Cambio Global” (Grado de Geografía, 2006). Consiguió la cátedra en el año 2000 y ha dirigido o codirigido un total de doce tesis doctorales entre 1988 y 2014. Fue presidente de AEQUA durante el periodo 1998 - 2002 y durante toda su etapa como asociado fue el responsable de la edición del **Boletín Raña** (Fig. 10). Este boletín era el canal de información y comunicación de noticias, actividades y congresos tesis, etc., de SEG y AEQUA. Una especie de “fanzine”, realizado con escasos medios, que funcionaba como la *newsletter* o paleo-web de nuestra asociación. *Raña* tenía una tirada semestral y se editaron 28 números. El último de ellos se publicó en el año 2000, siendo sustituido por la puesta en marcha de la primera web de la asociación precisamente durante su presidencia. Fernando también fue el impulsor de la primera monografía de AEQUA sobre el *Cuaternario de Andalucía Occidental* (Díaz del

Olmo y Rodríguez Vidal, 1989). También ha promovido la organización de diferentes reuniones INQUA en Sevilla en colaboración con el profesor Dominik Faust de la Universidad de Dresde (Alemania) en los años 1995, 2015 y 2024. De ellas, la más relevante quizá fue el ya mencionado *INQUA Meeting of the Holocene Commission*, celebrado en Sevilla en el año 2000 (Díaz del Olmo *et al.*, 2002). En la actualidad ha sido propuesto como Profesor Emérito de la Universidad de Sevilla, siendo miembro de la Real Academia de Ciencias, Bellas Letras y Nobles Artes de Córdoba y de la Academia Andaluza de la Historia, además de continuar con una activa labor investigadora.

5. El Periodo 2002 - 2004: La primera etapa del tándem Teresa Bardají (UAH) y Elvira Roquero (UPM) al frente de la asociación

En 2002 se celebró una asamblea general ordinaria con la finalidad principal de elaborar nuevos estatutos, tal y como obligaba la nueva Ley Orgánica 1/2002, de 22 de marzo, reguladora del Derecho de Asociación. La modificación de los estatutos se llevó a cabo con la asesoría legal de un especialista en la regulación del derecho de asociación. La propuesta de nuevos estatutos tenía que divulgarse obligatoriamente entre los socios con un periodo de antelación de, al menos, 15 días previo a la celebración de la asamblea extraordinaria donde tuviera lugar su aprobación. Por esta razón, en febrero de 2002 comenzó a funcionar la **primera web de AEQUA**. Esta página mostraba contenidos muy básicos, con información y líneas de investigación de la asociación y un lugar donde ir publicando novedades. El diseño inicial quedó a cargo de Teresa Bardají. Dado que por aquel entonces los correos electrónicos todavía comenzaban a utilizarse muy vagamente en España, se decidió publicar la propuesta de nuevos estatutos en la web de AEQUA para que los socios pudieran hacer las observaciones y alegaciones pertinentes. En abril de 2002 tuvo lugar una reunión internacional INQUA en conjunto con el Programa

IGC-PAGES en la Universidad de Alcalá, titulada “*Quaternary Climatic Changes and Environments in the Mediterranean Region*”, organizada por Blanca Ruiz Zapata (UAH) y un largo etcétera de colaboradores, que posteriormente dio lugar a un monográfico editado por la UAH y AEQUA (Ruiz Zapata *et al.*, 2003), y que podría decirse que constituye la monografía nº 4 de la asociación. También en ese año se publicó el libro “*Geology of Spain*” editado por la Sociedad Geológica de Londres (GSL) en el que se incluye un capítulo dedicado al Cuaternario, coordinado por el profesor Mateo Gutiérrez Elorza (UNIZAR), en el que colaboran numerosos miembros destacados de AEQUA, e incluye un apartado especial sobre el registro fósil de homínidos en España redactado “*ex profeso*” por el profesor Emiliano Aguirre (Gutiérrez Elorza *et al.*, 2002).

En 2003 se celebró la **XI Reunión Nacional de Cuaternario** en la Universidad de Oviedo, en la que se presentaron alrededor de 50 contribuciones. Este congreso fue organizado por Adolfo Rodríguez Asensio (Dpto. de Historia), Germán Flor (Dpto. de Geología) y coordinado por **José Manuel Barrera Logares**, un entusiasta arqueólogo, eterno estudiante de doctorado, que colaboraba altruistamente

con el área de Prehistoria de la Universidad de Oviedo desde el año 2000 hasta su prematura muerte a los 63 años en 2022. Durante este congreso se homenajearon las figuras de **Francisco Jordá Cerdá** y **Noel Llopis Lladó**, referentes en los estudios de prehistoria y geología del Cuaternario en la cordillera cantábrica respectivamente. La conferencia inaugural estuvo a cargo de **José Egocheaga Rodríguez**, catedrático de antropología, sobre el descubrimiento y caracterización del entonces denominado **Hombre fósil del Sidrón** (Egocheaga, 2003). Se realizó una larga salida de campo haciendo un transecto norte-sur desde los glaciares cuaternarios de la cordillera cantábrica (Piedrafita) hasta los sistemas eólicos de la rasa litoral asturiana (Avilés). También se realizó una visita a las pinturas rupestres de la **Cueva de Candamo**, donde se recreó la metodología de la pintura paleolítica (Fig. 11). Precisamente en el centro de interpretación de la cueva de Candamo, tuvo lugar la celebración de la asamblea general extraordinaria de AEQUA donde se aprobaron los nuevos estatutos. Acto seguido se celebró la asamblea ordinaria en la que se procedió a la renovación de cargos de la junta directiva (Fig. 12), contándose con las incorporaciones de investigadores del norte de la

Tabla 4. Composición de la junta directiva de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (2002 - 2005).

Table 4. Composition of the Executive Board of the Spanish society for Quaternary Research (2002 - 2005).

Presidente:	Teresa Bardají Azcárate (Dpto. Geología, Universidad de Alcalá, UAH, Madrid)
Vicepresidente:	Rafael Baena Escudero (Dpto. Geografía Física, Universidad de Sevilla, US, Sevilla)
Secretaria:	Elvira Roquero García-Casal (Dpto. Edafología, Universidad Politécnica de Madrid, UPM, Madrid)
Tesorero:	Javier Lario Gómez (Universidad Nac. Educación a Distancia, UNED, Madrid)
Vocales/as:	Javier Baena Preysler (Dpto. Prehistoria, Universidad Autónoma de Madrid, UAM, Madrid) Fernando Díaz del Olmo (Dpto. Geografía Física, Universidad de Sevilla, US, Sevilla) Juan Usera Mata (Dpto. Geología, Universidad de Valencia UV, Valencia) Angela Alonso Millán (Dpto. Geología, Universidad de Coruña, UdC, A Coruña) Marco de la Rasilla Vives (Dpto. Historia, Universidad de Oviedo, UNIOVI, Oviedo) Francisco Gutiérrez Santolalla (Dpto. CC. Tierra, Universidad de Zaragoza, UNIZAR, Zaragoza) -----representativos----- Pablo G. Silva Barroso (Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, USAL, Ávila, GyG) Caridad Zazo Cardeña (Dpto. Geología, Museo Nac. Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, INQUA) Francisco Giles Pacheco (Museo Arqueológico de El Puerto de Santa María, Cádiz, GT-GAC) Joaquín Rodríguez Vidal (Dpto. Geología, Universidad de Huelva, UHU, Huelva). Representante VI Reunión Cuaternario Ibérico: Gibraltar 2005.

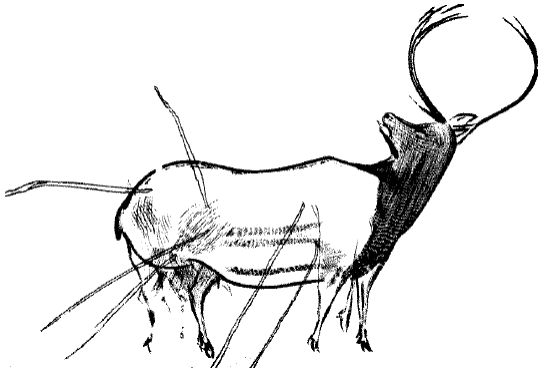


Figura 11. Dibujo del Ciervo herido de la cueva de la "Peña de Candamo" según Eduardo Hernández Pacheco en el primer estudio científico de la cueva publicado en 1919 en la memoria nº 24 de la Comisión de investigación paleontológicas y prehistóricas (Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid, España).

Figure 11. Drawing of the wounded deer in the cave of "Peña de Candamo" according to Eduardo Hernández Pacheco in the first scientific study of the cave published in 1919 in the report of the Comisión de investigación paleontológicas y prehistóricas (Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid, ESpaña).

paña (COSCE). Al acto de constitución de la confederación asistió Elvira Roquero como representante AEQUA, que quedó integrada en el nivel 3 (asociaciones de menos de 500 socios), debiendo abonar una cuota de 2 euros anuales por socio. La asamblea general de ese año se celebró durante la X Reunión Nacional de Geomorfología que tuvo lugar en Toledo durante el mes de septiembre. En esta asamblea se presentó juntamente con la SEG un presupuesto para escanear todos los volúmenes de la revista anteriores a 1998, que estarían listos a lo largo de 2005. Por lo demás, se fijó definitivamente la sede de la 6ª Reunión de Cuaternario Ibérico en Gibraltar a celebrar durante el mes de julio de 2005. Los organizadores presentaron trípticos con el esquema de sesiones de la reunión y conferencias invitadas. En este último aspecto se decidió suprimir la propuesta de conferencia a impartir por Eudald Carbonell, teniendo en cuenta que en el congreso de Girona anuló su conferencia sin previo aviso.



Figura 12. Miembros de la junta directiva de AEQUA en el centro de interpretación de la Cueva de Candamo, durante la XI Reunión Nac. Cuaternario (Oviedo, 2003); de izquierda a derecha: Pablo G. Silva (Editor CyG); Elvira Roquero (Secretaria); Javier Lario (Tesorero); Teresa Bardají (Presidenta).

Figure 12. Members of the AEQUA Executive Board at the Candamo Cave Interpretation Centre (IX Reunión Nac. Cuaternario, Oviedo, 2003). From left to right: Pablo G. Silva (CyG Editor); Elvira Roquero (Secretary); Javier Lario (Treasurer); Teresa Bardají (President).

En el año **2005** tuvo lugar la **6ª Reunión de Cuaternario Ibérico** en Gibraltar con una importante asistencia de participantes españoles, portugueses y de diferentes nacionalidades. Se presentaron 51 comunicaciones y la conferencia inaugural corrió a cargo del paleontólogo **Chris Stringer** (British Museum) sobre poblamiento humano (Finlayson *et al.*, 2005). Se realizaron dos excursiones: una a los sistemas kársticos del Peñón que contienen los importantes yacimientos musterienses de origen neandertal (cuevas de Vanguard y Gorham, Fig. 13), y otra menos geológica, pero no menos interesante, al inmenso sistema de túneles que el ejército británico excavó en el Peñón durante la segunda guerra mundial. En la asamblea general se concedió el **Premio María Jesús Ibáñez** en su quinta convocatoria que esta vez recayó “*ex-aequo*” en Alfonso Benito Calvo (CENIEH) y Ana Moreno Caballud (IPE - CSIC). La asamblea también acordó una batería de medidas económicas muy importantes como el establecimiento de financiación a fondo perdido de 1.000 euros para la organización de reuniones de Cuaternario (nacionales o ibéricas), la financiación de hasta 10 becas de inscripción para jóvenes investigadores a estas reuniones y el establecimiento de financiación regulada anual para los grupos de trabajo. AEQUA acordó incorporarse al Comité de Relaciones Externas de la **Comisión**



Figura 13. Participantes de la Excursión a las Cuevas de Gorham y Vanguard durante la 6ª Reunión de Cuaternario Ibérico celebrada en Gibraltar (2005).
 Figure 13 Participants of the fieldtrip to the Gorham and Vanguard caves Excursion during the 6th Iberian Quaternary Meeting held in Gibraltar (2005).

Nacional de Geología (CNG), para la **Celebración del Año Internacional del Planeta Tierra** en **2007**. Se acordó que Pablo G. Silva fuese el representante al efecto en la CNG. En esta asamblea también se aprobó la creación de un nuevo grupo de trabajo regional, el **Grupo de Cuaternario Madrileño (GQM)** constituido inicialmente por 49 socios y en el que Pablo G. Silva (USAL) ejerció como presidente fundador y Javier Baena Preysler (UAM) como secretario. De la misma forma se acordó la redacción de **reglamentos específicos** con la SEG para regular el Premio María Jesús Ibáñez, y con el Grupo Portugués de Cuaternario (GTPQ) para la organización de las reuniones de Cuaternario ibérico. Dada la creciente digitalización de las actividades en el mundo investigador y académico se acordó generar una beca-contrato para una persona que se encargará de implementar las bases de datos de los socios (e-mails, datos bancarios, cobros de cuotas, etc.) como ayuda indispensable a las labores de secretaría y tesorería de la asociación. La asamblea culminó con la renovación de cargos en la junta directiva, aunque como quiera que se habían cambiado los estatutos de la asociación, se procedió a la renovación automática de la anterior junta directiva listada en la Tabla 4, que proseguiría sus actividades en un segundo mandato hasta 2009.

Teresa Bardají Azcárate (Madrid, 1959) es doctora en CC. Geológicas por la Universidad Complutense de Madrid, donde defendió su tesis doctoral en 1999 sobre “Evolución geomorfológica durante el Cuaternario de las cuencas neógenas litorales del sur de Murcia y norte de Almería” codirigida por los Drs. Caridad Zazo y José Luis Goy y galardonada con el premio extraordinario de doctorado de la UCM. Su vida académica e investigadora ha transcurrido en el Departamento de Geología de la Universidad de Alcalá (UAH, Madrid) desde 1992, donde posteriormente promocionaría a catedrática de escuela universitaria en el año 2000. Teresa ha ido pasando por todos los escalafones en la ejecutiva de AEQUA desde 1992. Ha ocupado el puesto de Vocal entre 1993 y 1997, la secretaría entre 1997 y 2001 y, finalmente, **presidenta de AEQUA** du-

rante dos periodos consecutivos entre 2002 y 2009. A partir de entonces vuelve a integrarse en la ejecutiva de AEQUA, donde desde 2011 es la **Presidenta del Comité Español de INQUA**, en sustitución de Caridad Zazo. Se dice pronto, pero Teresa Bardají ha trabajado en diversas funciones de la directiva de AEQUA durante los últimos casi treinta y cinco años. Aunque ya fuera del periodo que cubre este artículo, en 2009 fue la organizadora junto con Luis Alcalá del Homenaje a Emiliano Aguirre en la Fundación Dinópolis de Teruel, donde se instauró y se le concedió la distinción más importante de nuestra asociación **“El Arquero de Oro”** (Silva *et al.*, 2010). En INQUA ha estado ligada siempre a la **Comisión de líneas de costa**, siendo secretaria de la subcomisión del Mediterráneo y mar Negro entre 1992 y 2011 y, desde ese momento, a la **INQUA Coastal & Marine Processes Commission** (CMP). En el año 2010 organizó un International Workshop on **“Decoding the Last Interglacial in Western Mediterranean”** en Cerdeña junto con Ana Cabero (CSIC) y Salvatore Carboni (Univ. Cagliari) liderando el **INQUA Project 0911-CMP** de la mencionada comisión (Cabero *et al.*, 2010). Su vida investigadora ha estado siempre ligada al análisis de las líneas de costa cuaternarias, las terrazas marinas y las variaciones del nivel del mar, y muy especialmente al periodo del **último interglacial**, donde actualmente es un referente. Sus zonas de investigación abarcan todo el litoral mediterráneo de la península y del golfo de Cádiz, las islas Baleares y Túnez en el Mediterráneo; los archipiélagos de Canarias y Cabo Verde en el Atlántico, así como también cuenta con algunas contribuciones en el mar Caribe. En paralelo a esta actividad, Teresa Bardají es autora de numerosas cartografías geomorfológicas y de la Geología del Cuaternario (1:50.000) de la segunda y tercera edición del Plan MAGNA editados por el IGME, cubriendo preferentemente el sistema central madrileño, la cordillera cantábrica (León-Asturias) y el Cuaternario de la Región de Murcia. En la actualidad prosigue con su labor investigadora en su cátedra de la Universidad de Alcalá, donde ha comenzado a liderar un Grupo de Trabajo Internacional sobre Geoar-

queología Costera dentro de la Asociación Internacional de Geomorfología (IAG).

6. Corolario

Como hemos visto, el tránsito del siglo XX al XXI en nuestra asociación trajo consigo muchos cambios, como la elaboración y modificación de estatutos y numerosas reglamentaciones internas y de colaboración con otras asociaciones, entidades o instituciones. Diferentes personas pasaron por la dirección de AEQUA las cuales, cada una a su manera y dentro de sus capacidades, tiraron del carro de la asociación. Como se ha comentado, en este periodo se alcanzó el **máximo histórico de asociados** a AEQUA con **419 personas** en 1997, aunque en el año en el que acaba este segundo artículo (2005) el número de socios había descendido por debajo de las 350 personas tendencia que, a pesar de todos nuestros esfuerzos, se sigue manteniendo actualmente. En este periodo se celebraron hasta ocho reuniones bianuales, siendo AEQUA enteramente responsable de seis de ellas (Valencia; Madrid; Huelva; Girona; Oviedo y Gibraltar). Solo las reuniones de Cuaternario Ibérico de Coímbra (1993) y Lisboa (2001) corrieron a cargo completamente del Grupo de Trabajo Portugués GTPQ

En este periodo también se produjo la progresiva digitalización de la asociación, con la creación de la primera web de AEQUA, la primera web de la revista, el escaneo de la colección completa de Cuaternario y Geomorfología en colaboración con la SEG, la generación de las primeras bases de datos de socios, y la producción de documentación electrónica de actas de asambleas generales y juntas directivas en formato Word desde 2002. Los antiguos libros de actas y libros de socios manuscritos quedaron obsoletos, y se conservan como preciosas reliquias en los archivos de la asociación. De la misma manera toda la correspondencia con los socios va sustituyéndose desde el año 2000 por envíos *e-mail*, evitando así los pagos a correos y la costosa labor de generación de etiquetas para envíos



Figura 14. Presidentes de AEQUA durante el periodo 1990-2009:
Joaquín Rodríguez Vidal (90-93); Manuel Santonja (94-97);
Fernando Díaz del Olmo (98-2000); Teresa Bardají (2002-09).

Figure 14. AEQUA Presidents during the period 1990 - 2009.

postales que se venía haciendo desde siempre. En este periodo despuntan nuevas figuras importantes en el estudio del Cuaternario, como son los presidentes **Joaquín Rodríguez Vidal** (UHU), **Manuel Santonja** (CENIEH), **Fernando Díaz del Olmo** (US) y **Teresa Bardají** (UAH) (Fig. 14). También son dignas de mención las aportaciones a este periodo de la tristemente fallecida **María Pilar Fumanal García** (UV), que organizó la Reunión de AEQUA de 1991 en Valencia; impulsó la creación del Grup Valencià de Quaternari (GVQ); ocupó la vicepresidencia de AEQUA durante dos periodos consecutivos; y estuvo al frente de la revista *Cuaternario y Geomorfología* desde 1993 hasta su fallecimiento en 1998.

Agradecimientos

Este trabajo constituye la **segunda parte** de una serie de tres artículos que glosan y revisan la historia de los estudios de Cuaternario en España (y por extensión de la península ibérica), con motivo del 40 aniversario de la creación de la Asociación Española Para el Estudio del Cuaternario. Los autores de la serie están agradecidos a todas aquellas personas que han impulsado AEQUA durante sus distintos periodos, en particular a los responsables de sus juntas directivas y, muy especialmente, a la memoria de todas aquellas personas que tuvieron un desempeño importante y que desgraciadamente ya nos han dejado. La mayoría de ellos, ilustres asociados/as y que sería muy largo de listar en estos agradecimientos. Agradecemos las revisiones y comentarios realizados por Jesús Jordá Pardo (UNED) y Rafael Baena Escudero (US) que nos han ayudado a esclarecer diferentes puntos.

Bibliografía

Aguirre, E. y Passini, G. (1985). The Pliocene-Pleistocene Boundary. *Episodes*, 8 (2), 116 - 120. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1985/v8i2/009>

Baena, R. (1993). Evolución cuaternaria (3 Ma) de la Depresión del Medio-Bajo Guadalquivir y sus márgenes (Córdoba y Sevilla). Tesis Doc-

toral inédita, Universidad de Sevilla. Boletín Informativo Raña, 14-15, 50.

Baena, R. (2001). AEQUA-Grupo Andaluz de Cuaternario (Gac) 1987-2001: la consolidación de un proyecto regional. *Cuaternario y Geomorfología*, 15 (1-2), 7-9.

Baena, R., Díaz del Olmo, F. (1994). Cuaternario aluvial de la depresión del Guadalquivir: episodios geomorfológicos y cronología paleomagnética. *Geogaceta*, 15, 102-104.

Bardají, T., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L. (2022). El Estudio del Cuaternario en España y la Sociedad Científica que lo impulsa: AEQUA. *Encuentros Multidisciplinares*, 71. 1-7.

Benet Jordana, N., Luís, L., Pérez Martín, M., Santonja Gómez, M. (2023). El descubrimiento de las estaciones de arte paleolítico de Siega Verde (España) y Foz Côa (Portugal): impacto y valoraciones iniciales. *Boletín del Museo Arqueológico Nacional*, 42, 43-60

Busk, G. y Falconer, H. (1865). «On the fossil contents of the Genista Cave, Gibraltar». *Quarterly Journal of the Geological Society*, 21, 364-370. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1865.021.01-02.35>

Cabero, A., Bardají, T., Carboni, S. Eds. (2010). *Decoding the Last Interglacial in Western Mediterranean*. Abstract Vol. INQUA Project 0911-CMP Commission Workshop. Calgiari, Cerdeña, Italia. UNED. 67 pp.

Díaz del Olmo, F. y Rodríguez Vidal, J. (1989). *Cuaternario de Andalucía Occidental. Monografías AEQUA, 1, 104 pp.*

Díaz del Olmo, F., Faust, D., Porras, A. (2002). INQUA commission on the Holocene Meeting, Seville 2000. *Quaternary International*, 93-94, 202 pp. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00043-5](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00043-5)

Egocheaga, J.E. (2003). Caracterización paleoantropológica del Hombre del Sidrón. En: *Actas de la XI Reunión Nacional de Cuaternario* (G. Flor, Ed.). Universidad de Oviedo - AEQUA. Oviedo, Asturias, pp. 17-26

Finlayson, C., Finlayson, G., Fa, D. Eds. (2020). *Gibraltar During the Quaternary: The Southernmost Part of Europe in the Last Two Million Years*. Gibraltar Government, Gibraltar, 220 pp.

Fumanal García, M.P. Dir. Cong. (1999). *Gearqueología quaternaria litoral: Memorial María Pilar Fumanal*. Universidad de Valencia, Valencia, 459 pp.

Fumanal García, M.P., Bernabeu, J. (1993). *Estudios sobre Cuaternario; Medios sedimentarios, Cambios ambientales y Hábitat huma-*

- no. Universidad de Valencia - AEQUA. Valencia. 288 pp.
- Gutiérrez-Elorza, M., García-Ruiz, J.M., Goy, J.L., Gracia Prieto, F.J., Gutiérrez-Santolalla, F., Martí Bono, C., Martín-Serrano, A., Pérez-González, A., Zazo, C., Aguirre, E. (2002). **The Quaternary**. En: **The Geology of Spain** (W. Gibbons & T. Moreno, Eds). Geological Society of London, GSL. 696 pp. <https://doi.org/10.1144/GOSP.14>
- Jordá Pardo, J.F. (Ed.) (1994): Geoarqueología (Actas de la 2ª Reunión Nacional de Geoarqueología. I.T.G.E., Madrid, 14, 15 y 16 de diciembre de 1992). Instituto Tecnológico Geomineiro de España y AEQUA, Madrid.
- Jordá Pardo, J. F. (2002). El Grupo de Trabajo de Geoarqueología AEQUA. **Cuaternario y Geomorfología**, 23. 5-6.
- Neto de Carvalho, C., Belaústegui, Z., Toscano, A. *et al.* (2001) First tracks of newborn straight-tusked elephants (*Palaeoloxodon antiquus*). **Sci Rep** 11, 17311. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-96754-1>
- Pérez González, A. y Aleixandre, T. (1995). Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario. Actas IX Reunión sobre Cuaternario. **Monografías AEQUA**, 3. CSIC-AEQUA, Madrid, 443 pp.
- Rodríguez Vidal, J., Díaz del Olmo, F., Finlayson, C. y Giles Pacheco, F. Eds. (1994). Gibraltar during the Quaternary. **Monografías AEQUA**, 2, 89 pp.
- Rosas, A. (2022). In memoriam, Emiliano Aguirre Enríquez (1925 - 2021). **Journal of Human Evolution**, 167, 10319. 1 <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2022.103194>
- Rosas, A., Silva, P.G., (2021). Emiliano Aguirre Enríquez (1925-2021): figura imprescindible de las ciencias del Cuaternario en España. **Cuaternario y Geomorfología**, 35 (3-4), 7-10.
- Roselló i Verger, V. y Fumanal, P. Coords. (1995). El Cuaternario del País Valenciano. AEQUA-Universitat de Valencia, Valencia, 264 pp.
- Ruiz Zapata, M.B., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos, A., Gil, M.J., Bardají T., de Bustamante, I., Martínez Mendizábal, I.M., Coords. (2003). **Quaternary Climatic Changes and Environments in the Mediterranean Region**. Editorial Universidad de Alcalá - AEQUA, Alcalá de Henares, Madrid. 291 pp.
- Santonja, M. (1992). Comentarios generales sobre la dinámica del poblamiento antiguo en la provincia de Salamanca. En: **Actas del I Congreso de Historia de Salamanca**, Vol. 1. Centro de Estudios Salmantinos, Salamanca, pp. 185-208.
- Santonja, M.; López Martínez, N., Pérez González, A. (1980). Ocupaciones achelenses en el valle del Jarama (Arganda, Madrid). Madrid. Diputación Provincial de Madrid, Madrid, 546 pp.
- Silva, P.G., López, N., Sesé, C., Bardají, T. (2010). Acto Homenaje a Emiliano Aguirre: El Linaje de Emiliano. Teruel, noviembre 2009. **Cuaternario y Geomorfología**. 24, 3-6.
- Usera, J. (2001). El Grup Valencià de Quaternari de AEQUA. **Cuaternario y Geomorfología**, 15 (3-4), 1-4.

Recibido el 31 de marzo de 2025

Aceptado el 27 de mayo de 2025



Superficies de erosión y denudación durante el Cenozoico en el Geoparque Mundial de la UNESCO Las Loras (cordillera Cantábrica, Burgos-Palencia)

Cenozoic planation surfaces and denudation in Las Loras UNESCO Global Geopark (Cantabrian Mountains, Burgos-Palencia)

Benito-Calvo, A.⁽¹⁾; Martínez-Fernández, A.⁽¹⁾; Moreno, D.⁽¹⁾; Chicote Cuesta, A.⁽¹⁾

(1) Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH),
Paseo Sierra de Atapuerca, 3, 09002 Burgos, España. alfonso.benito@cenieh.es,
adrian.martinez@cenieh.es, davinia.moreno@cenieh.es, angela.chicote@cenieh.es

Resumen

En este estudio se han analizado las superficies de erosión en el Geoparque Mundial de la UNESCO Las Loras (Burgos- Palencia), situado en el pedimento centro-meridional de la cordillera Cantábrica que enlaza con la cuenca del Duero. Este estudio, dirigido a estudiar las fases de denudación cenozoicas preservadas en los sinclinales aplanados y colgados que integran las loras, se ha basado en la cartografía geomorfológica a partir de trabajo de campo y la interpretación de cartografías digitales. Las superficies identificadas forman una secuencia de 8 niveles (S1-S8). El arrasamiento más antiguo S1, posiblemente de edad Paleoceno, podría estar relacionado con la base de la macro-secuencia estratigráfica paleógena de La Ojeda, que registró las primeras erosiones continentales justo tras el levantamiento de la secuencia marina del Cretácico superior por el inicio de la compresión alpina. Posteriormente, durante la compresión alpina principal (Eoceno y el Oligoceno superior) se debieron producir como mínimo otras cuatro reactivaciones del relieve que dieron lugar a la formación de las superficies de erosión S2-S5. Estas fases de desmantelamiento del relieve habrían quedado registradas en el tramo superior de la macrosecuencia paleógena, formada por potentes depósitos aluviales acumulados en las pequeñas cuencas de antepaís que marcaron los estadios iniciales de la cuenca del Duero. La última superficie paleógena en relación con la compresión principal pudo ser la superficie S5 (Oligoceno-Mioceno inferior). Entre los arrasamientos ya plenamente neógenos, destaca la superficie de mayor extensión, S6, que presenta una conexión directa con los abanicos aluviales de la formación Alar del Rey (Astaraciense, Mioceno medio), y está deformada por una fase tectónica al final del Mioceno medio que causó la reactivación del frente cantábrico. Las superficies más recientes, S7 y S8, forman planos menores que enrasan con unidades siliciclásticas de piedemonte, las cuales representarían, respectivamente, las fases de colmatación (Turoliense, Mioceno superior) y primer vaciado (Plioceno) de la cuenca del Duero.



Palabras clave: superficies de erosión, loras, denudación, Neógeno, Paleógeno, cuenca del Duero.

Abstract

This study deals with the analysis of the planation surfaces found within Las Loras UNESCO Global Geopark (Burgos-Palencia), located in the central-southern pediment of the Cantabrian Mountains that connects with the Duero basin. The main aim is to study the Cenozoic denudation phases preserved in the truncated and perched synclines, so-called loras, through the elaboration of geomorphological mapping using fieldwork and the interpretation of digital maps. The identified surfaces form a sequence of 8 levels (S1-S8). The oldest S1 planation surface, possibly of Paleocene age, could be related to the base of La Ojeda Paleogene stratigraphic macrosequence, which recorded the first continental erosion phases after the uplift of the Late Cretaceous marine sequence due to the beginning of the alpine deformation. Later, during the Eocene-Late Oligocene main Alpine compression, at least other four uplift phases should occur forming the planation surfaces S2-S5. Such denudation phases would have represented by sedimentation of the upper beds of the Paleogene stratigraphic macro-sequence, consisting of thick alluvial deposits accumulated in the small foreland basins representing the initial stages of the Duero basin. The last Paleogene surface related to the main compressional stage could be S5 (Oligocene-Early Miocene). Among the fully developed Neogene planation surfaces, S6 stands out, occupying the largest area and connecting with the top of the Alar del Rey alluvial fans (Astaracian, Middle Miocene), which were deformed by a tectonic phase at the end of the Middle Miocene. The most recent planation surfaces, S7 and S8, are represented by smaller plains that develop at the same base levels as that piedmont siliciclastic units associated, respectively, with the endorheic silting (Turolian, Late Miocene) and first exorheic emptying (Pliocene) phases in the Duero basin.

Key words: planation surfaces, loras, denudation, Neogene, Paleogene, Duero basin

1. Introducción

En el borde centro-meridional de la cordillera Cantábrica que linda con la cuenca del Duero, y situado entre las provincias de Burgos y Palencia, se desarrolla un territorio de media montaña reconocido como Geoparque Mundial por parte de la UNESCO (Geoparque Las Loras, 2024; DeFelipe *et al.*, 2025). Es el Geoparque Mundial UNESCO Las Loras, cuya identidad está íntimamente ligada a estas formas del terreno conocidas como loras (García Fernández, 1980; Ortega y Cuesta, 2008; Martín-Duque *et al.*, 2012; Asociación Geocientífica de Burgos, 2013; Martínez Arnáiz, 2015; Moreno Peña, 2019). Dichas formas del terreno son altiplanos conservados en los materiales mesozoicos plegados que, posteriormente, fueron disectadas por la incisión de los valles durante el Cuaternario. Este territorio se sitúa en el frente de cabalgamiento de la cordillera

Cantábrica sobre la cuenca del Duero (Carola *et al.*, 2015, Teixell *et al.*, 2018), que dio lugar a estructuras de plegamiento de dirección NW-SE (López Olmedo *et al.*, 1997a y b; Pineda *et al.*, 1997a y b), donde los procesos de erosión posteriores generaron relieves de geometría invertida respecto a la estructura geológica, formados por la alternancia de valles excavados a lo largo de los ejes anticlinales y los sinclinales colgados conservados en las loras (García Fernández, 1980; Ortega y Cuesta, 2008; Moreno Peña, 2019).

El relieve culminante de las loras suelen ser llanos y planicies que sesgan los estratos geológicos y sus estructuras, dando lugar a pliegues sinclinales arrasados que indican la presencia de superficies de erosión. Desde los primeros trabajos de *denudation chronology* o los modelos de Davis, Penck o King (Jones, 2004; Migoñ, 2004) estas morfologías han

sido esenciales para comprender y reconstruir el balance entre denudación, tectónica y sedimentación que marca la evolución policíclica del paisaje a largo plazo y gran escala en diversos contextos geológicos (p.e. Kooi y Beaumont, 1994; Amato y Cinque, 1999; Bes-sin *et al.*, 2015; Xiong *et al.*, 2017; Morin *et al.*, 2019; Ma *et al.*, 2020; Picart *et al.*, 2020). Dentro del Geoparque, distintos trabajos han indicado desde hace años la presencia de superficies de erosión arrasando las estructuras tectónicas (García Fernández, 1980), en estudios que abarcaban zonas parciales del Geoparque (López Olmedo *et al.*, 1997a y b; Pineda, 1997a y b; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007) o trabajos más amplios basados en cartografías regionales de gran escala (Gracia *et al.*, 1990). En estos trabajos, se reconocieron hasta 4 niveles de superficies de erosión, principalmente desarrolladas durante el Neógeno y con algunos enlaces bien conservados con las unidades terciarias de la cuenca del Duero, en gran medida correlacionables con las superficies de erosión neógenas propuestas en los relieves montañosos y cuencas del interior peninsular (p.e. Schwenzner, 1937; Solé, 1952; Gladfelter, 1971; Peña *et al.*, 1984; Gracia *et al.*, 1998; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997; Casas-Sainz y Cortés-Gracia, 2002; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007; Karampaglidis *et al.*, 2020). No obstante, hasta la fecha no se había realizado ningún trabajo sistemático y detallado sobre las superficies de erosión en el conjunto de este Geoparque de la cordillera Cantábrica. Así, en este trabajo hemos analizado la presencia de superficies de erosión en el área total del Geoparque, con objeto de determinar sus características, número de niveles, y estudiar sus relaciones con los eventos tectónicos y con las unidades sedimentarias de la cuenca del Duero. A través de este trabajo se pretende aportar nuevos datos sobre la evolución cenozoica del paisaje del borde meridional de la cordillera Cantábrica y el sector NE de la depresión del Duero, para proporcionar evidencias sobre los ciclos

de denudación durante el Paleógeno, y de este modo, generar nueva información sobre el patrimonio geológico del Geoparque Las Loras.

2. Antecedentes

El estudio de las superficies de erosión en los relieves montañosos y cuencas del interior peninsular y su entorno ha sido dilatado en el tiempo (p.e., entre otros muchos, Schwenzner, 1937; Solé 1952; Gladfelter, 1971; Pedraza, 1978; Zazo *et al.*, 1987; Gracia *et al.*, 1998; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997; Lemartinel, 1997; Benito *et al.*, 1998; Casas-Sainz y Cortés-Gracia, 2002) (Tabla 1). En los distintos trabajos, se suele proponer una evolución policíclica del relieve, en el cual se alternan los procesos erosivos, que arrasan materiales y estructuras tectónicas formando las superficies de erosión, y los impulsos tectónicos, que rejuvenecen el relieve, a la vez que pueden fracturar, plegar, desnivelar y bascular las superficies de erosión, inclinándolas hacia las cuencas vecinas donde conectan con rellenos cenozoicos interpretados como contemporáneos. En su mayoría, las superficies de erosión son descritas como pediplanos o pedillanuras, asociadas a condiciones áridas o semiáridas, o con intercalaciones de periodos más húmedos que favorecerían los procesos de meteorización (Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997). En general, se observan mayoritariamente secuencias de superficies relacionadas con los rellenos sedimentarios neógenos en las cuencas (Molina y Armenteros, 1986; Gracia *et al.*, 1998; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997; Benito *et al.*, 1998; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007). No obstante, diversos autores también mencionaron indicios de superficies más antiguas, relacionadas con la exhumación de discordancias estratigráficas (Gracia *et al.*, 1998; Hernaiz *et al.*, 2005; Rodríguez García *et al.*, 2008), o bien relieves relictos en los núcleos montañosos paleozoicos asociados con superficies posiblemente fini-

Tabla 1. Propuesta de correlación de las superficies de erosión identificadas en el Geoparque Mundial de la UNESCO Las Loras con algunas de las superficies de erosión descritas en el centro y centro-norte de la península Ibérica.**Table 1.** Proposal of correlation among the planation surfaces identified in Las Loras UNESCO Global Geopark and some of the planation surfaces described in the centre and centre-north of the Iberian Peninsula.

PLANATION SURFACES										CENOZOIC											
		D	M3	M2	M1																
Penillanura fundamental	A	S0	B	C	D	S. de erosión fundamental	S. compuesta de piedemonte	Cimas de relieves residuales	S. plio-pleis-tocena	S. plio-cena	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	SE1	SE2	SE3	SE4
			Rampa superior	Rampa inferior	S. intra-miocena																

cretácicas o paleógenas (Solé, 1952; Pedraza, 1978; Rodríguez Vidal *et al.*, 1988; Casas-Sainz y Cortés-Gracia, 2002; Rodríguez García *et al.*, 2008; Benito Calvo y Pérez-González, 2010, Karampaglidis, 2014) (Tabla 1).

En el territorio de la cordillera Cantábrica donde se sitúa el Geoparque Las Loras, la presencia de superficies de erosión o arrasamientos también ha sido mencionada desde hace años (García Fernández, 1980; Gracia *et al.*, 1990; Pineda, 1997a; Benito-Calvo y Pé-

rez-González, 2007). Los relieves estructurales característicos del Geoparque, formados por la sucesión de sinclinales colgados y valles anticlinales (*combes*), se encuentran cercenados a techo por planicies que cortan los estratos geológicos y sus estructuras, indicando la presencia de superficies de erosión formadas por la acción prolongada de procesos de denudación. A su vez, en diversos trabajos también se han descrito piedemontes aluviales en la cuenca del Duero que conectan con estas superficies erosivas. Así, al W del

Geoparque, Wagner *et al.* (1984) citó un nivel plioceno a +120-150 m de altura relativa respecto a los actuales ríos, compuesta por 10-12 m de gravas, arenas, limos y arcillas rojizas, que es correlacionada con cerros de cumbre erosiva plana. Por otro lado, en el conjunto del territorio del Geoparque, Gracia *et al.* (1990) cartografiaron dos superficies erosivas (Tabla 1). La más antigua o superficie somital S1 (1450-1200 m) fue interpretada de edad Mioceno Medio, mientras que una superficie inferior S2, formada por grandes planos y deformada por neotectónica, fue asignada al Turoliense-Plioceno basándose en su posición topográfica similar al páramo de la cuenca del Duero y fosilizada por depósitos de raña. En Pineda (1997a y b) se identificó un nivel de superficie más, describiendo hasta tres niveles de superficies (Tabla 1). La más antigua, o superficie somital S1 (1150-1363 m), está formada sobre los materiales mesozoicos y continúa sobre los conglomerados astaracienses de Alar del Rey, que, a su vez, están fosilizados por depósitos vallesienses. Cuando la superficie se desarrolla sobre calizas (Peña Ulaña), ésta se ve afectada por una karstificación generalizada, interpretada como coetánea a la superficie, y que está representada principalmente por campos de dolinas. A esta superficie se le deduce una edad de Aragoniense (Astaraciense superior), por su correlación con los conglomerados astaracienses de Alar del Rey. Por debajo, se describe la superficie intermedia S2 a 1035-1080 m (Pineda, 1997a y b), también afectada por una karstificación generalizada posiblemente contemporánea (p.e. campos de dolinas). Por cotas, S2 enlazaría con la superficie poligénica del páramo, en base a lo cual se le atribuye una edad de Mioceno superior-Plioceno. El tercer nivel de superficie o S3 definido por Pineda (1997a y b) se emplaza a cotas de 940-1035 m, mostrando mayor pendiente que las anteriores, y es correlacionado con niveles de piedemonte siliciclásticos, o raña. En estos trabajos, se indicó que probablemente las cabeceras de la

red del Duero llegaron antes que las del Ebro a la superficie S2, dada la mayor degradación de esta superficie hacia el sur. López Olmedo *et al.* (1997a) también describió un depósito aluvial finineógeno o raña pliocena (Gracia *et al.*, 1990; Martín-Serrano, 1988, 1991) de unos 10 m de espesor, compuesto por gravas cuarcíticas heterométricas, con matriz arenosa fina, que se disponen sobre una superficie de erosión labrada principalmente sobre el sustrato mesozoico y que sería equivalente a la superficie de colmatación de los páramos en la cuenca. Dicho arrasamiento también afecta a los conglomerados paleógenos y, en general, se sitúa a cotas de 980-1160 m, sobre las que destacan algunos relieves residuales (p.e. Monte Bernorio, Las Tuerces). Estos autores destacaron que esta superficie presenta procesos de karstificación posteriores, con arcillas de decalcificación de colores rojos oscuros y muy oscuros con arenas y algunos cantos. Dicha superficie fue descrita inclinada hacia la cuenca (López Olmedo *et al.*, 1997b) y correlacionada con la Superficie de Erosión Fundamental de la cadena Ibérica (Peña *et al.*, 1984), la M3 de Schwenzner (1937) y B de Gladfelter (1971) (Tabla 1).

En trabajos más recientes en el sector NE de la cuenca del Duero, que incluían el extremo oriental del Geoparque, se identifican hasta 4 superficies de erosión (Benito Calvo, 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007; Benito-Calvo *et al.*, 2008), nombradas como SE1, SE2, SE3 y SE4 (Tabla 1). La superficie SE1 está representada por altos y cerros conservados en las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, situados claramente por encima de un segundo nivel, o superficie SE2. La segunda superficie de erosión SE2 está representada por planos extensos, que arrasan a los carbonatos del Turoniense-Santoniense inferior y del Santoniense medio-superior. Al sur de la falla de Ubierna, la superficie de erosión SE2 niveló las estructuras tectónicas a alturas entre los

1010-1040 m (La Lastra), entre 1040-1070 m (La Mesa de Úrbel), y entre 1050-1030 m (Ruyales del Páramo), donde muestra una inclinación hacia la cuenca del Duero entre 3° y 4° . En la cuenca esta superficie conecta con el plano sedimentario formado por el techo de los conglomerados y arcillas rojas de la facies Alar del Rey, que posteriormente es fosilizado por la secuencia del Mioceno superior de la cuenca del Duero (Facies Cuestas y Calizas del Páramo inferior), tal como ya fue indicado por Pineda (1997a) y Gracia *et al.* (1990). La superficie de erosión SE3 se describió en plataformas erosivas de menor extensión situadas entre 1000-1030 m, que afectan a los materiales del Cretácico y a los conglomerados y arcillas rojas del Oligoceno-Mioceno inferior. El cuarto y último nivel de arrasamiento, definido como superficie de erosión SE4 (990-1000 m), está escasamente representado en dicho sector afectando a las gravas, arenas y arcillas silíceas del Aptiense y a los conglomerados y arcillas del Oligoceno. En base a estas cuatro superficies Benito-

Calvo y Pérez-González (2007) propusieron un modelo de denudación para el Neógeno en el que se suceden 4 fases de denudación y formación de pediplanos en ambientes áridos, separados por eventos tectónicos que causaron la deformación de las superficies y las unidades estratigráficas de la cuenca. El modelo de denudación marcado por la sucesión de superficies de erosión acabaría con el establecimiento de la red fluvial actual y la excavación de los valles cuaternarios. Dicha incisión compartimentó el relieve y aisló los relieves de las loras, siguiendo las zonas de debilidad marcadas por las estructuras tectónicas y los materiales más erosionables (Ramos *et al.*, 2021). De este modo, encajadas en las superficies más recientes del entorno de Las Loras se han descrito terrazas fluviales cuaternarias de la red de drenaje de las cuencas hidrográficas del Duero (Pineda, 1997a; López Olmedo *et al.*, 1997a y b; Terradillos-Bernal *et al.*, 2023) y del Ebro (Perucha *et al.*, 2015; Soria-Jáuregui *et al.*, 2019; Benito-Calvo *et al.*, 2022).

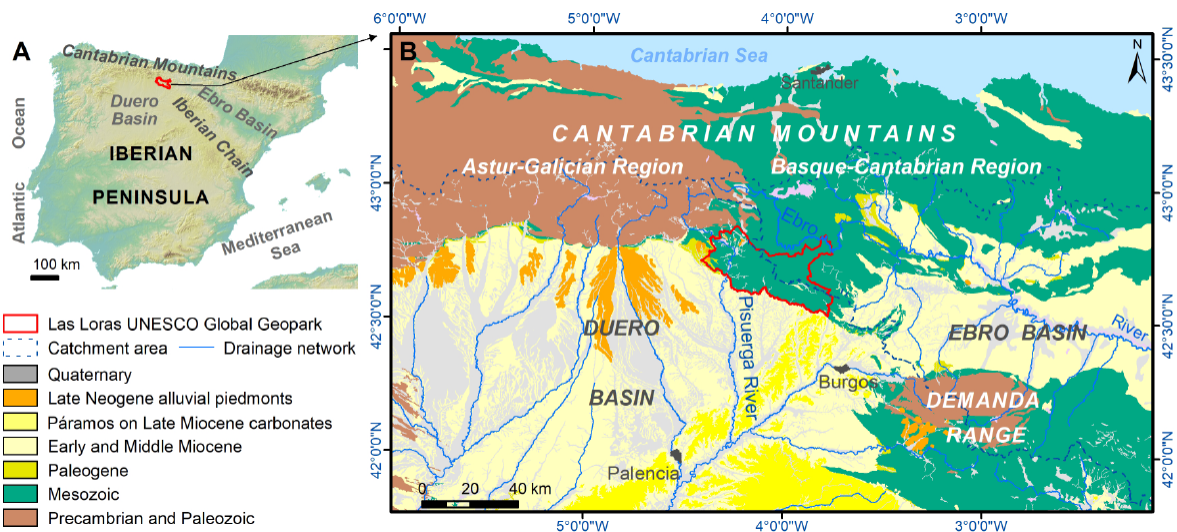


Figura 1. Situación geográfica y geológica del Geoparque Mundial de la UNESCO Las Loras (basado en Cabrera *et al.*, 1997; Martín-González y Heredia, 2011b; Rodríguez Fernández *et al.*, 2015; y ETOPO Global Relief Model, 2024).

Figure 1. Geographical and geological location of Las Loras UNESCO Global Geopark (based on Cabrera *et al.*, 1997; Martín-González and Heredia, 2011b; Rodríguez Fernández *et al.*, 2015; and ETOPO Global Relief Model, 2024).

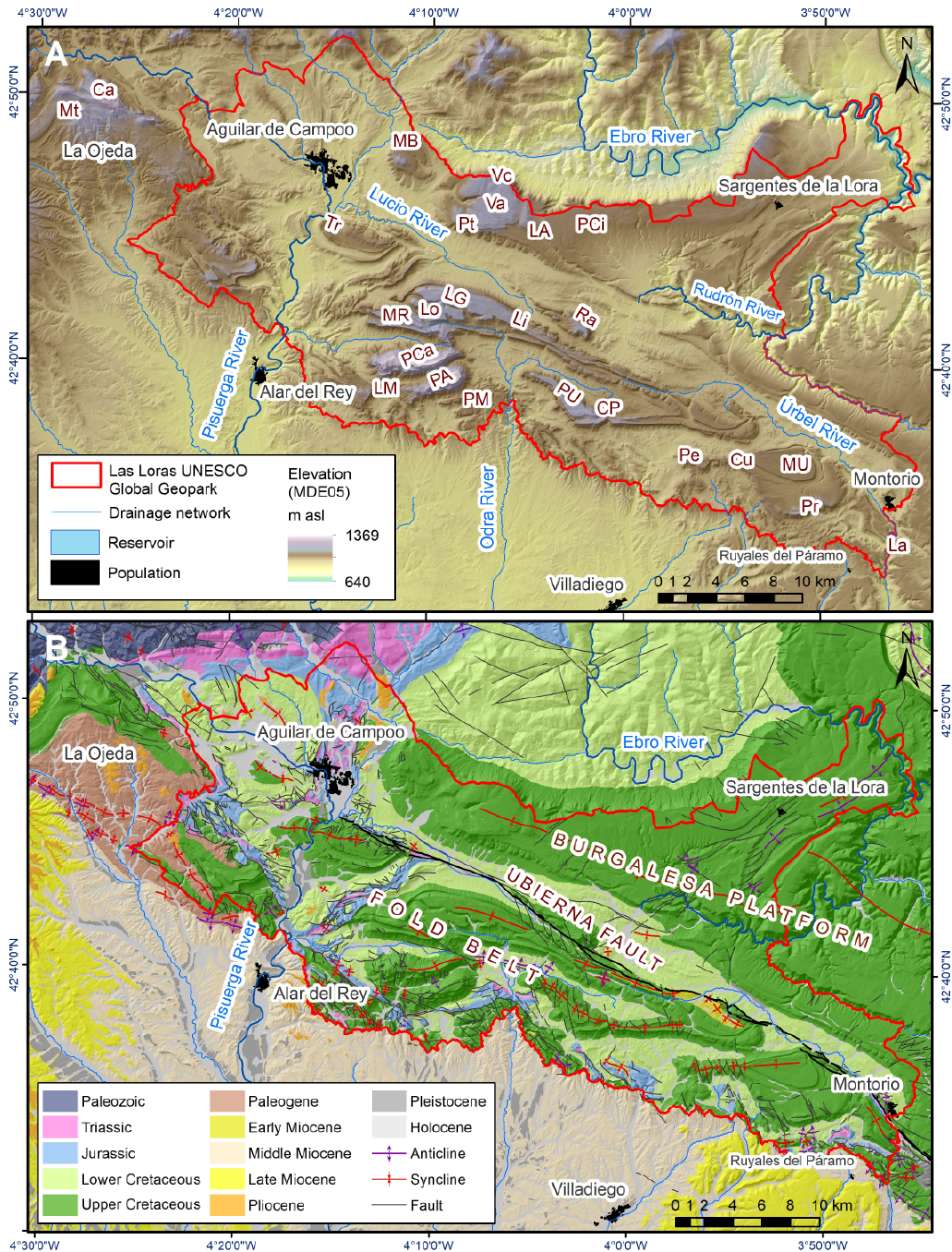


Figura 2. Relieve (A) y geología (B) del Geoparque Mundial de la UNESCO Las Loras (basado en Cabrera *et al.*, 1997; Merino-Tomé *et al.*, 2024; y MDE05, Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024). Abreviaturas (*acronyms*): Ca, El Cadéramo; CP, Cerro Portillo; Cu, El Cuerno; La, La Lastra; LA, Lora Alta; LG, Lora Grande; Li, Lorilla; LM, La Muñeca; Lo, Lora; MB, Monte Bernorio; MR, La Mesa de Rebolledo; Mt, Alto del Matorral; MU, La Mesa de Úrbel; PA, Peña Amaya; PA, Portal Ancho; PCa, Peña Castro; PCi, Pata del Cid; Pe, El Peñón; Pr, El Perú; PM, Páramo de Mugas; PU, Peña Ulaña; Ra, La Rasa; Tr, Las Tuerces; Va, Valdivia; Vc, Valcabado.

Figure 2. Relief (A) and geology (B) of Las Loras UNESCO Global Geopark (based on Cabrera *et al.*, 1997; Merino-Tomé *et al.*, 2024; and DEM05, Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024). See *acronyms* above.

3. Contexto

3.1. Descripción fisiográfica

El Geoparque Mundial de la UNESCO Las Loras tiene en planta un área de 960,7 km² y un perímetro de 248 km, formando parte del piedemonte oriental que conecta los relieves de alta montaña de la Montaña Palentina y Alto Campoo con las tierras bajas de la cuencas cenozoicas del Duero y de la depresión de la Bureba (cuenca del Ebro) (Fig. 1). A su vez, esta zona se sitúa en la divisoria hidrográfica entre la cuenca alta del río Ebro y la red de drenaje nororiental de la cuenca del río Duero, siendo los cursos principales el propio río Ebro, que divaga meandriforme y fuertemente encajado en la Plataforma Burgalesa, y el río Pisuerga por parte de la cuenca hidrográfica del Duero, que atraviesa el extremo oeste del Geoparque (Fig. 1 y 2). Otros valles presentan una dirección NE-SW determinada por la estructura tectónica de la Banda Plegada y la falla de Ubierna (Fig. 2).

La altura media del Geoparque es de 992 m snm, con una amplitud o rango de cotas de 729 m. Las cotas máximas del Geoparque se concentran en su sector central, con la cota máxima en cerro Amaya (1369 m snm), seguido por los altos del Alto del Cueto (1365 m snm), Albacastro (1346 m snm), o Peña Castro (1331 m snm) (Fig. 2A). Cimas secundarias del Geoparque se aglutinan alrededor de los 1220-1240 m snm (Cerro Portillo de Peña Ulaña, Valcabado, La Mesa de Rebolledo, Monte Congosto o Los Tesos). Por otro lado, las alturas más bajas se localizan en la parte inferior de los valles, con el valor mínimo de 640 m snm medido en la confluencia entre el río Ebro y el río Rudrón (cuenca hidrográfica del Ebro), y valores bastante más elevados para las partes bajas de los valles perteneciente a la red de drenaje de la cuenca hidrográfica del Duero, representado por valle del río Pisuerga (860 m snm) y algunos de sus afluentes secundarios, como el río Úrbel (886 m snm), o el

valle del río Odra (897 m snm) (Fig. 2A). Entre las cotas máximas y mínimas se desarrollan abundantes altiplanos y parameras de relieve llano rodeados de cantiles que, en conjunto, determinan una pendiente media de 8,8° para el Geoparque.

3.2. Situación geológica

El Geoparque Las Loras se sitúa en la orla mesozoica de la cordillera Cantábrica, en su límite con el borde nororiental de la cuenca cenozoica del Duero y la depresión de la Bureba (cuenca cenozoica del Ebro) (Fig. 1B). La cordillera Cantábrica, como continuación occidental de la cordillera Pirenaica, se generó por la convergencia oblicua y colisión de la microplaca Ibérica con la macroplaca de Eurasia, desde el Cretácico superior hasta el Mioceno inferior (Martín-González y Heredia, 2011a y b; Teixell *et al.*, 2018). El inicio de la compresión se sitúa en el Eoceno en la zona cantábrica central y en el Oligoceno superior en su extremo occidental, indicando una migración de la compresión hacia el W (Martín-González *et al.*, 2014). Dentro de la cordillera Cantábrica, el Geoparque Las Loras está encuadrado en el sector más occidental de la región Vasco-Cantábrica (Fig. 1B), caracterizada por una cobertera mesozoica importante y tectónica alpina de piel delgada con cabalgamientos enraizados en los niveles triásicos plásticos (Carola *et al.*, 2015), y limitando al oeste con la región Astur-Galaica, definida por la ausencia de cobertura mesozoica y tectónica de piel fina.

Dentro del Geoparque los dominios estructurales principales son la Plataforma Burgalesa, situada al norte, y la Banda Plegada, localizada al sur, ambos separados por la falla de Ubierna (Fig. 2B). La Plataforma Burgalesa es una amplia zona sinclinal de dirección WNW-ESE donde afloran materiales calcáreos del Cretácico superior, con buzamientos débiles más acentuados en las proximidades con la

falla de Ubierna, y presencia de algunas facturas y pliegues menores (Carreras Suárez y Ramírez del Pozo, 1979; Pineda, 1997b; Carola *et al.*, 2015; Ramos *et al.*, 2021). En el borde SE de la Plataforma Burgalesa se reconocen 4 lineaciones estructurales (ENE-WSW, NW-SE, NNW-SSE y NE-SW) (Ramos *et al.*, 2021). La falla de Ubierna es descrita como un desgarre dextral de dirección general WNW-ESE, con trazado sinuoso y extrusiones de las facies salinas y ofitas triásicas del Keuper (Pineda, 1997a y b; Tavani *et al.*, 2011). Por otro lado, la Banda Plegada es una franja alargada de dirección WNW-ESE que forma el límite NE de la cuenca del Duero, donde coexisten fracturaciones de direcciones NW-SE y WNW-ESE, además de pliegues de dirección NE-SW, NW-SE y E-W afectando a los materiales mesozoicos (Fig. 2B).

Los materiales geológicos del Geoparque Las Loras son depósitos mesozoicos y cuaternarios (Fig. 2B; Carreras Suárez y Ramírez del Pozo, 1979; López Olmedo *et al.*, 1997a y b; Pendás Fernández y Menéndez Casares, 1994; Pineda, 1997a y b; Ramírez del Pozo *et al.*, 1978; Wagner *et al.*, 1984). El periodo Triásico está representado por la facies germánica Keuper, con rasgos diapíricos y fuertemente tectonizada, seguidos por el Jurásico marino del Lias-Dogger (calizas y margas) y las calizas y areniscas rojizas continentales del Purbeck (Malm). El periodo Cretácico inferior está integrado por las facies Weald y Utrillas (areniscas y gravas silíceas continentales), mientras que las unidades del Cretácico superior son de carácter eminentemente marino (calizas, margas, dolomías y arcillas). Entre los materiales cuaternarios destacan los productos de la karstificación, asociados por ejemplo a dolinas, bogaces y lapiaces (Martín-Duque *et al.*, 2012), así como coluviones, terrazas fluviales, fondos de valle o depósitos de toba calcárea (González-Amuchastegui y Serrano Cañadas, 2014).

Lindando con el Geoparque, en las vecinas cuencas del Duero y de la Bureba, aparecen además materiales del Cenozoico. La secuencia paleógena se localiza en la región de La Ojeda, al oeste del Geoparque, que comienza por una unidad del Paleoceno de conglomerados y areniscas sobre las facies Garum del Cretácico superior (López Olmedo *et al.*, 1997a), que sería equiparable al tramo inferior de la formación Vegaquemada definida en los sistemas aluviales del Paleógeno basal (Colmenero *et al.*, 1982a). Este Paleógeno basal es seguido por una potente secuencia de depósitos aluviales cíclicos (Colmenero *et al.*, 1982b), formada por conglomerados poligénicos, brechas calcáreas, areniscas y lutitas rojas, con intercalaciones de margas blancas, margocalizas y calizas grises pertenecientes al tramo superior de la formación Vegaquemada, cuya edad se establece desde el Eoceno hasta, al menos, el Arvernense (Oligoceno superior) (López Olmedo *et al.*, 1997a). La unidad paleógena está afectada por pliegues y cabalgamientos alpinos que indujeron la formación de pequeñas cuencas de antepaís que constituyeron los primeros estadios de la cuenca del Duero (López Olmedo *et al.*, 1997a). Hacia el este se citan conglomerados y arcillas relacionados con la última etapa de compresión alpina a los cuales se les atribuye una edad Oligoceno-Mioceno inferior (Pineda 1997a y b).

Por encima, el Neógeno ocupa la mayor parte de las cuencas, consistente en sistemas aluviales más desarrollados en los bordes de la cuenca y medios lacustres y palustres en posiciones más centrales de la cuenca (Santisteban *et al.*, 1996; Mediavilla *et al.*, 1996; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004). La unidad neógena más reciente son los materiales sedimentarios del ciclo del páramo superior en la cuenca del Duero, también descritos en el puerto de la Brújula (Pineda, 1996; Benito Calvo y Pérez-González, 2005). Asociado al Plioceno, aparece el aluvial finineógeno compuesto por

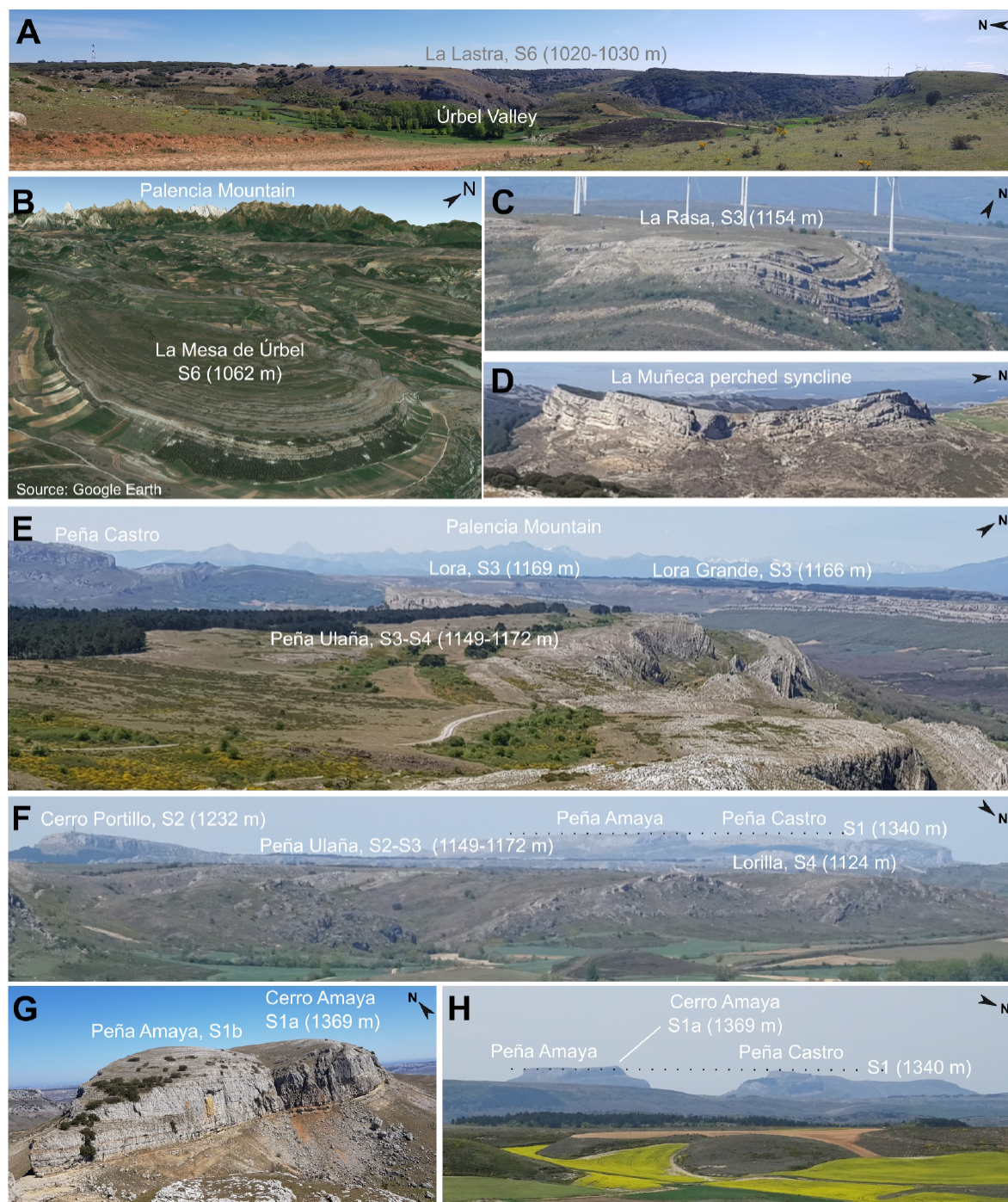


Figura 3. Fotografías y vistas aéreas de algunas superficies de erosión truncando las estructuras alpinas y las litologías del Cretácico superior en la Banda Plegada, excepto en el caso del sinclinal colgado de La Muñeca (D). Valores de altura (m snm) extraídos del MDE05 (Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024).

Figure 3. Photographs and aerial views of some planation surfaces truncating the alpine structures and the Upper Cretaceous lithologies in the Fold Belt, except in the case of La Muñeca perched syncline (D). Elevation values (m asl) extracted from DEM05 (Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024).

gravas siliciclásticas que forman piedemontes aluviales (Fig. 1B y 2B), también denominados raña (García Ramos *et al.*, 1982; Martín-Serrano, 1988, 1991, Pérez-González *et al.*, 1994). Con posterioridad a estos depósitos de piedemonte se produce la incisión fluvial cuaternaria y la formación de las secuencias de terrazas de la red de drenaje del río Ebro (Perrucha *et al.*, 2015; Soria-Jáuregui *et al.*, 2019; Benito-Calvo *et al.*, 2022) y del río Pisuerga (cuenca del Duero) (Pineda, 1997a, López Ol-

medo *et al.*, 1997a y b; Terradillos-Bernal *et al.*, 2023).

4. Metodología

El análisis geomorfológico de las superficies de erosión en el territorio de Las Loras se ha basado en la revisión bibliográfica, la interpretación del relieve a través de diversas cartografías digitales usando Sistemas de Información Geográfica (SIG) y el reconocimiento de

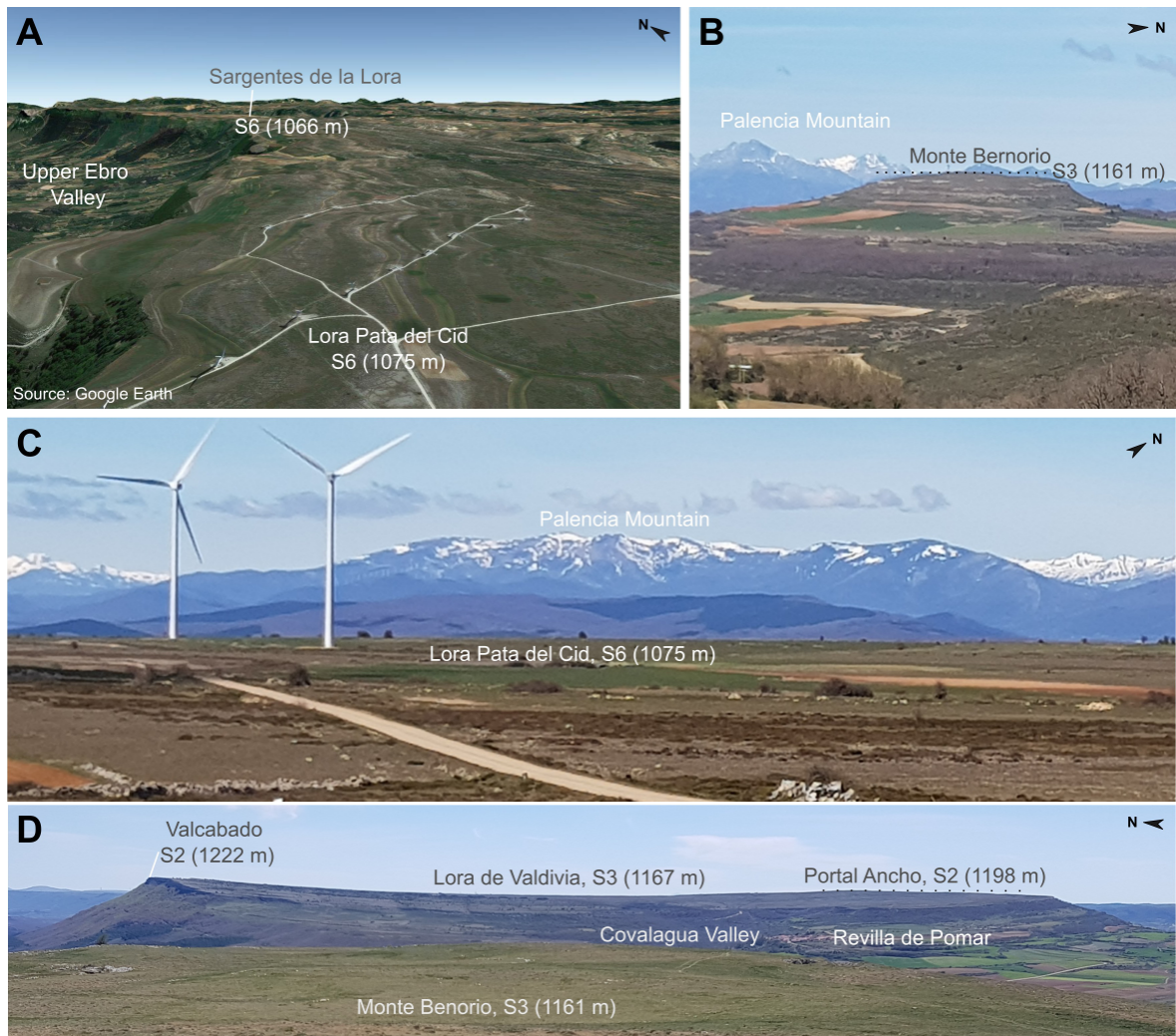


Figura 4. Fotografías y vistas aéreas de las principales superficies de erosión en la Plataforma Burgalesa. Valores de altura (m snm) extraídos del MDE05 (Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024).

Figure 4. Photographs and aerial views of the main planation surfaces in the Burgalesa Platform. Elevation values (m asl) extracted from DEM05 (Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024).

campo. Para la interpretación y cartografía de la superficies de erosión se utilizaron mapas topográficos a escala 1:25.000 y 1:10.000, ortoimágenes digitales (PNOA), fotografías aéreas en visualización estereoscópica, modelos digitales de elevaciones (MDE25, MDE05 y MDE02) y datos LiDAR, todos ellos descargados de bases de datos espaciales de libre acceso (Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024; Infraestructura de Datos Espaciales de Castilla y León, 2024). Así mismo, también se usaron mapas geológicos escala 1:100.000 y 1:50.000 (Cartografía del IGME, 2024; Infraestructura de Datos Espaciales de Castilla y León, 2024; Geoparque Las Loras, 2024), disponibles en los repositorios digitales de acceso libre de dichos organismos. Las cartografías digitales fueron

visualizadas y procesadas en SIG (ArcGIS 10.8 y QGIS 3.16), aplicando especialmente análisis morfométricos derivados de los modelos digitales de elevaciones (p.e. sombreados del relieve, pendientes, orientaciones, curvaturas, rugosidades, curvas de nivel y perfiles topográficos). Estos últimos fueron usados como capas de fondo para detectar las rupturas en el relieve que delimitan las superficies de erosión. Dichas variables e información digital fue combinada con la visión estereoscópica del relieve a través de fotogramas aéreos. Para la validación final de los datos cartográficos se realizó reconocimiento de campo, documentando las formas y depósitos relacionados con las superficies de erosión a través de descripciones, fotografías terrestres y aéreas con drones (DJI Mavic 3E), y geolocalización con

Tabla 2. Área y distribución de alturas de las superficies de erosión (A) y los piedemontes aluviales (B) identificados en el Geoparque Mundial de la UNESCO Las Loras.

Table 2. Area and elevation distribution of the planation surfaces (A) and the alluvial piedmonts (B) identified in Las Loras UNESCO Global Geopark.

A) Planation surfaces

	Area (Km ²)	Mean elevation (m asl)	Minimum elevation (m asl)	Maximum elevation (m asl)	Elevation range (m)	Standard deviation (m)
S1a	0.257	1348	1330	1369	38	10
S1b	0.962	1330	1297	1352	55	13
S2	0.610	1215	1193	1271	79	16
S3	15.899	1166	1122	1208	86	14
S4	3.828	1140	1108	1190	82	17
S5	4.599	1096	1070	1145	75	14
S6	79.737	1057	941	1136	195	18
S7	19.929	1027	998	1093	95	12
S8	23.854	1001	958	1060	102	12

B) Alluvial piedmonts

	Area (Km ²)	Mean elevation (m asl)	Minimum elevation (m asl)	Maximum elevation (m asl)	Elevation range (m)	Standard deviation (m)
PA6	12.456	985	952	1014	61	15
PA7	0.115	1030	1025	1032	7	1
PA8	1.433	996	986	1003	16	3

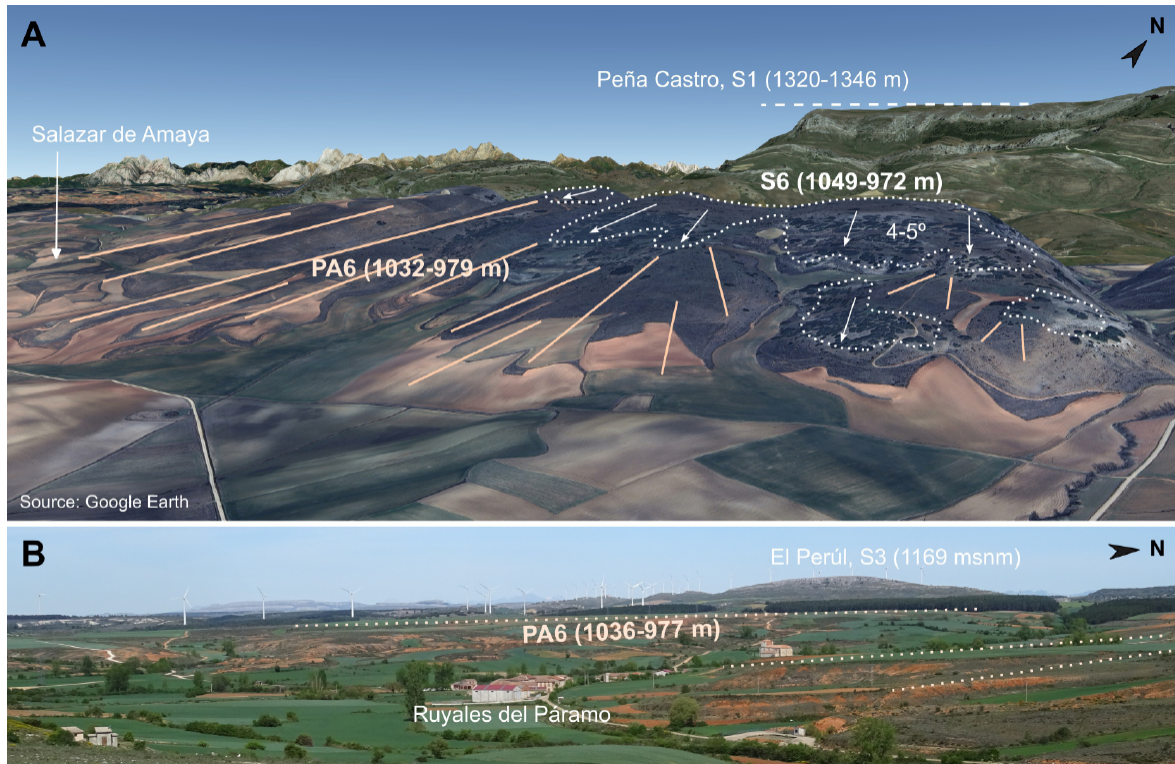


Figura 5. Vista aérea (A) y fotografía (B) del piedemonte aluvial PA6, formado por el techo de las facies Alar del Rey (Astaraciense, Mioceno medio), y su conexión con la superficie de erosión S6. Valores de altura (m snm) extraídos del MDE05 (Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024).

Figure 5. Aerial view (A) and photograph (B) of the alluvial piedmont PA6, formed by the top of the Alar del Rey detrital unit (Astaracian, Middle Miocene), and its connection with planation surface S6. Elevation values (m asl) extracted from DEM05 (Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024).

GNSS de resolución métrica (tableta Samsung Galaxy Tab Active 3) y centimétrica en conexión RTK (Leica GS15 y GS18I). A través de estos recursos digitales y el trabajo de campo, las superficies de erosión fueron estudiadas y cartografiadas utilizando los siguientes criterios de identificación: 1) Planicies y páramos cuya topografía llana trunca o arrasa los estratos inclinados de una o varias unidades geológicas así como sus estructuras tectónicas; 2) Rellanos de menor extensión, así como cerros y altos aplanados, dispuestos sobre distintas unidades geológicas y/o contextos estructurales, pero con sus cimas desarrolladas en un mismo plano topográfico, sugiriendo que están cortadas a nivel por un mismo nivel de base; y 3), Cartografía del techo sedimentario de las unidades estratigráficas de la cuenca

del Duero, en especial, las unidades detríticas de piedemonte que enrasan o conectan directamente con las superficies de erosión. La correlación de las superficies de erosión se ha basado en la comparación de las cartografías publicadas en trabajos previos con los mapas elaborados en este estudio, en las características morfológicas de extensión y distribución vertical de las superficies, así como en su conexión y correlación con las unidades estratigráficas de la cuenca del Duero.

5. Resultados

Las superficies de erosión cartografiadas en el Geoparque Las Loras presentan 1039 m snm de altura media y 9° de pendiente media. Su

distribución altimétrica varía desde alturas mínimas de 940 m snm hasta elevaciones máximas de 1369 m snm, ambos valores localizados en el borde centromeridional del Geoparque (Tabla 2). A través de su cartografía y estudio se ha descrito las características de estas superficies, diferenciando hasta ocho niveles, algunos de los cuales conservan conexión con los piedemontes aluviales en la cuenca del Duero (Fig. 6).

5.1. Loras: sinclinales arrasados y colgados

El análisis de las superficies de erosión se realizó por dominios estructurales. Mientras que en la Banda Plegada son altiplanos de extensión moderada ($\leq 6 \text{ km}^2$) disectados por la incisión fluvial a favor de las debilidades litoestructurales, en la Plataforma Burgalesa se conservan planicies más extensas que llegan a alcanzar extensiones de 11-19 km^2 .

5.1.1. Banda Plegada

En el sector sur-oriental del Geoparque, la línea del horizonte está caracterizada por una elevada planitud desarrollada a cotas de 1020-1034 m snm, debido a los planos erosivos culminantes extensivos que nivelan los materiales mesozoicos y sus estructuras (Fig. 3A). En esta zona, destaca el sinclinal arrasado y colgado de La Mesa de Úrbel del Castillo (Fig. 2A y 3B), cuyo plano superior trunca las calizas, calcarenitas y dolomías plegadas del Santoniense superior, formando un plano colgado a 1062 m snm con dolinas y otros signos de karstificación, sobre el que destaca el relieve residual tipo *inselberg* de la sierra de El Perúl, con alturas máximas de 1159 m snm.

En el sector centro-meridional del Geoparque, los ejemplos de superficies de erosión que forman las planicies culminantes de las loras son abundantes. En la Lora de La Rasa, situada entre Corralejo de Valdelucio y Solanas de Valdelucio, las calizas arenosas del Turonien-

se-Santoniense están afectadas por un sinclinal colgado cuya topografía culminante se ve afectada por un arrasamiento que trunca los materiales y la estructura, biselando la estructura de la unidad y su espesor hasta generar una topografía llana (Fig. 2A y 3C). En la Lora de Peña Ulaña, Pineda (1997a) cartografió tres unidades geológicas formadas por calizas y dolomías con edades desde el Santoniense medio al Campaniense, que están plegadas por un sinclinal colgado de dirección NW-SE, cuyo eje y materiales está desplazados por fallas oblicuas, de dirección N-S y NW-SE. No obstante, pese a esta compleja configuración litológica y estructural, la parte superior de la lora está representada por topografías llanas que cortan los materiales y estructuras (Fig. 2A y 3D), generando un altiplano con cotas entre 1140-1150 m snm (Fig. 3D). Sobre esta llanura destacan sus extremos: Cerro Portillo (1232 m snm) y La Ulaña (1172 m snm), como cerros residuales que revelan relieves más antiguos (Fig. 3D). En posiciones cercanas, las crestas estructurales y flancos asociados a los sinclinales y anticlinales de Fuencaliente-Talamillo del Tozo en las calizas y dolomías del Cenomaniese-Coniaciense presentan sus cimas niveladas a cotas de 1060-1080 m snm. En Lora Grande, La Lora y Lorilla se puede distinguir una situación semejante (Fig. 2A, 3D y E). Las planicies formadas a techo de estas loras se conservan en calizas bioclásticas y dolomías del Turoniese-Coniaciense, las cuales se encuentran plegadas por sinclinales colgados donde la topografía culminante son llanos que cortan los estratos carbonatados formando una superficie entre 1166 m snm (Lora Grande) y 1169 m snm (La Lora) y otro nivel inferior a 1124 m snm (Lorilla) (Fig. 3D y E). En la Lora de Las Tuerces también se han reconocido planos erosivos afectando a los materiales coniacienses y santonienses a cotas de 1070-1000 m snm.

Frente a todos estos ejemplos, las dos loras que más destacan debido a su mayor altitud

son Peña Amaya y Peña Castro (Fig. 2a, 3E, F y G; García Fernández, 1980; Ortega y Cuesta, 2008). Estructuralmente, ambas loras presentan dos sinclinales colgados. La Lora de Peña Amaya culmina con una plataforma o muela de morfología ovalada en planta (Fig. 3F-H), alargada según una dirección NE-SW y simétrica respecto al eje fallado del sinclinal, donde dos unidades geológicas de calizas y margas del Santoniense presentan buzamientos entre 20-45° (García Fernández, 1980; Pineda, 1997a). Por otro lado, la superficie de Peña Castro es una cresta aplanada y asimétrica respecto al eje de su sinclinal (Fig. 3E), que aparece culminada por formaciones geológicas distintas dependiendo del sector (García Fernández, 1980; López Olmedo *et al.*, 1997a y b; Pendás Fernández y Menéndez Casares, 1994). Los planos superiores de ambas loras, pese a estar en estructuras sinclinales diferentes y con diversas unidades geológicas, alcanzan alturas semejantes que proyectan una superficie topográfica en torno a los 1340 m snm (Fig. 3E y G). Sobre este nivel sobresalen algunos cerros residuales como Cerro Amaya (1369 m snm) o los altos del Cueto (1350-1360 m snm).

En el sector sur-occidental del Geoparque, localizado al oeste del valle del río Pisuerga, los relieves aplanados que se asocian con las superficies de erosión también son reconocibles. De este modo, se observan pedimentos sobre los materiales jurásicos, cretácicos, paleógenos y neógenos, relacionados con el relleno del borde norte de la cuenca del Duero.

5.1.2. Borde sur de la Plataforma Burgalesa

En el sector norte del Geoparque Las Loras dentro del dominio estructural de la Plataforma Burgalesa se distinguen varios niveles erosivos que biselan las calizas arenosas y dolomías del Turoniense-Coniaciense, plegadas suavemente según un sinclinal de dirección WNW-ESE. Entre las superficies erosivas más

representativas, destaca la gran paramera integrada por la Lora de la Pata del Cid (1075 m snm) y los llanos de Sargentos de la Lora (1066 m snm) que bisela el flanco norte del sinclinal (Fig. 2A, 4A y C). Otros niveles erosivos destacados se desarrollan en la Lora de Valdivia, que se desarrolla en el núcleo occidental del sinclinal (Fig. 2 y 4D). Los relieves S y N de esta lora se alcanzan a cotas máximas de 1208 m snm (Portal Ancho) y 1222 m snm (Valcabado), respectivamente, mientras que su parte central preserva un plano erosivo a 1167 m snm de cota media, que conserva un campo de dolinas bien desarrollado relacionado con el sistema endokárstico de la Cueva de los Franceses y la surgencia de Covalagua (Martín-Duque *et al.*, 2012). Este plano central de la Lora de Valdivia está enrasado con los llanos culminantes de Monte Bernorio (1161 m snm, Fig. 2A y 4B) y Lora Alta (1154 m snm).

5.2. Niveles de superficies de erosión

La identificación y cartografía de estos arrasamientos por todo el territorio del Geoparque Las Loras ha permitido identificar, al menos, ocho superficies de erosión. Esta secuencia está completa en la Banda Plegada, mientras que en el borde meridional de la Plataforma Burgalesa que engloba el Geoparque, las superficies superiores están peor representadas o ausentes, aunque parecen situarse en niveles semejantes a la Banda Plegada. En general, las superficies descritas se sitúan a distintos niveles y separados por escarpes topográficos de 43 m de salto medio. La distribución de estos escarpes no se encuentra espacialmente relacionada con estructuras tectónicas que pudiesen generar los desniveles (Fig. 6), por lo que la secuencia de niveles sería explicada por distintas fases de rebajamiento y reactivación del relieve.

El nivel S1 tiene una extensión de 1,21 km² y es el nivel más elevado con cerca de 1314 m snm

Figure 6. Geomorphological mapping of the planation surfaces and their alluvial piedmonts in Las Loras UNESCO Global Geopark. See acronyms in Fig. 2A.

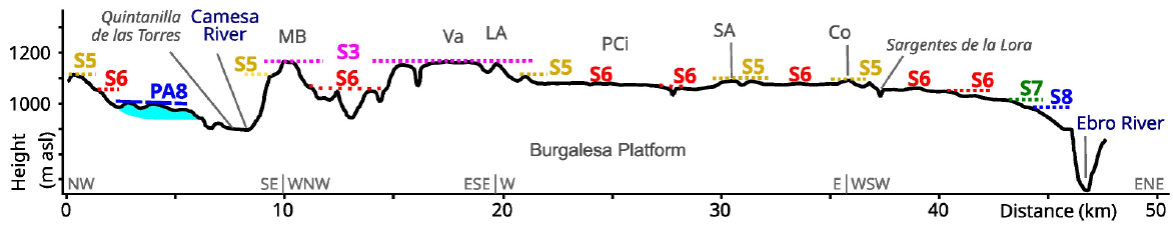
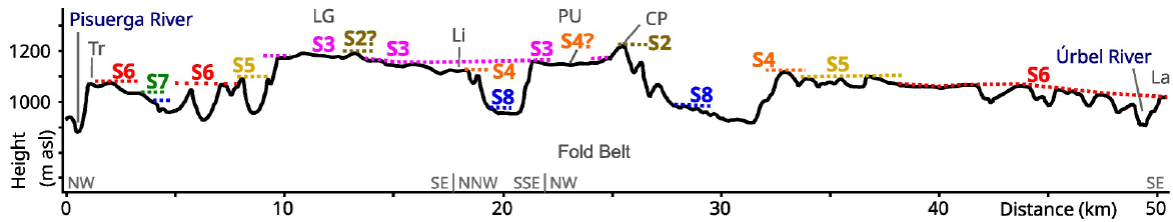
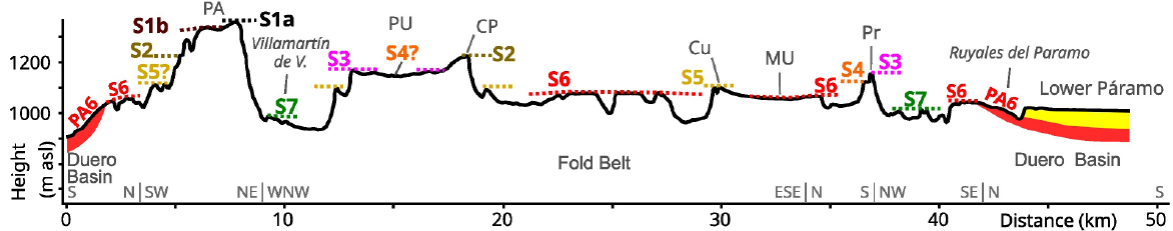
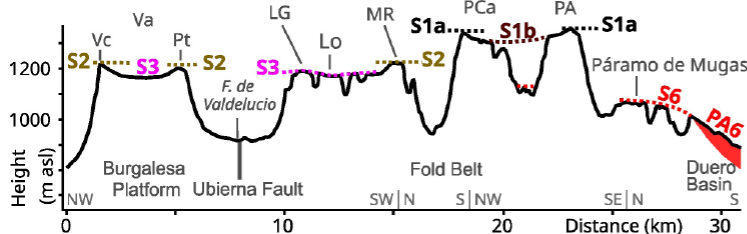
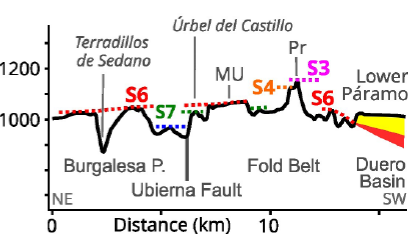
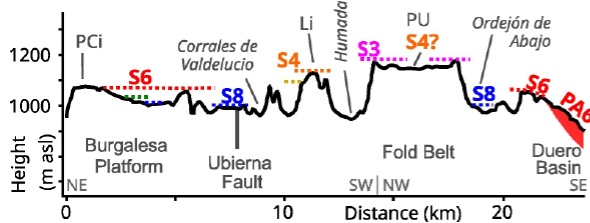
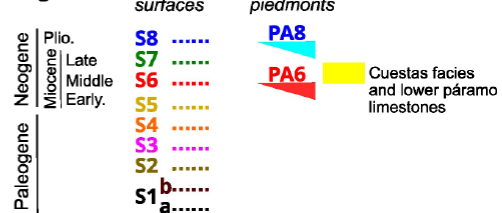
A. Cross-section I-I'**B. Cross-section II-II'****C. Cross-section III-III'****D. Cross-section IV-IV'****E. Cross-section V-V'****F. Cross-section VI-VI'****Legend**

Figura 7. Perfiles geomorfológicos mostrando la distribución de las superficies de erosión en el Geoparque Mundial UNESCO Las Loras. La posición de las secciones está indicada en la Fig. 6. Abreviaturas (acronyms): Co, Coluñuelas; Cs, Castrejón; Cu, El Cuerno; LA, Lora Alta; LG, Lora Grande; Li, Lorilla; Lo, Lora; MB, Monte Bernorio; MR, La Mesa de Rebolledo; MU, La Mesa de Úrbel; PA, Peña Amaya; PCa, Peña Castro; PCi, Pata del Cid; Pr, El Perú; Pt, Portal Ancho; SA, Sasito Alto; Tr, Las Tuercas; Va, Valdivia; Vc, Valcabado.

Figure 7. Geomorphological cross-sections showing the distribution of the planation surfaces in Las Loras UNESCO Global Geopark. The position of the geomorphological cross-sections is indicated in Fig. 6. See acronyms above.

de media (Tabla 2A). Está representada por los planos erosivos más elevados que se han documentado en el Geoparque Las Loras, correspondiente a los llanos que culminan Peña Amaya y Peña Castro (Fig. 3, 6 y 7). En estas loras, la superficie S1 corta a las calizas arenosas de Santoniense-Maastrichtiense, las calizas arcillosas y calcarenitas del Santoniense, y las margas arcillo-arenosas del santonienses, que afloran en los sinclinales colgados de Peña Castro y Peña Amaya. La topografía conservada de la superficie está erosionada por pequeñas vaguadas y dolinas, algunas de las cuales presentan diámetros superiores a los 100 m y profundidades de hasta 15 m. Este arrasamiento se podría subdividir en dos subniveles (Tabla 2A, Fig. 3, 6 y 7). Se reconoce un subnivel más antiguo, denominado como S1a, que corresponde a las cúspides de cerros residuales tipo *inselberg*, los cuales parecen cortados a alturas entre 1330-1369 m snm. Ejemplos de estos cerros residuales serían el Alto Amaya (altura máxima de 1369 m snm, altura media de 1356 m snm), la cresta situada entre el Alto del Cueto y Peña Castro (1368 m snm de máximo, y 1361 m snm de altura media), o el Alto de Albacastro (1345 m snm). Por debajo, se sitúan el subnivel S1b, que está representado por planos de mayor extensión que sesgan las estructuras geológicas. El subnivel S1b ha sido cartografiado entre alturas máximas de 1352 m snm y alturas mínimas de 1297 m snm, definiendo una altura promedio de 1330 m snm (Tabla 2A). Al subnivel S1b pertenecería la superficie de la muela principal de la Lora de Peña Amaya, con una altura media de 1338 m snm, y los planos desarrollados sobre los 1315 m snm al pie del Alto de Albacastro. La muela del Castillo de Peña Amaya con 1304 m snm de altura media sería una evidencia degradada de este segundo subnivel S1b. Aunque las únicas evidencias del arrasamiento S1 dentro del Geoparque son únicamente las superficies culminantes de Peña Castro y Peña Amaya, fuera del Geoparque también hay indicios sobre la pre-

sencia de esta superficie. Por ejemplo, en los relieves de la colindante Montaña Palentina, destacan la cresta aplanada de El Cadéramo (1323 m snm, Fig. 2 y 7), o el monte La Urzosa. Este último está compuesto por planos en torno a 1320 m snm (nivel S1b) sobre los que destacan cerros residuales en semicírculo cuyas cumbres alcanzan entre los 1340 y los 1380 m snm (nivel S1a), conservados todos en las pizarras, limonitas y areniscas silúricas.

El nivel S2 es la superficie que ocupa menor extensión (0,61 km²) (Tabla 2A, Fig. 3, 6 y 7). Su evidencia está limitada exclusivamente al sector central del Geoparque (Fig. 6 y 7), conservados en distintas estructuras y en formaciones geológicas del Turoniense al Santoniense, pero nivelados en torno a los 1215 m snm de altura media. Corresponden a las cimas secundarias que caracterizan la orografía del Geoparque, como sería la cresta del Mirador de Valcabado en la Lora de Valdivia (1222 m snm, Fig. 4D), el alto de Monte Congosto (1243 m snm), o los altos de Los Tesos (1200-1224 m snm), pero también planos con más desarrollo espacial, como las cimas aplanadas de Cerro Portillo (con una extensión de 0,06 km², a una altura media de 1222 m snm, Fig. 3E), La Mesa de Rebolledo (0,14 km², altura media de 1219 m snm, Fig. 7D), o el llano superior de Portal Ancho situado en el extremo sur de la Lora de Valdivia (0,22 km², 1198 m snm, Fig. 4D). Al igual que sucede con el arrasamiento S1, la superficie de erosión S2 también enrasa con varios altos conservados en los materiales paleozoicos de la Montaña Palentina (p.e. La Ruya, 1214 m snm).

El nivel S3 está compuesto tanto por extensas parameras, como por relieves residuales, que enrasan al mismo nivel geomorfológico, ocupando en conjunto un área de 15,98 km² y una elevación media de 1166 m snm (Tabla 2A, Fig. 6 y 7). Esta superficie se distribuye principalmente en el sector central del Geoparque, tanto al sur como al norte de la falla

de Ubierna, nivelando el relieve culminante de diversas estructuras sinclinales colgadas. Al norte de la falla, esta superficie arrasa a las calizas bioclásticas y dolomías del Turoniense-Coniaciense plegadas por el sinclinal de Valdivia-Pata del Cid, donde enrasa los relieves allanados de Monte Bernorio, el núcleo de la Lora de Valdivia, y el cerro de Lora Alta (Fig. 6 y 7A), caracterizados respectivamente por alturas medias de 1161 m snm, 1167 m snm y 1154 m snm. Al sur de la falla de Ubierna, en la Banda Plegada, S3 ha sido reconocido afectando a dichos carbonatos del Turoniense-Coniaciense en las parameras de la Lora Grande (cota media de 1166 m snm), La Lora (1169 m snm) y La Rasa (1154 m snm); y a las calizas arcillosas y calcarenitas del Santoniese en los extremos de Peña Ulaña (sobre los 1157-1179 m snm) (Fig. 3D), y en los laterales de La Mesa de Rebolledo (cotas medias de 1173 m snm). En el sector oriental del Geoparque, S3 está escasamente representado (Fig. 6), donde sólo ha sido atribuido al Alto de El Perúl (1159 m snm, Fig. 7C y D), preservado en las calizas bioclásticas del Turoniese-Coniaciense. Por otro lado, en el sector occidental de Geoparque, en el margen derecho del valle del Pisuerga, se localizan pequeñas representaciones de este arrasamiento afectando a las calizas arcillosas y calcarenitas entre cotas mínimas y máximas de 1145 y 1173 m snm (Fig. 6), respectivamente.

S4 abarca 3,8 km² y elevaciones medias de 1140 m snm (Tabla 2A, Fig. 6). Las localizaciones más representativas de esta superficie de erosión serían la rasa de Lorilla (1124 m snm, Fig. 3E, 7B y 7F), el alto El Peñón (1123 m snm) y, posiblemente, las partes centrales de Peña Ulaña (1140-1150 m snm) (Fig. 3D, 6 y 7), donde S4 niveló las unidades deformadas del Turoniese-Maastrichtiense.

Por otro lado, la superficie de erosión S5 ha sido cartografiada en una extensión de 4,6 km², a alturas medias de 1096 m snm (Tabla

2A, Fig. 6). Morfológicamente está representada por cerros residuales de cima allanada, que destacan levemente sobre el nivel de superficie situado en posiciones inmediatamente inferiores (S6). Una cima asignada a S5 es, por ejemplo, el alto de El Cuerno (1107 m snm, Fig. 7C), que constituye el extremo más occidental de La Mesa de Úrbel del Castillo (Fig. 2 y 6) y enrasa con cimas similares situadas inmediatamente a su este (Fig. 6 y 7C). Resaltes similares han sido cartografiados en los flancos de La Rasa, Lorilla, así como cerros achatados sobresaliendo de la paramera de Sargentos de la Lora o en la margen derecha del río Pisuerga (Fig. 6), sobre los 1080-1110 m snm.

Por debajo, se sitúa la superficie de mayor extensión, S6, que ocupa un área en el Geoparque de 79,7 km² (Tabla 2A, Fig. 6 y 7). La elevación media de esta superficies es de 1057 m snm. Se localiza en el plano culminante de la Lora de La Mesa (Úrbel del Castillo, Fig. 3B, 7C, y 7E), a 1062 m snm, y en la paramera que une La Pata del Cid con Sargentos de la Lora (Fig. 4A-C y 7A), a alturas de 1075-1066 m snm (Fig. 6). Estos planos también se desarrollan en las laderas de las loras más altas, como los llanos erosivos al SW, S y NE de Peña Amaya y Peña Castro (Fig. 6), o las parameras en el mesozoico que forma todo el reborde del límite con los depósitos de la cuenca terciaria del Duero, donde la superficie está deformada e inclinada hacia la cuenca, variando de alturas desde los 1051 m snm hasta los 941 m snm (Fig. 5, 7C-F).

La superficie de erosión del nivel S7 consta de 19,92 km² (Tabla 2A, Fig. 6 y 7). Esta superficie no se localiza en la topografía culminante de ninguna lora, sino que suele corresponder a planos de extensión moderada presentes a alturas medias de 1027 m snm, que afectan a los materiales mesozoicos en las laderas de las loras (Fig. 6). El siguiente nivel, es la superficie de erosión S8, que corresponde al nivel

más reciente reconocido y se desarrolla a una altura media de 1001 m snm, ocupando una extensión de unos 23,8 km² (Tabla 2A). Se reconoce en las laderas bajas de las loras y en cerros aislados que se preservan en distintas posiciones de los valles anticlinales o *combes* (Fig. 6 y 7). La superficie S8 se conserva sobre las unidades calcáreas mesozoicas más resistentes, pero también sobre materiales de mayor erodibilidad, como los planos reconocidos a 980-990 m snm sobre las unidades siliciclásticas del Cretácico inferior en el valle de Valdelucio (Fig. 6).

5.3. Niveles de piedemontes aluviales

En diversas localizaciones se han identificado superficies deposicionales conservadas a techo de sistemas aluviales cenozoicos, formando piedemontes aluviales que se sitúan en los mismos niveles de base que algunas superficies de erosión. Su correlación ha estado determinada bien por posiciones altimétricas semejantes y próximas o bien por conexión directa de las superficies de erosión con los piedemontes aluviales. En conjunto, los niveles de piedemonte aluvial cartografiados presentan una elevación media de 1007 m

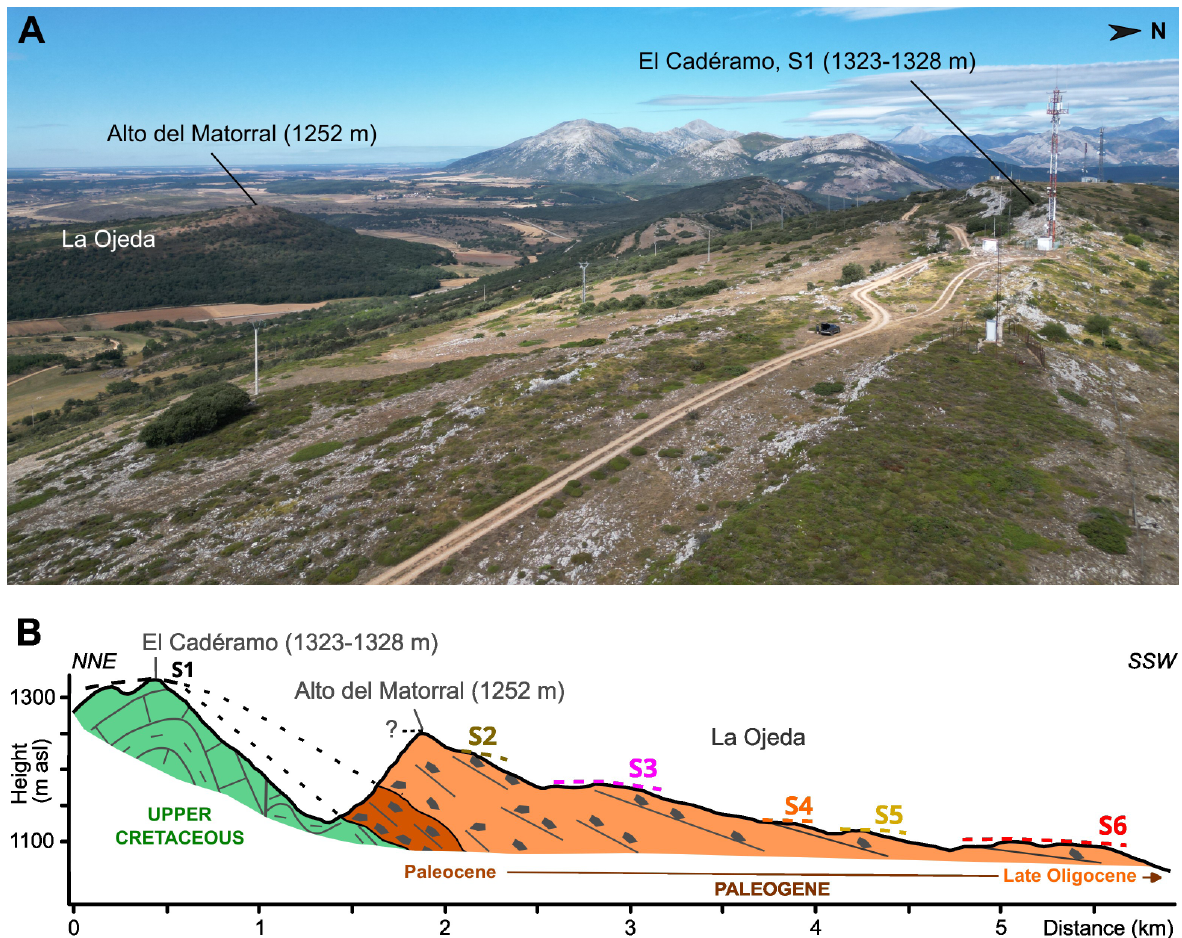


Figura 8. Fotografía (A) y sección geomorfológica (B) mostrando la relación de las superficies de erosión con la macrosecuencia detrítica paleógena de la región de La Ojeda.

Figure 8. Photograph (A) and geomorphological cross-section (B) showing the relationships between the planation surfaces and the Paleogene detrital sequence in La Ojeda region.

snm. La elevación mínima de los piedemontes aluviales en el Geoparque se encuentra al sur de Peña Amaya, en los límites del Geoparque, con 952 m snm, mientras que la máxima elevación se establece en 1032 m snm, también en la región S de los límites del Geoparque. Las diferencias de elevación definen una pendiente media de 9°.

En el contacto entre la cordillera Cantábrica y la cuenca cenozoica del Duero, correspondiente al borde S del Geoparque, se ha cartografiado una superficie deposicional a cotas medias de 985 m snm (Tabla 2B, Fig. 5, 6 y 7), denominado como piedemonte aluvial PA6, que está formado por el techo de las facies aluviales Alar del Rey, de edad Astaraciense (Mioceno medio; Mediavilla *et al.*, 1996; López Olmedo *et al.*, 1997b; Pineda 1997a). Este plano deposicional conecta directamente con la superficie de erosión de mayor extensión, S6 (Fig. 5A y 7). Esta conexión ya fue descrita en trabajos anteriores (Pineda, 1997a; Benito Calvo, 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), y permiten situar esta superficie en el Mioceno medio, así como correlacionarla, al menos parcialmente, con los niveles descritos como S1 en Pineda (1997a y b) y SE4 en Benito Calvo (2004) y Benito-Calvo y Pérez-González (2007) (Tabla 1). La morfología que genera el techo de estos sedimentos aluviales forma un sediplano antiguo, inclinado por deformación hacia la cuenca (Fig. 5 y 7), que fue parcialmente fosilizado por unidades sedimentarias más recientes de la cuenca del Duero (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), y después fue localmente exhumado durante el Plioceno y Cuaternario.

En una posición más reciente, se ha cartografiado el piedemonte aluvial PA7 asociado con el nivel de base de la superficie de erosión S7. Este piedemonte aluvial se localiza a cotas medias de 1030 m snm (Tabla 2B y Fig. 6), en la cola del embalse de Aguilar de Campoo (límite NW del Geoparque). En esta localización, se observa un plano de textura y rugosi-

dad suaves formado por gravas y arenas siliciclásticas que serían los depósitos correlativos a la formación del aplanamiento S7.

A cotas medias de 996 m snm se ha cartografiado el piedemonte aluvial PA8 (Tabla 2B, Fig. 6 y 7), conservado a techo de formaciones de gravas y arenas silíceas que serían los depósitos correlativos a la formación del arrasamiento S8. Estos sediplanos han sido reconocidos en la margen izquierda del Pisuerga (995 m snm), al este de Alar del Rey (1002 m snm), y en el ángulo NW del Geoparque (Fig. 6 y 7). Dichos sediplanos corresponden a los depósitos de raña que forman el aluvial finineógeno, interpretado como Plioceno en distintos trabajos (García Ramos *et al.*, 1982; Aragonés *et al.*, 1982; Wagner *et al.*, 1984; Martín-Serrano, 1988, 1991; López Olmedo *et al.*, 1997b; Pérez-González *et al.*, 1994), y que es anterior a la implantación del sistema de terrazas cuaternario de la red fluvial de los ríos Ebro y Pisuerga.

6. Discusión

La presencia de superficies de erosión en el área de estudio ha sido mencionada desde hace años (Gracia *et al.*, 1990; Pineda, 1997a y b; Benito-Calvo y Pérez-González, 1997), siendo patentes en los planos culminantes de los altiplanos y parameras cuyas topografías aplanadas truncan los estratos mesozoicos y su estructura alpina. Entre las morfoestructuras más representativas destaca la elevada presencia de sinclinales colgados que, regionalmente, suelen denominarse loras (García Fernández, 1980; Martínez Arnáiz, 2015; Asociación Geocientífica de Burgos, 2013; Ortega y Cuesta, 2008; Moreno Peña, 2019). Las fases de denudación habrían nivelado y aplanado las estructuras de plegamiento del frente de cabalgamiento cantábrico antes de su disección por los procesos de incisión. El encajamiento posterior habrían favorecido que los materiales resistentes preservados en

los núcleos nivelados de los sinclinales quedasen colgados como altiplanos resistentes, mientras que los anticlinales habrían sido desventrados dando lugar a valles anticlinales (*combes*), formando en conjunto los relieves estructurales invertidos descritos en el Geoparque (García Fernández, 1980; Asociación Geocientífica de Burgos, 2013; Ortega y Cuesta, 2008).

En el territorio del Geoparque se han identificado 8 niveles de superficie de erosión conservados sobre la secuencia mesozoica y separados por escarpes caracterizados por saltos medios entre 116-26 m (Tablas 1 y 2, Fig. 6, 7 y 9). Esta secuencia es bastante más compleja que la reconocida hasta la fecha en la región, donde se habían descrito de 2 a 4 superficies de erosión, principalmente de edad Neógeno (p.e. Gracia *et al.*, 1990; Pérez-González *et al.*, 1994; Pineda, 1997a y b; Benito Calvo, 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007; Benito-Calvo *et al.*, 2008). Las superficies descritas en trabajos anteriores son correlacionables con los 4 niveles más recientes identificados en este trabajo, S5-S8, y, a su vez, serían parcialmente similares a las superficies neógenas clásicas identificadas en otros relieves montañosos del centro peninsular (p.e. Schwenzner, 1937; Gladfeter, 1971; Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997; Lemartinel, 1997; Benito *et al.*, 1998; Rodríguez-García *et al.*, 2008; Karampaglidis *et al.*, 2014, 2020) (Tabla 1). Sin embargo, las relaciones morfoestratigráficas identificadas para las superficies S5-S8 y, en especial para S6, indican que los cuatro niveles más antiguos identificados en este trabajo (S1-S4) se deberían haber desarrollado durante el Paleógeno, lo que destacaría la conservación de fases de denudación bastante más antiguas. Superficies pre-neógenas han sido propuestas por diversos autores en la península ibérica, como las superficies generadas por la exhumación de discordancias estratigráficas, por ejemplo de edad triásica o intracretácica

(Gracia *et al.*, 1998; Hernaiz *et al.*, 2005), o los planos relictos preservados sobre el Macizo Ibérico (p.e. Solé, 1952; Pedraza, 1978; Molina *et al.*, 1985; Rodríguez Vidal *et al.*, 1988; Rodríguez-García *et al.*, 2008; Benito-Calvo y Pérez González, 2010), pero superficies formando secuencias complejas han sido escasamente propuestas (Tabla 1).

Respecto a las superficies neógenas identificadas, el arrasamiento más reciente corresponde a la superficie S8 (Fig. 6 y 9), descrito en el mismo nivel de base que los depósitos aluviales finineógenos de tipo raña (pedimento PA8 en este trabajo), de posible edad pliocena y previos a la incisión fluvial cuaternaria (García Ramos *et al.*, 1982; Martín-Serrano, 1988, 1991; Pérez-González *et al.*, 1994; López Olmedo *et al.*, 1997a). Esta superficie se habría formado con el sector NE de la depresión del Duero en su primera fase exhorreica, encajada en las últimas unidades endorreicas de los páramos, y sería equivalente en la región a la superficie SE4 de Benito-Calvo y Pérez-González (2007) o la S3 de Pineda (1997a y b). A su vez, ocuparía una posición similar en otras regiones a la superficie plioleistocena de Molina y Armenteros (1986), la M1 de Schwenzner (1937), la superficie de pedimentos de Solé (1952), la D de Gladfelter (1971) o la S4 de Gracia *et al.* (1998) (Tabla 1).

Por encima, y por tanto en una posición más antigua, se sitúa la superficie de erosión S7 y sus depósitos de piedemonte correlativos PA7 (Fig. 6 y 9). Al situarse entre S8 y S6, la superficie de erosión S7 se situaría entre el Mioceno medio y el Plioceno, posiblemente en el Turoliense superior, en relación con las superficies asociadas con la colmatación endorreica miocena de la cuenca del Duero (SE3 de Benito Calvo y Pérez-González, 2007, y S3 definida por Pineda, 1997a). Así, los depósitos de piedemonte PA7 podrían estar relacionados tentativamente con la base siliciclástica descrita en el ciclo del páramo superior del

centro de la cuenca (Santisteban *et al.*, 1997; Cabrera *et al.*, 1997; Pérez *et al.*, 2001). Según esta posición, S7 podría asimilarse a las superficies M2 de Schwenzner (1937), C de Gladfelter (1971) o S3 de Gracia *et al.* (1998), por ejemplo (Tabla 1).

En el Mioceno medio se habría formado la superficie de erosión S6 (Fig. 6 y 9). Esta superficie ocupa la mayor extensión geográfica y presenta una conexión directa a lo largo del el borde S del Geoparque con los planos aluviales PA6 preservados a techo de las facies Alar del Rey (Astaraciense, Mioceno medio; Mediavilla *et al.*, 1996; López Olmedo *et al.*, 1997b; Pineda, 1997a). A su vez, tanto PA6 como S6 se pueden encontrar parcialmente fosilizados por la expansión de las unidades lacustre del Mioceno superior de la cuenca del Duero. Esta conexión fue ya citada en trabajos previos (Pineda, 1997a; Benito Calvo, 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), y ha sido un punto de control clave para la correlación y establecimiento de la cronología del resto de la secuencia. Así, la superficie S6 propuesta en este estudio sería equivalente, en parte, a la superficie S2 de Gracia *et al.* (1990), al nivel S1 de Pineda (1997a y b), y a la superficie SE2 de Benito-Calvo y Pérez-González (2007), que fue asimilada a los niveles M3 de Schwenzner (1936), B de Gladfelter (1971), la superficie de erosión fundamental de Peña *et al.*, (1984), la S3 de Gracia *et al.* (1998), la superficie compuesta de piedemonte de Lemartinel (1997) o la superficie S1 de Zazo *et al.*, (1987), entre otros (Tabla 1).

Por encima de todos estos niveles se sitúa el arrasamiento S5, que está compuesto por cerros aplanados a 1095 m snm de cota media (Tabla 2, Fig. 6 y 9). Esta superficie destaca levemente sobre la superficie inferior (S6), en modo y posición muy parecidas a la posición morfológica y altitudinal de la superficie somital definida en la sierra de Atapuerca (superficie S₀ en Zazo *et al.*, 1987 y Pérez-González

et al., 2001; y superficie SE1 en Benito Calvo, 2004; y Benito-Calvo y Pérez-González, 2007, 2015). Estos autores asociaron la formación de esta superficie con los conglomerados y brechas que circundan la superficie y cuya edad regional fue estimada en Oligoceno (Olivé *et al.*, 1990) u Oligoceno-Mioceno inferior (Pineda y Arce, 1997). A partir de estas relaciones, S5 se podría haber formado durante el Oligoceno-Mioceno inferior, lo que implicaría una edad más vieja y ya plenamente paleógena para los niveles más antiguos S4, S3, S2 y S1, inéditos en la región (Fig. 9).

Esta correlación pondría en evidencia la presencia de ciclos de denudación durante el Paleógeno preservados sobre las formaciones mesozoicas. Así, el modelo de denudación preservado en el territorio del Geoparque Las Loras empezaría con el arrasamiento más antiguo reconocido, el nivel S1 (Fig. 6 y 9). Dentro de los límites del Geoparque, este nivel está preservado únicamente en los cerros residuales S1a (1350-1369 m snm) y los planos S1b (1320 m snm) que nivelan por erosión los materiales mesozoicos y las estructuras sinclinales de Peña Amaya y Peña Castro. No obstante, cerca de los límites del Geoparque y en su enlace con la Montaña Palentina, también destacan otros altos aplanados con características similares, como los mencionados Monte La Urzosa (1340-1320 m snm) y el Alto El Cadéramo (1327 m snm) (Fig. 8). La edad y correlación de este nivel podría estar relacionado con los sedimentos formados al inicio del Paleógeno, que se sitúan al SW del Geoparque, entre Peña Castro y El Cadéramo, en la región de La Ojeda (Fig. 8). En esta zona, Colmenero *et al.* (1982a) describen una macrosecuencia detrítica cuya base (tramo inferior del Complejo Vegaquemada) integra los primeros procesos del desmantelamiento y erosión del borde mesozoico marino en régimen continental, posiblemente durante el Paleoceno (López Olmedo *et al.*, 1997a; García Ramos *et al.*, 1982). El punto más elevado

de la macrosecuencia paleógena se localiza cerca de su base estratigráfica, en el Alto del Matorral (1252 m snm), (Fig. 8), donde las capas de conglomerados y arcillas rojas buzan alrededor de 10°-20° hacia el sur. Al pie del Alto del Matorral, López Olmedo (1997a) citó superficies erosivas sobre la parte superior de la macrosecuencia detrítica (tramo superior de la formación Vegaquemada), que en este estudio han sido cartografiadas a cotas de 1205-1225 m snm (S2); 1160-1175 m snm (S3); 1130-1150 m snm (S4) y 1110-1120 m snm (S5) (Fig. 8). Así, la formación de la superficie S1 estaría constreñida entre las facies marinas del Cretácico superior, a las cuales trunca, y el tramo superior de la formación Vegaquemada, donde se desarrollan superficies más recientes (S2-S5), pudiendo correlacionarse, por tanto, con el Paleógeno basal de la región de la Ojeda (Fig. 8 y 9), equivalente al tramo inferior de la formación Vegaquemada (Colmenero *et al.*, 1982a). Según estos datos, S1 registró los procesos iniciales del desmantelamiento continental de los materiales mesozoicos marinos tras la elevación del terreno y la retirada de los océanos cretácicos al inicio de la compresión alpina, a una edad imprecisa de Paleoceno, similar a superficies semejantes propuestas en otros relieves del centro y norte peninsular (Tabla 1). Durante este periodo, las condiciones climáticas globales eran cálidas, tendentes al óptimo climático del Eoceno inicial (Zachos *et al.*, 2001) (Fig. 9). Considerando esta edad, el arrasamiento S1 habría sufrido los episodios tectónicos más intensos, que la habrían roto y deformado, hundiéndola en la cuenca donde habría sido fosilizada por los depósitos paleógenos y neógenos más recientes. Los procesos tectónicos que habría sufrido y su antigüedad también explicaría su escasa conservación en las zonas elevadas, que se circunscribe exclusivamente al sector S del Geoparque, en Peña Amaya y Peña Castro, así como en los cerros aislados de la Montaña Palentina.

El tramo superior de la macrosecuencia paleógena de La Ojeda presenta grandes espesores (2500-800 m), con edades que se prolongan, al menos, hasta el Arverniense (Oligoceno superior) (Fig. 9), según los ostrácodos encontrados en las margas y carbonatos palustres situados hacia el techo de la macrosecuencia (Colmenero *et al.*, 1982a; López Olmedo *et al.*, 1997a). En la macrosecuencia, dichos autores describen múltiples episodios de reactivación del relieve asociados con la evolución de pequeñas cuencas de antepaís durante la compresión alpina, deducidos a partir de ciclos granodecrecientes y discordancias progresivas (Colmenero *et al.*, 1982b), así como la presencia de estructuras tectónicas que pliegan y fallan a los depósitos paleógenos siguiendo direcciones principales NW-SE (López Olmedo *et al.*, 1997a). Por lo tanto, la sedimentación de toda esta macrosecuencia, que registra varios episodios de levantamiento y sedimentación durante la compresión pirenaica entre el Eoceno y el Oligoceno superior (Martín-González *et al.*, 2014), podría englobar la formación de varios niveles de arrasamiento (Fig. 9). La formación de varias superficies de erosión durante este periodo también fue propuesta en el Sistema Central y la Cordillera Ibérica (Casas-Sainz y Cortés García, 2002; Rodríguez García, 2008; Benito-Calvo y Pérez-González, 2010; Karampaglidis, 2015) (Tabla 1). De este modo, los depósitos generados durante la formación de los arrasamientos S2, S3, S4 o, incluso S5, podrían estar contenidos en esta macrosecuencia paleógena o, como mucho, hasta la siguiente unidad estratigráfica regional (Fig. 9), la cual está formada por los conglomerados, areniscas y arcillas rojas del Orleaniense-Astaraciense inferior, que yacen también plegados pero discordantes sobre la macrosecuencia paleógena (Colmenero *et al.*, 1986a; López Olmedo *et al.*, 1997a, Cabrera *et al.*, 1997). Al igual que con el arrasamiento S1, los arrasamientos S2-S5 habrían sufrido las deformaciones principales de la compresión alpina, afectando a su

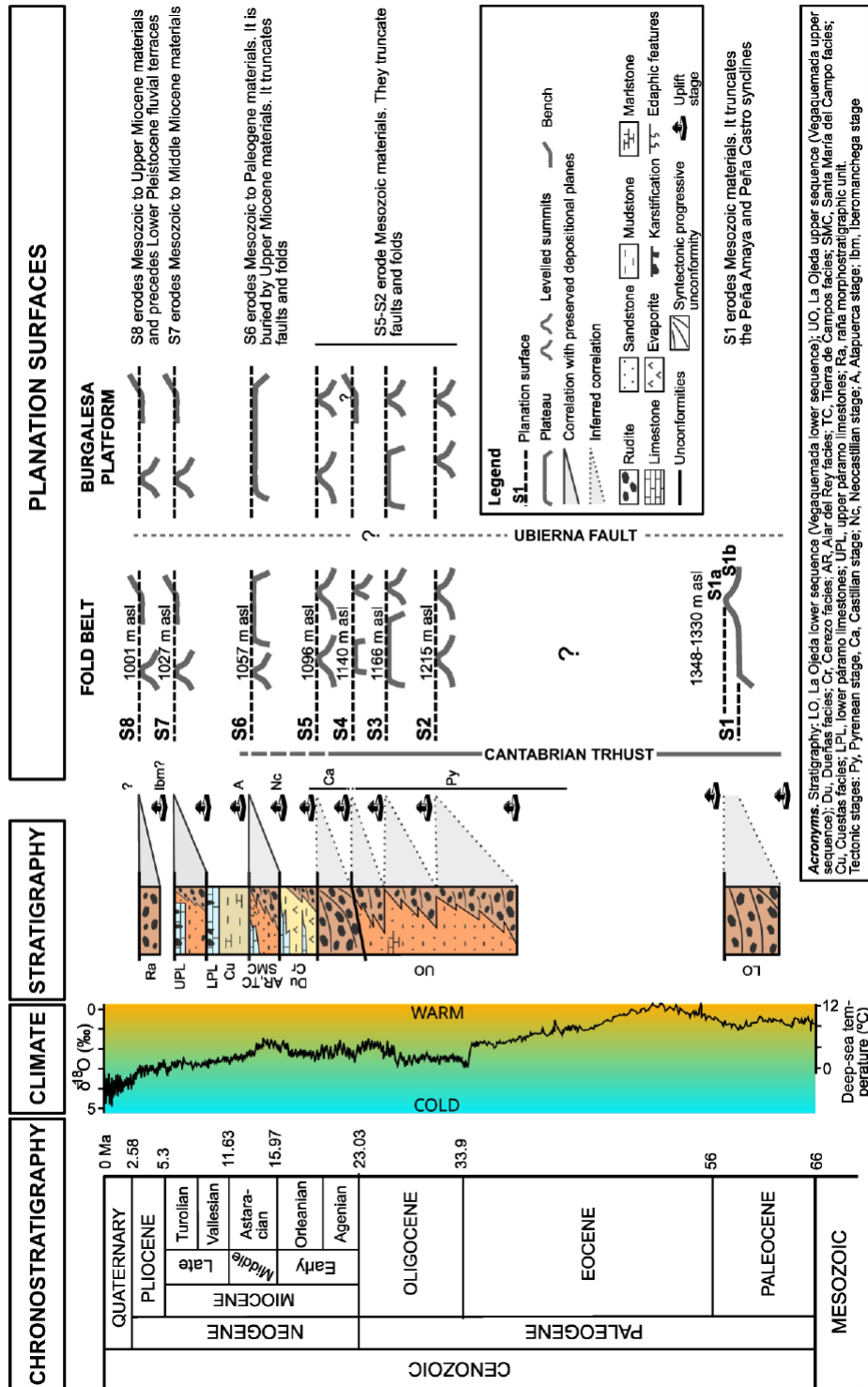


Figura 9. Tabla de correlación cronoestratigráfica de las superficies de erosión, las unidades sedimentarias y las etapas tectónicas principales, junto a la curva climática global para el Cenozoico (Zachos *et al.*, 2001).

Figure 9. Chronostratigraphic correlation chart between planation surfaces, sedimentary units and uplift stages, together with the global climate curve for the Cenozoic (Zachos *et al.*, 2001).

escasa preservación en los materiales mesozoicos y su hundimiento en la cuenca del Duero (Fig. 8B). S2 y S5 están representado, mayoritariamente, por cerros aislados nivelados, de carácter residual y escasa extensión que, en buena parte, están conservados principalmente al sur de la estructura principal de la falla de Ubierna (Fig. 6, 7 y 9). Por otro lado, S4 alcanza una mayor extensión en Peña Ullaña y La Lorilla, formando planos bien desarrollados que cortan a las estructuras tectónicas locales, pero su identificación al norte de la falla de Ubierna es limitada. La única superficie antigua que parece desarrollarse a ambos lados de la falla de Ubierna, correspondería al nivel S3, que estaría representado por las superficies de la Lora y la Lora Grande, al S, y por el plano del núcleo del sinclinal de Valdivia, al N (Fig. 7D). Aparentemente, S3 se desarrolla a alturas semejantes a ambos lados de la falla, con cotas medias de 1167 m snm en la Lora de Valdivia, y de 1166 m snm y 1169 m snm en la Lora Grande y La Lora, respectivamente, aunque sin representación en otras localizaciones que indiquen una relación más sólida. Como posibles deformaciones de S3 en este entorno, únicamente se observa una ligera curvatura de la superficie en los planos desarrollados en la Lora y Lora Grande (Fig. 7D), pero la escasa conservación de la superficie no permite aportar información sólida sobre los desplazamientos verticales u horizontales causados por la falla de Ubierna. Por otro lado, en este sector la falla de Ubierna fue caracterizada principalmente como un desgarre dextral WNW-ESE con diapirismo asociado (Pendás Fernández y Menéndez Casares, 1994; Pineda, 1997a y b; Tavani *et al.*, 2011; Carola *et al.*, 2015). Las superficies S2 y S3 podrían haberse desarrollado durante el enfriamiento registrado desde el Eoceno final al Oligoceno inicial, mientras que S4 y S5 podrían coincidir con el calentamiento iniciado en el Oligoceno final (Fig. 9; Zachos *et al.*, 2011).

En cualquier caso, los mencionados arrasamientos y secuencias deposicionales quedarían constreñidos en juventud por la relación morfoestratigráfica de la superficie de mayor extensión, S6, con el techo de los conglomerados y arcillas astarcienses de la formación Alar del Rey (PA6) (Fig. 9). El nivel marcado por la superficie S6 también parece desarrollarse en posiciones equivalentes a ambos lados de la falla de Ubierna (Fig. 7E). En este sentido, Benito-Calvo y Pérez-González (2007) cartografiaron esta superficie casi contigua y a nivel en ambos lados de la falla en el entorno de Montorio, al sur del Geoparque (Fig. 2B). Por otro lado, como ya se describió en esta región y sectores próximos de las sierras de Atapuerca y de la Demanda, los planos de conexión entre S6 y PA6 presentan inclinaciones significativas hacia la cuenca (Pineda, 1997a; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), que estarían asociadas a procesos de deformación por reactivación de estructuras tectónicas durante una fase ocurrida a finales del Mioceno medio, detectada en la sierra de Atapuerca (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007; Benito-Calvo *et al.*, 2008). En la zona de estudio esta deformación está presente a lo largo del frente cantábrico que forma el límite meridional del Geoparque. En todo este frente, la superficie S6 y su piedemonte correlativo PA6 presentan pendientes anómalas en torno a los 4-5° (Fig. 5 y 7C-F), que podrían indicar la reactivación del cabalgamiento cantábrico durante el Mioceno medio. La formación del nivel S6-PA6 coincidiría o estaría próxima a las condiciones cálidas del óptimo climático del Mioceno medio (Zachos *et al.*, 2001).

Tras el episodio de deformación del Mioceno medio, el nivel S6-PA6 quedó deformado y en las zonas deprimidas fue parcialmente fosilizado por la expansión de facies lacustres en la cuenca del Duero (facies Cuestas y calizas del páramo inferior, Fig. 9). Posteriormente, se desarrollan las superficies de erosión más recientes, S7 y S8. S7 estaría relacionada con

la secuencia de colmatación de la cuenca del Duero durante el Mioceno superior, mientras que la superficie S8 se habría desarrollado probablemente durante el Plioceno, asociada a los primeros vaciados exorreicos de la cuenca del Duero tras su captura. La superficie S7 muestra una suave inclinación hacia la depresión del Duero, que en la cuenca fue cuantificada con pendientes de 0,2% (Benito-Calvo y Pérez González, 2005), posiblemente o parcialmente inducidas por la fase Ibero-manchega (Fig. 9; Aguirre *et al.*, 1976; Pérez-González, 1982). La superficie S8, generada ya en ambiente exorreico, presenta pendientes mayores, cifradas entre el 0,4-1,7% (Benito-Calvo y Pérez González, 2005).

Posteriormente, el inicio de las primeras glaciaciones cuaternarias daría paso a la formación de las primeras terrazas cuaternarias (Karrampaglidis *et al.*, 2020). Durante el Cuaternario, la incisión de la red de drenaje del Duero se ha descrito en aparente quietud tectónica (Ramos *et al.*, 2021). Por otro lado, en el Alto Ebro se detectó una deceleración progresiva de la incisión desde el Pleistoceno inferior, que indica una atenuación progresiva de la ola de incisión (Benito-Calvo *et al.*, 2022). Esta deceleración también indicaría un contexto caracterizado por la ausencia de levantamientos neotectónicos significativos, durante la cual la red secundaria estaría aun adaptándose al nivel de base del curso principal.

7. Conclusiones

Los trabajos de cartografía han permitido describir las superficies de erosión conservadas en el Geoparque UNESCO Las Loras. Este territorio de media montaña situado en el enlace del pedimento centro-meridional de la cordillera Cantábrica con la cuenca del Duero se caracteriza por la presencia de relieves estructurales invertidos, donde destaca la elevada presencia de sinclinales arrasados y colgados, que regionalmente suelen deno-

minarse loras. Las parameras que culminan las loras se conservan principalmente sobre unidades del Cretácico superior, donde truncan los estratos y las estructuras tectónicas alpinas, representando las antiguas llanuras erosivas que componían el paisaje del Geoparque durante el Cenozoico.

Se han reconocido 8 superficies de erosión conservadas a distintas alturas y separadas por escarpes erosivos, que constituyen el producto avanzado de sendos ciclos de denudación y han podido ser relacionadas con la sedimentación de algunas de las unidades estratigráficas en la cuenca del Duero. De este modo, se ha identificado un arrasamiento antiguo, denominado como S1 (1330 m snm), cuya probable relación con el paleógeno basal conservado en la región de Ojeda indica que registró las primeras erosiones continentales debidas al levantamiento de la secuencia marina cretácica por el inicio de la compresión alpina, probablemente durante las condiciones cálidas del Paleoceno. Otras superficies de erosión más recientes, también post-mesozoicas y pre-neógenas, serían los arrasamientos S2 (1215 m snm), S3 (1166 m snm), S4 (1140 m snm) y S5 (1096 m snm), que habrían registrado, al menos, 4 fases de reactivación tectónica y dismantelamiento del relieve durante la compresión alpina principal, coincidiendo con el enfriamiento del Oligoceno inicial y la recuperación climática del Oligoceno final-Mioceno inferior. Estas superficies pudieron haberse formado desde el Eoceno hasta el Oligoceno-Mioceno inferior, en relación con el Paleógeno superior de La Ojeda, compuesto por potentes depósitos aluviales cíclicos depositados en las pequeñas cuencas de antepaís que definen las primeras fases de la cuenca del Duero. Por debajo, se sitúan los arrasamientos ya plenamente neógenos, como la superficie de erosión S6, donde destaca la excelente conservación de su conexión con los sediplanos conservados a techo de los abanicos aluviales astaracienses (formación Alar del Rey). S6 podría coincidir

parcialmente con las condiciones cálidas del óptimo climático del Mioceno medio y fue deformada por una fase tectónica al final del Mioceno medio, posiblemente por la reactivación del cabalgamiento cantábrico. Los niveles de arrasamiento más recientes, denominados como S7 y S8, forman superficies menores en el Geoparque, aunque también se han documentado sedimentos correlativos correspondientes a niveles de piedemonte siliciclásticos. S7 enrasa con depósitos siliciclásticos que podrían corresponder a la base detrítica del ciclo del páramo superior que colmata la cuenca del Duero, mientras que S8 se desarrolla en el mismo nivel de base que los aluviales finineógenos de tipo raña que registraron el primer evento exorreico en la cuenca del Duero, de posible edad pliocena y previo al desarrollo de las terrazas cuaternarias.

Agradecimientos

Este proyecto ha sido financiado por la Beca de Investigación 2022-2023 concedida por Galletas Gullón y la Asociación para la Reserva Geológica del Geoparque UNESCO Las Loras, y el proyecto de investigación PID2021-122355NB-C33 financiado por la Agencia Estatal de Investigación, Ministerio de Ciencia e Innovación ("ERDF A way of making Europe", Unión Europea). Para la realización del estudio se utilizaron los equipos dron DJI Mavic 3E RTK, GNSS Leica GS15 y GS18I y la licencia de ArcGIS disponibles en el Laboratorio de Cartografía Digital y Análisis 3D del Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana. Los autores agradecen las sugerencias del editor, un revisor anónimo y A. Daniel Ballesteros.

Bibliografía

Aguirre, E., Díaz-Molina, M., & Pérez González, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur española. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 5, 7-29.

- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P., & Rodríguez, J. M. (2004). Cuenca del Duero. En J. A. Vera (Ed.), *Geología de España* (pp. 550-556). Sociedad Geológica de España, IGME.
- Amato, A., & Cinque, A. (1999). Erosional land surfaces of the Campano-Lucano Apennines (S. Italy): Genesis, evolution, and tectonics implications. *Tectonophysics*, 315, 251-267. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00288-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00288-7)
- Aragónés, E., Gutiérrez Elorza, M., & Molina, E. (1982). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 164 (Saldaña). IGME.
- Asociación Geocientífica de Burgos. (2013). Lugares de interés geológico en la provincia de Burgos. Patrimonio geológico y geodiversidad. Excmo. Diputación Provincial de Burgos.
- Benito, A., & Pérez-González, A. (2005). Las superficies erosivas de los páramos en el sector NE de la Cuenca del Duero y sus implicaciones en la conexión Duero-Bureba. *Boletín Geológico y Minero*, 116, 351-360.
- Benito Calvo, A. (2004). Análisis geomorfológico y reconstrucción de paleopaisajes neógenos y cuaternarios en la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón. Universidad Complutense de Madrid.
- Benito Calvo, A., & Pérez-González, A. (2010). Las superficies de erosión neógenas en la zona de transición entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central (Guadalajara, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 23(3-4), 145-156.
- Benito Calvo, A., Pérez-González, A., & Santonja, M. (1998). Evolución geomorfológica de la región del alto Henares en la Cordillera Ibérica Occidental. En A. Gómez Ortiz & F. Salvador Franch (Eds.), *Investigaciones recientes de la Geomorfología española* (pp. 347-356). SGE.
- Benito-Calvo, A., Moreno, D., Fujioka, T., López, G. I., Martín-González, F., Martínez-Fernández, A., Hernando-Alonso, I., Karampaglidis, T., de Castro, J. M. B., & Gutiérrez, F. (2022). Towards the steady state? A long-term river incision deceleration pattern during pleistocene entrenchment (Upper Ebro River, Northern Spain). *Global and Planetary Change*, 103813. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103813>

- Benito-Calvo, A., & Pérez González, A. (2015). Geomorphology of the Sierra de Atapuerca and the Middle Arlanzón Valley (Burgos, Spain). *Journal of Maps*, 11(4), 535-544. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.909339>
- Benito-Calvo, A., & Pérez-González, A. (2007). Erosion surfaces and Neogene landscape evolution in the NE Duero Basin (north-central Spain). *Geomorphology*, 88(3-4), 226-241. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.11.005>
- Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., & Parés, J. M. (2008). Quantitative reconstruction of Late Cenozoic landscapes: A case study in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(2), 196-208. <https://doi.org/10.1002/esp.1534>
- Bessin, P., Guillocheau, F., Robin, C., Schroëtter, J.-M., & Bauer, H. (2015). Planation surfaces of the Armorican Massif (western France): Denudation chronology of a Mesozoic land surface twice exhumed in response to relative crustal movements between Iberia and Eurasia. Patterns and rates of Cenozoic landscape change in orogenic and post-orogenic settings, 233, 75-91. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.026>
- Cabrera, R., Crespo, J. L., García, J. I., Mediavilla, B., & Armenteros, I. (1997). Mapa Geológico y Minero de Castilla y León, escala 1:400.000. Junta de Castilla y León. Sociedad de explotación e Investigación Minera de Castilla y León, S.A. (SIEMCALSA).
- Carola, E., Muñoz, J., & Roca, E. (2015). The transition from thick-skinned to thin-skinned tectonics in the Basque-Cantabrian Pyrenees: The Burgalesa Platform and surroundings. *International Journal of Earth Sciences*, 104. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1177-z>
- Carreras Suárez, F., & Ramírez del Pozo, J. (1979). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 135 (Sedano). IGME.
- Cartografía del IGME. (2024). Cartografía del IGME. <https://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/>
- Casas-Sainz, A. M., & Cortés-Gracia, A. L. (2002). Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain. *Geomorphology*, 44, 19-46. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00129-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00129-5)
- Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica. (2024). Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica. <https://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/index.jsp#:~:text=En%20el%20Centro%20de%20Descargas%20del%20CNIG%20puede>
- Colmenero, J. R., García-Ramos, J. C., Manjón, M., & Vargas, I. (1982). Evolución de la sedimentación terciaria en el borde N de la cuenca del Duero entre los valles del Torio y Pisuerga (León-Palencia). *Temas Geológico y Mineros*, 6, 171-181.
- Colmenero, J. R., Manjón, M., García-Ramos, J. C., & Vargas, I. (1982). Depósitos aluviales cíclicos en el Paleógeno del borde N de la cuenca del Duero (León-Palencia). *Temas Geológico y Mineros*, 6, 185-196.
- DeFelipe, I., Cruz, A., & Pereira, D. (2025). UNESCO Global Geoparks as useful sceneries to disseminate science and raise awareness of geological risks: The case of Las Loras Geopark (Spain). *International Union of Geological Sciences*, 48(1), 29-40. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2024/024012>
- Molina, E., Blanco, J. A., Pellitero, E., Cantano, M., & Jordan, J. (1985). Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en el sector Castellano-Extremeño. *Studia geologica salmanticensia*, 20, 115-126.
- ETOPO Global Relief Model. (2024). ETOPO Global Relief Model. National Centers for Environmental Information. <https://www.ncei.noaa.gov/products/etopo-global-relief-model#:~:text=The%20ETOPO%20Global%20Relief%20Model%20integrates%20topography,%20bathymetry>
- García Fernández, J. (1980). Introducción al estudio geomorfológico de las Loras (Universidad de Valladolid). Universidad de Valladolid.
- García Ramos, J. C., Vargas Alonso, I., Manjón Rubio, M., Colmenero Navarro, J. R., Gutiérrez Elorza, M., & Molina, E. (1982). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 132 (Guardo). IGME.
- Garzón, M. G., Pedraza, J. de, & Ubanell, A. G. (1982). Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sectores de Gredos y Guadarrama). *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 76(2), 475-496.

- Geoparque Las Loras. (2024). Geoparque Las Loras. <http://geoparquelasloras.es/#:~:text=Ent%C3%A9rate%20de%20todo%20lo%20que%20pasa%20en%20el>
- Gladfelter, B. G. (1971). Meseta and Campiña landforms in Central Spain. The University of Chicago.
- González Amuchastegui, M. J., & Serrano Cañas, E. (2014). Las tobos de la cuenca alta del Ebro. En J. A. González Martín & M. J. González Amuchastegui (Eds.), *Las tobos en España* (pp. 119-140). Sociedad Geomorfológica de España.
- Gracia, F. J., Gutiérrez, M., & Leranoz, B. (1998). Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Revista Sociedad Geológica de España*, 1(1-2), 135-142.
- Gracia, J. F., Nodal Martín, F., & Flores, J. (1990). Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 7, 287-308.
- Gutiérrez-Elorza, M., & Gracia, F. J. (1997). Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). En M. Widdowson (Ed.), *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation* (Vol. 120, pp. 147-158). Geological Society Special Publication. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1997.120.01.10>
- Hernaiz, P. P., López Olmedo, F., Cabra, P., Solé, J., Escuder, J., Valverde, P., Bea, F., & Gálvez, C. (2005). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 432 (Riaza). IGME.
- Infraestructura de Datos Espaciales de Castilla y León. (2024). Infraestructura de Datos Espaciales de Castilla y León. <https://cartografia.jcyl.es/web/es/idecyl.html>
- Rodríguez Vidal, J., Villalobos, M., Jorquera De Guindos, A., & Díaz del Olmo, F. (1988). Geomorfología del sector meridional de la cuenca del Guadiana. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1(1), 157-164.
- Jones, D. K. C. (2004). Denudation chronology. En A. S. Goudie (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology* (pp. 244-248). Routledge.
- Karampaglidis, T. (2015). La evolución geomorfológica de la cuenca de drenaje del río Lozoya [Ph.D. Thesis]. Universidad Complutense de Madrid, 337.
- Karampaglidis, T., Benito-Calvo, A., & Pérez-González, A. (2014). Geomorphology of the Lozoya river drainage basin area (Community of Madrid, Spanish Central System). *Journal of Maps*, 1-12. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.926103>
- Karampaglidis, T., Benito-Calvo, A., Rodés, A., Braucher, R., Pérez-González, A., Pares, J., Stuart, F., Di Nicola, L., & Bourles, D. (2020). Pliocene endorheic-exorheic drainage transition of the Cenozoic Madrid Basin (Central Spain). *Global and Planetary Change*, 103295. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103295>
- Kooi, H., & Beaumont, C. (1994). Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6), 12191-12209. <https://doi.org/10.1029/94JB00047>
- Lemartinel, B. (1997). Plan miocène et épandages siliceux (rañas) au pied des Monts Ibériques Occidentaux. *Géomorphologie: relief, processus, environnement.*, 3, 195-207. <https://doi.org/10.3406/morfo.1997.919>
- López Olmedo, F., Enrile, A., & Cabra, P. (1997a). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 133 (Prádanos de Ojeda). IGME.
- López Olmedo, F., Enrile, A., & Cabra, P. (1997b). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 165 (Herrera de Pisuerga). IGME.
- Ma, Z., Li, X., Peng, T., Zhang, J., Dou, L., Yu, H., Liu, J., Ye, X., Feng, Z., Li, M., Guo, B., Song, C., Zhao, Z., & Li, J. (2020). Landscape evolution of the Dabanshan planation surface: Implications for the uplift of the eastern tip of the Qilian Mountains since the Late Miocene. *Geomorphology*, 356, 107091. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107091>
- Martín-Duque, J. F., García, J. C., & Urquí, L. C. (2012). Geoheritage Information for Geoconservation and Geotourism Through the Categorization of Landforms in a Karstic Landscape. A Case Study from Covalagua and Las Tuerces (Palencia, Spain). *Geoheritage*, 4(1-2), 93-108. Scopus. <https://doi.org/10.1007/s12371-012-0056-2>
- Martínez Arnáiz, M. (2015). Loras y Paramera de la Lora en Burgos. El incierto horizonte del desarrollo rural en un espacio de montaña media

- en recesión demográfica (Ministerio de Agricultura).
- Martín-González, F., Freudenthal, M., Heredia, N., Suárez, E., & Rodríguez-Fernández, L. (2014). Palaeontological age and correlations of the Tertiary deposits of the NW Iberian Peninsula: The tectonic evolution of a broken foreland basin. *Geological Journal*, 49, 15-27. <https://doi.org/10.1002/gj.2484>
- Martín-González, F., & Heredia, N. (2011a). Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution of an Alpine foreland basin: The western Duero Basin and the related Tertiary depressions of the NW Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 502, 75-89. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.03.002>
- Martín-González, F., & Heredia, N. (2011b). Geometry, structures and evolution of the western termination of the Alpine-Pyrenean Orogen reliefs (NW Iberian Peninsula). *Journal of Iberian Geology*, 37, 103-120. https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2011.v37.n2.1
- Martín-Serrano, A. (1988). Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. *Planteamientos antiguos y tendencias actuales. Boletín Geológico y Minero*, 99, 855-870.
- Martín-Serrano, A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4, 337-351.
- Mediavilla, R. M., Dabrio, C. J., Martín-Serrano, A., & Santisteban, J. I. (1996). Lacustrine Neogene systems of the Duero Basin: Evolution and controls. En P. F. Friend & C. J. Dabrio (Eds.), *Tertiary basins of Spain: The stratigraphic record of crustal kinematics* (pp. 228-236). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511524851.032>
- Merino-Tomé, O., Suárez Rodríguez, A., & Alonso Alonso, J. L. (2024). Mapa Geológico Digital continuo E. 1: 50.000, Zona Cantábrica (Zona-1000), GEODE [Map]. <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?Id=Z1000>
- Migoñ, P. (2004). Planation surface. En A. S. Goudie (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology* (pp. 788-792). Routledge.
- Molina, E., & Armenteros, I. (1986). Los arrasamientos Plioceno y Plio-pleistoceno en el sector suroriental de la Cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmanticensia*, 22, 293-307.
- Moreno Peña, J. L. (2019). El paisaje morfoestructural de Las Loras (Burgos). <http://hdl.handle.net/10259/6564>
- Morin, J., Jolivet, M., Barrier, L., Laborde, A., Li, H., & Dauteuil, O. (2019). Planation surfaces of the Tian Shan Range (Central Asia): Insight on several 100 million years of topographic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 177, 52-65. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.03.011>
- Mudelsee, M., Bickert, T., Lear, C. H., & Lohmann, G. (2014). Cenozoic climate changes: A review based on time series analysis of marine benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 333-374. <https://doi.org/10.1002/2013RG000440>
- Olivé, A., Ramírez, J. I., Ortega, L. I., Hernández, A., & Alvaro, M. (1990). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 201 (Belorado). IGME.
- Ortega, L. I., & Cuesta, J. (2008). Peña Amaya y Peña Ulaña. Paisajes geológicos (Tríptico de la Asociación Geocientífica de Burgos). Asociación Geocientífica de Burgos.
- Pedraza Gilsanz, J. de (1978). Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama [Ph.D. Thesis]. Universidad Complutense de Madrid.
- Pendás Fernández, F., & Menéndez Casares, E. (1994). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 134 (Polientes). IGME.
- Peña, J. L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M. J., Lozano, M. V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J. L., Soriano, M. A., & Yetano, L. M. (1984). Geomorfología de la provincia de Teruel. Instituto de Estudios Turolenses, CSIC.
- Pérez, B., Amezua, L., Miguel, I., & Morales, J. (2001). La fauna del yacimiento turolense de Tariago de Cerrato (Palencia, Castilla-León). *Revista Española de Paleontología*, nº extraordinario, 133-135. <https://doi.org/10.7203/sjp.16.3.21623>
- Pérez-González, A. (1982). Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo. Ediciones de la Universidad Complutense.

- Pérez-González, A., Martín-Serrano, A., & Pol, C. (1994). Depresión del Duero. En M. Gutiérrez Elorza (Ed.), *Geomorfología de España* (pp. 351-388). Rueda.
- Perucha, M. A., Medialdea, A., Mediato, J. F., & Salazar, A. (2015). Contribución al conocimiento de la cronología de los depósitos de terraza de los ríos Ebro e Híjar en la zona de Reinosa (Cantabria). En XIV Reunión Nacional de Cuaternario. Una visión global del Cuaternario, El hombre como condicionante de procesos geológicos (pp. 20-23).
- Picart, C., Dauteuil, O., Pickford, M., & Owono, F. M. (2020). Cenozoic deformation of the South African plateau, Namibia: Insights from planation surfaces. *Geomorphology*, 350, 106922. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106922>
- Pineda, A. (1996). El enlace y la paleogeografía neógena entre las Cuencas del Duero y del Ebro en la Bureba (Burgos). *Boletín Geológico y Minero*, 107, 14-28.
- Pineda, A. (1997a). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 166 (Villadiego). IGME.
- Pineda, A. (1997b). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 167 (Montorio). IGME.
- Pineda, A., & Arce, J. M. (1997). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 200 (Burgos). IGME.
- Ramírez del Pozo, J., del Olmo Zarmora, P., Aguilar Tomás, M. J., Portero García, J. M., Olivé Davó, A., Martín Alafont, J. M., & Carrera Suárez, F. (1978). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 108 (Las Rozas). IGME.
- Ramos, A., Mediato, J.F., Pérez-López, Raúl, & Rodríguez-Pascua, M. A. (2021). Miocene to present-day tectonic control on the relief of the Duero and Ebro basins confluence (North Iberia). *Journal of Maps*, 17(2), 289-299. <https://doi.org/10.1080/17445647.2020.1869111>
- Rodríguez Fernández, L. R., Bellido, F., Díez Montes, A., Gallastegui, G., González Glavijo, E., López Olmedo, F., Marín, C., Martín Parra, L. M., Martín Serrano, A., & Matas, J. (2015). Mapa Geológico de España [Map]. Ministerio de Educación y Ciencia, IGME, SGE.
- Rodríguez García, J. A. (2008). Geomorfología de un sector de la Cuenca de Almazán (Soria): Procesos de erosión de suelos y planteamiento de escenarios ante el cambio climático [Tesis Doctoral]. Universidad Complutense.
- Santisteban, J. I., Alcalá, L., Mediavilla, R. M., Alberdi, M. T., Luque, L., Mazo, A., Miguel, I., Morales, J., & Pérez, B. (1997). El yacimiento de Tariago de Cerrato: El inicio de la red fluvial actual en el sector central de la Cuenca del Duero. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22, 431-446.
- Santisteban, J. I., Mediavilla, R., Martín-Serrano, A., & Dabrio, C. J. (1996). The Duero Basin: A general overview. En P. F. Friend & C. J. Dabrio (Eds.), *Tertiary basins of Spain: The stratigraphic record of crustal kinematics* (pp. 183-187). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511524851.027>
- Schwendner, J. (1937). La región montañosa central de la meseta española. Resumen de la obra: *Zur Morphologie des Zentral-spanischen Hochlandes*. *Geographische Abhandlungen*. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, 41, 121-147.
- Solé, L. (1952). España, Geografía física. En M. Terrán (Ed.), *Geografía de España y Portugal* (Vol. 1, pp. 166-217). Montaner y Simón.
- Soria-Jáuregui, A., González-Amuchastegui, M. J., Serrano-Cañadas, E., Edeso-Fito, J. M., Lope-tegi-Galarra, A., Duval, M., & Parés, J. M. (2019). Las terrazas fluviales cuaternarias en el alto Ebro (Incinillas-Conchas de Haro). XV Reunión Nacional Cuaternario, 361-364.
- Tavani, S., Quintà, A., & Granado, P. (2011). Cenozoic right-lateral wrench tectonics in the Western Pyrenees (Spain): The Ubierna Fault System. *Tectonophysics*, 509(3-4), 238-253. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.013>
- Teixell, A., Labaume, P., Ayarza, P., Espurt, N., de Saint Blanquat, M., & Lagabriele, Y. (2018). Crustal structure and evolution of the Pyrenean-Cantabrian belt: A review and new interpretations from recent concepts and data. *Tectonophysics*, 724-725, 146-170. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.009>
- Terradillos-Bernal, M., Demuro, M., Arnold, L. J., Jordá-Pardo, J. F., Clemente-Conte, I., Benito-Calvo, A., & Díez Fernández-Lomana, J. C. (2023). San Quirce (Palencia, Spain): New chronologies for the Lower to Middle Palaeo-

- lithic transition of south-west Europe. *Journal of Quaternary Science*, 38(1), 21-37. Scopus. <https://doi.org/10.1002/jqs.3460>
- Wagner, R. H., Ambrose, T., Martínez García, E., Carballeira, J., & López Rico, J. (1984). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 107 (Barruelo de Santullán). IGME.
- Xiong, J., Li, Y., Zhong, Y., Si, S., Lei, J., Xin, W., Hu, X., & Yao, Y. (2017). Paleomagnetic age of the Tangxian planation surface, northwestern Zhongtiao Shan of the Shanxi Graben System, North China. *Geomorphology*, 283, 17-31. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.020>
- Zachos, J. C., MO, P., Sloan, L. C., Thomas, E., & Billups, K. (2001). Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science (New York, N.Y.)*, 292, 686-693. <https://doi.org/10.1126/science.1059412>
- Zazo, C., Goy, J. L., & Hoyos, M. (1987). Contexto geológico y geomorfológico. En E. Aguirre, E. Carbonell, & J. M. Bermúdez de Castro (Eds.), *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca* (pp. 41-46). Junta de Castilla y León.
- Recibido el 9 de octubre de 2024*
Aceptado el 4 de abril de 2025



**Efectividad y límites de la independencia de escala en las huellas
deposicionales de un abanico aluvial experimental**

*Effectiveness and limits of scale independence in the depositional
signatures of an experimental alluvial fan*

Rosario Florín⁽¹⁾, Bruno Mazzorana^{(1), (2)*}, Ivan Rojas⁽³⁾, Pablo Iribarren⁽²⁾

⁽¹⁾ Universidad Austral de Chile, Facultad de Ciencias, Laboratorio de Procesos Superficiales, Valdivia 5090000, Chile.

⁽²⁾ Universidad Austral de Chile, Facultad de Ciencias, Instituto de Ciencias de la Tierra, Valdivia 5090000, Chile.

⁽³⁾ Universidad Austral de Chile, Facultad de Ciencias Forestales, Escuela de Gradados, Valdivia 5090000, Chile.

*Corresponding author: Bruno Mazzorana – tel: 0056966515334;

email: bruno.mazzorana@uach.cl; address: Campus Isla 9 Teja, Edificio Pugin, office 339, 5090000, Valdivia, Chile

Resumen

Los abanicos aluviales constituyen entornos atractivos para el desarrollo de asentamientos humanos en zonas montañosas, no obstante, su evolución dinámica conlleva un importante riesgo para la población e infraestructura aledaña. En las últimas décadas ha habido un notable desarrollo en el estudio de estas formas de terreno desde un enfoque experimental, sin embargo, existen limitaciones fundamentales al aplicar los principios del escalamiento clásico para representar estos sistemas. Por lo tanto, es necesario evaluar cuán capaces son los modelos de capturar la dinámica de los paisajes naturales y avanzar hacia una comprensión cuantitativa sobre la efectividad y límites de la independencia de escala natural en la morfodinámica. Para ello realizamos una serie de lanzamientos experimentales con flujos cargados de sedimentos en un modelo físico de abanico aluvial replicado en dos escalas diferentes (1:1 y 3:4). Las áreas de exposición asociadas a cada experimento se cuantificaron y mapearon en SIG. Luego, para evaluar el grado de similitud estadística de los patrones al variar la escala del modelo se generaron mapas de probabilidad de exposición, análisis estadístico descriptivo e inferencial de los porcentajes de exposición y análisis estadístico espacial de la distribución de la probabilidad de exposición. Los resultados obtenidos evidenciaron variaciones estadísticas significativas en la dinámica distributiva de ambos modelos, reflejando una disimilitud en la cinemática de los procesos que ocurren en el abanico, lo cual lleva a concluir que, al menos para un modelo bajo condiciones de flujo no confinado similar al utilizado en este estudio, la independencia de escala no aplica totalmente. Esto implica que los modelos a escala reducida deben utilizarse con precaución, especialmente para el estudio de riesgos en abanicos reales, ya que la respuesta en términos estadísticos sobre la indicación del peligro presenta discrepancias significativas al variar la escala del modelo utilizado.

Palabras clave: abanico aluvial, independencia de escala, modelos físicos, geomorfología experimental.



Abstract

Alluvial fans constitute attractive environments for human settlements in mountainous areas, however, their dynamic evolution entails a significant risk to the surrounding population and infrastructure. In recent decades there has been a remarkable development in the study of these landforms from an experimental approach, nevertheless, there are fundamental limitations in applying the principles of classical dynamical scaling to represent these systems. Therefore, it is necessary to assess how capable models are of capturing the dynamics of natural landscapes and to advance towards a quantitative understanding of the effectiveness and limits of natural scale independence in morphodynamics. To this aim, we performed a series of experiments with sediment-laden flows on a physical model of alluvial fan replicated at two different scales (1:1 and 3:4). The exposed areas associated with each experiment were quantified and mapped in a GIS. Exposure probability maps, descriptive and inferential statistical analysis of exposure percentages, and spatial statistical analysis of the exposure probability distribution were then conducted to evaluate the degree of statistical similarity of the patterns as the scale of the model was varied. The results obtained showed significant statistical variations in the distributary dynamics of both models, reflecting a dissimilarity in the kinematics of the processes occurring in the fan, which leads to the conclusion that, at least for a model under unconfined flow conditions similar to the one used in this study, scale independence does not fully apply. This implies that small-scale models should be used with caution, especially for the study of hazards in real alluvial fans, since the response in statistical terms on the indication of the hazard presents significant discrepancies when varying the scale of the model used.

Keywords: alluvial fan, scale independence, physical modelling, geomorphological experiments.

1. Introducción

Los abanicos aluviales son depósitos de material sedimentario que suelen desarrollarse en la base de los frentes de las montañas cuando una corriente que desciende por un valle estrecho y empinado emerge hacia una zona de menor pendiente y de relieve no confinado (Colombo, 2010). La desaceleración brusca del flujo por la ruptura de pendiente y la pérdida de encajamiento del canal producen el depósito de sus cargas en un patrón radiante, formando un cuerpo con forma de segmento de cono (Bull, 1977; Blair y McPherson, 1994) que presenta un perfil longitudinal cóncavo y un perfil transversal convexo (Clevis *et al.*, 2003). Estas formas terrestres son comunes en casi todos los ambientes climáticos de la Tierra (Antronico *et al.*, 2015) y juegan un rol fundamental en los sistemas fluviales de las montañas al acoplar las cuencas hidrográficas y los desagües aguas abajo (Harvey, 2002), ejerciendo un control importante en la transferencia de sedimentos actuando como áreas de almacenamiento temporal (Clarke, 2015). Además, son entornos propensos al desarrollo de asentamientos humanos en

zonas montañosas y altamente pobladas, ya que suelen parecer sitios adecuados para una amplia variedad de actividades que van desde la agricultura hasta la vivienda, instalaciones industriales o rutas de transporte (Santangelo *et al.*, 2011). Sin embargo, estas formas de relieve se caracterizan por ser dinámicas, presentando cambios episódicos y, en ocasiones, abruptos, lo que las hace vulnerables ante peligros relacionados con cambios de flujo y riesgos de inundación (Okunishi y Suwa, 2001; Mazzorana *et al.*, 2020). Por esta razón, se ha evidenciado la importancia de considerar los procesos de formación de canales, la morfología de los abanicos y las condiciones de flujo, en la formulación de mapas de riesgo (Zarn y Davies, 1994).

La evolución de los abanicos aluviales está dominada por forzamientos alogénicos (correspondientes a fuerzas externas al sistema del abanico, tales como características de los caudales líquidos y sólidos, tectónica, clima y cambios del nivel de base) que interactúan con las morfologías preexistentes dando lugar a procesos autógenos (es decir, retroalimentaciones internas tales como avulsiones,

depósito remontante, etc), lo cual provoca que la propagación del flujo cargado de sedimentos a menudo resulte impredecible (Blair y McPherson, 2009; Ruiz-Villanueva *et al.*, 2019; Mokarram *et al.*, 2021). La interacción compleja entre todos estos factores implica que sea difícil aislar los impactos individuales de cada uno de ellos en el campo (Clarke, 2015). Además, la escala de tiempo (geomorfológica a geológica) en que ocurren estos procesos y la naturaleza periódica de los eventos dificulta su monitoreo en terreno, ya que la evolución morfodinámica de estos sistemas suele ser intermitente y a menudo ocurre durante eventos de alta energía. Esto ha llevado a un notable desarrollo en el estudio de los abanicos aluviales desde un enfoque experimental, que se remonta a la década de 1960 (Hooke, 1967; Hooke, 1968; Schumm, 1977; Hooke y Rohrer, 1979; Schumm *et al.*, 1987). Las condiciones controladas que ofrece el trabajo en laboratorio permiten aislar variables y procesos individuales y explorar diversas condiciones de entrada y de borde, además de posibilitar la observación de procesos geomorfológicos y geológicos a una escala temporal mucho más pequeña, favorecer la interpretación de eventos esporádicos que son difíciles de investigar in situ (como las avulsiones) y monitorear las condiciones de la superficie y topografía durante la evolución completa del abanico (Clarke, 2015).

Peakall *et al.* (1996) sugirieron que los modelos experimentales pueden clasificarse por su especificidad, es decir, el grado en que el modelo replica un prototipo. Así, pueden corresponder a réplicas individuales del prototipo de campo escaladas por el número de Froude, o bien, servir como análogos experimentales sin escala que intentan reproducir algunas propiedades del prototipo. Uno de los pioneros en aplicar el trabajo experimental al estudio de abanicos aluviales fue Roger Hooke (1968) quien estudió la morfología del abanico y los mecanismos de transporte de los sedimentos utilizando un modelo de similitud por proceso; esto quiere decir que no pretende ser un modelo a escala de un prototipo específico en el campo, sino que utiliza la

autosimilitud para producir un modelo independiente. Desde entonces, diversos trabajos han demostrado la utilidad del modelado experimental como herramienta de análisis para el estudio de la dinámica de los abanicos aluviales y la comprensión de la relación forma-proceso en estos sistemas, abarcando áreas diversas tales como el impacto de los factores alogénicos en la morfología y evolución de los abanicos (Hooke y Dorn, 1992; Guerit *et al.*, 2014), la integridad de la preservación de registros estratigráficos (Straub y Esposito, 2013; Straub y Wang, 2013), la influencia de los procesos autógenos en los patrones de flujo y morfología resultante (Whipple *et al.*, 1998; van Dijk y Postma, 2008; van Dijk *et al.*, 2009, 2012; Clarke *et al.*, 2010; Reitz *et al.*, 2010; Hamilton *et al.*, 2013;) y la evaluación del peligro de inundación (Zarn y Davies, 1994; Cazanacli *et al.*, 2002; Davies *et al.*, 2003). Este enfoque analógico se basa en la teoría de que los aspectos importantes de la morfodinámica de estos sistemas son independientes de la escala en un amplio rango de escala. Sin embargo, si bien se han utilizado micromodelos para representar prototipos específicos en el campo e incluso para formular mapas tentativos de riesgo de inundación (Straight, 1992; Clarkson, 1999) el éxito en la aplicación de estos mapas a la realidad es discutible, dada la complejidad de los abanicos naturales en comparación con las condiciones experimentales utilizadas y debido a que el impacto de la escala del modelo a menudo puede distorsionar el dominio de ciertas morfologías y procesos de flujo (Clarke, 2015). El escepticismo frente a la geomorfología y estratigrafía experimental surge principalmente porque en la actualidad no se comprende bien cuán representativos son estos modelos de los sistemas a escala de campo, ya que desde el enfoque del escalamiento clásico existen problemas formidables que deben abordarse y que, de hecho, en la mayoría de los casos no se resuelven completamente (Peakall *et al.*, 1996; Paola, 2000; Paola *et al.*, 2009).

El escalado dinámico clásico se basa en el análisis dimensional para diseñar experi-

mentos que permitan estudiar un fenómeno hidráulico y predecir el comportamiento de un flujo prototipo, mediante una representación a escala con condiciones de flujo controladas. Este tipo de modelos pueden proporcionar información relevante y confiable si es diseñado adecuadamente bajo criterios de similitud con el fenómeno real o prototipo (Chanson, 2004). Se dice que las condiciones de flujo del modelo físico son similares a las del prototipo si el modelo muestra similitud de forma (geométrica), similitud de movimiento (cinemática) y similitud de fuerzas (dinámica). El objetivo del escalado dinámico clásico es que las mediciones realizadas en el modelo puedan ampliarse y aplicarse al prototipo mediante el uso de números adimensionales. De este modo, si todos los números adimensionales relevantes coinciden entre el experimento y el prototipo, cualquier medida realizada en el experimento se puede convertir mediante una transformación algebraica simple a un valor de campo equivalente (Yalin, 1971; Peakall *et al.*, 1996). Para un prototipo que involucra flujos líquidos, las variables adimensionales principales son el número de Froude (Fr) y el número de Reynolds (Re).

Desafortunadamente, cumplir con estas condiciones en experimentos que involucran flujo de agua y transporte de sedimentos resulta imposible, ya que no existe una forma práctica de escalar adecuadamente dentro del modelo ciertos parámetros del campo, como la baja viscosidad cinemática del agua o la presencia de sedimentos finos (Paola *et al.*, 2009). Esto impide igualar simultáneamente todas las variables adimensionales involucradas, lo cual implica que los experimentos posiblemente no sean equiparables con un sistema natural (Clarke, 2015). Por esta razón, usualmente el escalamiento se realiza bajo una ley de semejanza donde se eliminan aquellos números adimensionales cuya intervención es nula o poco relevante. En particular, para el diseño de modelos de obras hidráulicas con flujo a superficie libre, donde el flujo se ve sujeto a fuerzas dinámicas y fuerzas de peso, se utiliza la similitud de Froude, que caracteriza la rela-

ción entre la fuerza de inercia y la fuerza de gravedad (Chanson, 2004).

Aun así, de acuerdo con los casos documentados por Paola *et al.* (2009) en su revisión de estratigrafía experimental y geomorfología, parece ser que los modelos de laboratorio logran capturar la esencia de muchos procesos importantes que ocurren en los sistemas naturales de manera que la autoorganización morfodinámica en los experimentos crea patrones espaciales y cinemáticos notablemente similares a los observados en el campo. Esta consistencia observada entre los sistemas experimentales y de campo a pesar de la ausencia de una escala dinámica estricta es lo que estos autores denominan “efectividad irracional” (Wigner, 1960) y sugieren que ésta surge de una aparente independencia de escala en la naturaleza anunciada a través de la autosimilitud que presentan algunos sistemas naturales. Sin embargo, en la actualidad no se sabe cuán extendida es la independencia de escala natural en la morfodinámica (Paola *et al.*, 2009), y si bien los experimentos han demostrado ser herramientas de análisis muy útiles (Martin *et al.*, 2009), es necesario evaluar cuán capaces son de capturar la dinámica de los sistemas naturales. Por esta razón se hace necesario avanzar hacia una comprensión cuantitativa de los orígenes y los límites de la independencia de escala, para lo cual los experimentos son una fuente indispensable de información. En la búsqueda de nuevos hallazgos sobre este tema, se definió para esta investigación el propósito principal de generar flujos bifásicos en el canal alimentador de un abanico aluvial experimental replicado en dos escalas diferentes y analizar de manera cuantitativa el grado de similitud estadística de los patrones distributivos resultantes al variar la escala del modelo.

Por otro lado, el comportamiento distributivo en un abanico aluvial involucra cierta aleatoriedad en los procesos, lo cual se evidencia en la variabilidad de frecuencias y localización espacial de fenómenos incluso bajo las mismas condiciones de carga y borde (Blasi *et al.*, 2023). Lo anterior implica que es necesario

realizar un mismo experimento repetidas veces para obtener resultados válidos y representativos desde el punto de vista estadístico. El mínimo de repeticiones necesario depende de la variabilidad de los procesos observados y, por tanto, del sistema y fenómeno que se quiera estudiar. En este caso, con el fin de establecer un tamaño representativo de muestra para el estudio, se escogió abordar el problema experimentalmente comparando los resultados obtenidos a partir de distinto número de repeticiones y analizando en qué medida varía estadísticamente la respuesta al aumentar el número de experimentos y en qué momento la varianza de la respuesta se estabiliza.

Para cumplir con dichos propósitos se trazaron los siguientes objetivos:

- i. Diseñar, elaborar y ejecutar un programa experimental con un modelo de abanico aluvial de flujo bifásico replicado en dos escalas diferentes
- ii. Mapear y cuantificar las áreas que resultaron expuestas en el abanico aluvial luego de cada experimento
- iii. Analizar estadísticamente los porcentajes de área expuesta asociados a cada configuración experimental
- iv. Analizar estadísticamente la distribución espacial de la probabilidad de exposición asociada a cada configuración experimental
- v. Comparar los patrones producidos al variar la escala del modelo y analizar si estos presentan una variación estadística significativa
- vi. Comparar los patrones producidos al variar el número de repeticiones y analizar si estos presentan una variación estadística significativa

El resto del artículo se organiza de la siguiente manera: La sección 2 está dedicada a los materiales y métodos empleados. Allí se detallan

las características del montaje experimental y su funcionamiento, el diseño del programa experimental y los principios aplicados para el escalamiento tanto del modelo físico como de las condiciones de carga. Además, se explica el procedimiento para la detección y cuantificación de las áreas expuestas, así como para la generación de las diferentes herramientas de análisis estadístico utilizadas. En la sección 3 se presentan los resultados obtenidos y en la sección 4 se discute sobre las implicancias de estos hallazgos para la geomorfología experimental y la evaluación de riesgos. Se concluye el artículo con proyecciones del trabajo y alcances para futuras investigaciones respecto a la independencia de escala y la capacidad de los experimentos de laboratorio para reproducir la estructura espacial y cinemática de los sistemas naturales.

2. Metodología

2.1 Antecedentes generales

Se utilizó un modelo experimental que pudiera reproducir de manera simplificada la geometría de un abanico aluvial natural basándose en el concepto de “similitud de proceso” de Roger Hooke, de modo que no corresponda a una versión a escala de un verdadero abanico en el campo sino a un pequeño prototipo independiente capaz de exhibir las características principales de un abanico aluvial y que, a pesar de su sencillez, permita controlar y medir los parámetros de carga, así como observar y analizar la respuesta del sistema en cuanto a los patrones distributivos en su superficie. Posteriormente, se construyó una réplica de este modelo a una escala geométrica correspondiente a 3:4 de las piezas originales y se definió un programa experimental que se ejecutó en ambos abanicos obteniendo los registros en video para su posterior análisis. A partir de los fotogramas finales de cada experimento se identificaron y cuantificaron las áreas expuestas por agua y por sedimento, y se utilizaron estos resultados para comparar los patrones geomorfológicos producidos por ambos modelos y evaluar su similitud me-

dante distintas herramientas de análisis estadístico espacial, descriptivo e inferencial. Los métodos estadísticos empleados para este análisis consistieron en mapas de probabilidad de exposición, elipses de desviación estándar, diagramas de caja y la prueba t-Student. Cabe señalar que los mismos métodos utilizados para comparar los patrones resultantes al variar la escala del modelo se utilizaron para comparar los patrones resultantes al variar el número de repeticiones.

En esta sección se presenta, en primer lugar, la configuración del modelo experimental y programa experimental utilizados. Luego, se describen los pasos analíticos realizados para mapear la exposición resultante de la propagación del flujo cargado de sedimentos en la superficie del abanico aluvial para cada ejecución experimental. Y, finalmente, se describen las herramientas estadísticas utilizadas para evaluar el grado de similitud de los patrones obtenidos.

2.2. Modelo experimental

2.2.1 Prototipo

La configuración del modelo experimental utilizado consta de cinco componentes desarmables: la plataforma de madera, el canal alimentador, la superficie cónica, el sistema de grabación y el sistema de entrada de agua (Figura 1). La plataforma de madera posee dimensiones de 1,2x70x110 cm y se subdivide en dos secciones: el compartimiento de elevación del canal y la zona de exposición sobre la cual se ubica el abanico aluvial. El canal de madera posee una longitud de 60 cm y una sección de 5x5,4 cm y se encuentra impermeabilizado con papel vinílico. En su interior cuenta con una compuerta para controlar el lanzamiento del sedimento, la cual se abre manualmente al ejecutar el experimento. El abanico aluvial fue confeccionado a partir de una impresión 3D compuesta por tres piezas: dos piezas iguales que corresponden a la sexta parte de la superficie de un cono de radio basal 34 cm y altura 7 cm, y una tercera pieza

con forma de cuña cuyas dimensiones son 34 cm de largo, 7 cm de alto y 6 cm de ancho. Ambas piezas unidas forman una figura no maciza similar a una sección cónica, la cual se encuentra revestida por pliegos de etilvinilacetato (EVA), confinada por paredes laterales de madera e instalada sobre una base de plumavit impermeabilizada con papel vinílico. El sistema de grabación consistió en un smartphone sujeto, mediante un soporte para celular, a una placa de madera que se encuentra unida a la plataforma mediante tablas atornilladas. Por último, el sistema de entrada de agua consistió en un estanque de plástico con un orificio en su parte inferior al cual se adhirió una manguera de bencina. A partir del principio de Torricelli fue posible medir y controlar el caudal del flujo que sale por la manguera en función de h (la altura de la botella desde el orificio) y r (el radio de la manguera), utilizando la expresión: $Q = \pi r^2 C_o \sqrt{2gh}$. El coeficiente de velocidad C_o se calculó empíricamente en cada caso igualando el caudal teórico al caudal real dado por $Q = \frac{V}{t}$. Para que el caudal sea constante, la botella debe permanecer rebosada del líquido durante todo el experimento, por lo cual se utilizaron dos jarras para añadirle agua de manera permanente y un recipiente de mayor tamaño para recolectar el agua sobrante. Además, un tubo de PVC unido al recipiente recolector sirvió de soporte para mantener la botella a una altura fija y así evitar inclinaciones de la manguera que pudieran afectar la velocidad de salida del fluido. El detalle del procedimiento experimental se explica en la Figura 2.

El líquido utilizado fue agua con colorante rojo para facilitar la identificación visual de las áreas expuestas y el material sedimentario empleado fue cuarzo, con una densidad conocida de 2,58 g/cm³.

2.2.2. Escalamiento geométrico

La similitud geométrica implica que la relación entre dimensiones homólogas de modelo y prototipo sean iguales (Chanson, 2004). Es decir, que todas las dimensiones del siste-

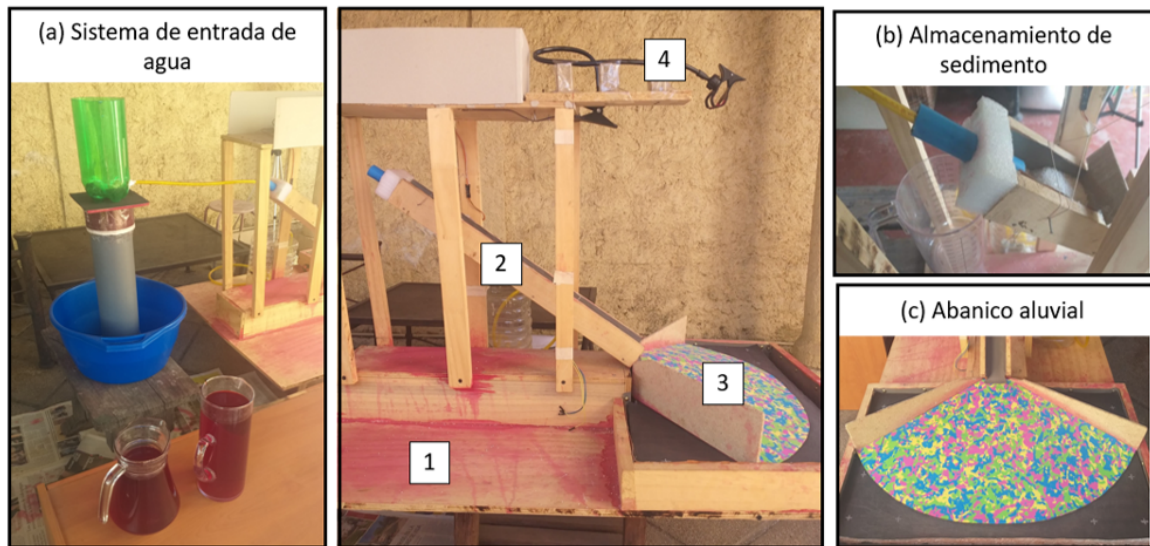


Figura 1. Estructura principal del montaje experimental (panel central) compuesto por: plataforma (1), canal alimentador (2), abanico aluvial (3) y sistema de grabación (4). Sistema de entrada de agua (panel a). Zona de almacenamiento de sedimento y compuerta manual (panel b). Abanico aluvial sobre la zona de exposición (panel c).

Figure 1. Main structure of the experimental setup (central panel) composed of: platform (1), feeder channel (2), alluvial fan (3), and recording system (4). Water inlet system (panel a). Sediment storage area and manual gate (panel b). Alluvial fan over the exposure area (panel c).

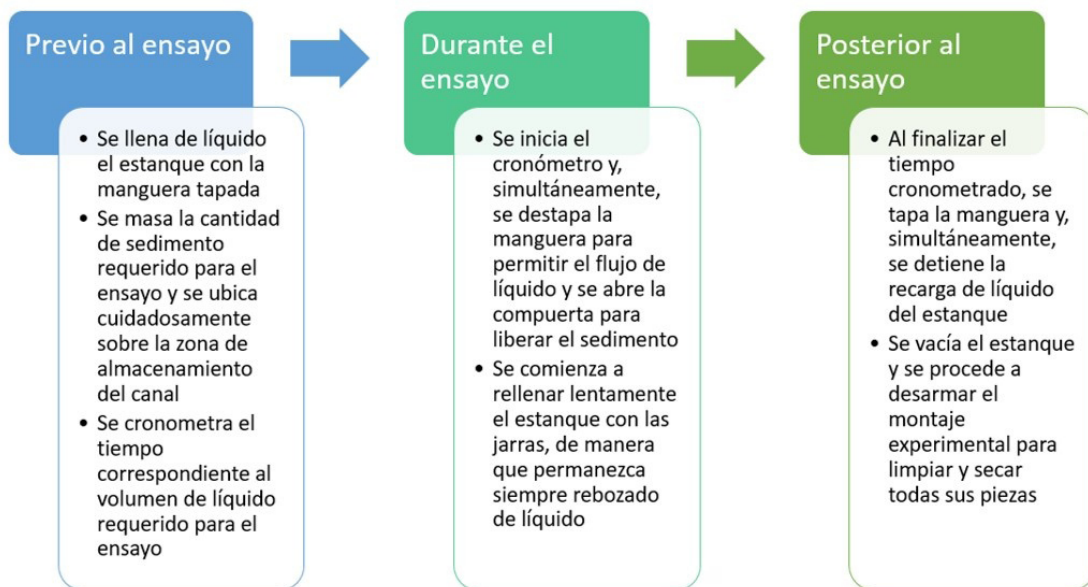


Figura 2. Diagrama de flujo que detalla la metodología llevada a cabo antes, durante y después de cada lanzamiento experimental.

Figure 2. Flowchart detailing the methodology carried out before, during, and after each experimental run.

ma en cada una de las direcciones de los ejes coordenados se relacionan mediante la misma escala de longitudes, de manera que se cumpla:

$$L_e = \frac{L_p}{L_m}$$

donde L_p es una longitud en el prototipo, L_m es la longitud homóloga en el modelo y L_e es la escala de longitudes que establece la relación geométrica entre ambos sistemas.

Utilizando este principio se construyeron réplicas geoméricamente escaladas tanto para el canal alimentador como para el abanico aluvial, a una escala 3:4 del prototipo y a partir de los mismos materiales que constituyen las piezas originales. Las dimensiones de las piezas resultantes se presentan en la Figura 3.

2.3. Programa experimental

Se determinó una configuración experimental específica para el prototipo luego de realizar una serie de experimentos preliminares variando de manera aislada distintos parámetros tales como la pendiente del canal alimentador, el caudal de la corriente, el diámetro del cuarzo, el volumen total del flujo y la fracción de sedimento contenida. De las distintas combinaciones se escogieron las condiciones que resultaron más favorables para la apreciación de la dinámica distributiva del abanico. La configuración experimental resultante está dada por una pendiente del canal de 35°, un caudal de 36,5 cm³/s, un diámetro de cuarzo de 1,5 mm (media), un volumen total de 0,8 l y una fracción sólida de 6%.

Posteriormente, estas condiciones de carga fueron escaladas mediante las ecuaciones dadas por la similitud de Froude (Chanson, 2004) para obtener la configuración experimental específica del modelo a escala 3:4. Así, el diámetro del sedimento se escaló mediante la escala de longitudes $L_e = \frac{L_p}{L_m}$, tomando en cuenta sólo la media del tamaño de grano y no otros factores de su distribución granulométrica. Los rangos del tamaño

de granos son, respectivamente, de 1 a 2 mm para la escala 1:1 y de 0.6 a 1.7 para la escala 3:4. Los volúmenes de descarga total se escalan mediante la escala de volúmenes dada por la relación $V_e = \frac{V_p}{V_m} = L_e^3$ y el caudal de la corriente mediante la escala de caudales definida por la fórmula $Q_e = \frac{Q_p}{Q_m} = L_e^{5/2}$. Por último, para evaluar la variabilidad de la respuesta, la configuración experimental de la escala 1:1 (prototipo) se repitió 24 veces, mientras que la configuración de la escala 3:4 (modelo) se repitió 8 veces, resultando un programa de 32 ejecuciones experimentales en total (Figura 4).

Previo a la realización de los experimentos, se debió determinar la cantidad de sedimento (g) y el volumen de agua (l) a suministrar en cada ejecución, así como el tiempo (s) necesario para controlar el volumen de agua suministrado (ver Tabla S1).

2.4. Análisis de magnitud y distribución espacial de la exposición

2.4.1. Porcentajes de área expuesta y mapas de probabilidad de exposición

Para analizar el comportamiento distributivo del abanico aluvial experimental se identificaron y cuantificaron para cada experimento las áreas expuestas, es decir, las zonas que resultaron cubiertas por el flujo después del evento. Estas se diferenciaron en áreas de exposición total (o sea, expuestas por flujo de agua y sedimento) y áreas expuestas sólo por sedimento (Figura 5). La identificación de estas áreas se realiza mediante los siguientes pasos: (i) extraer los fotogramas del resultado final de cada experimento empleando un script Python; (ii) delimitar en cada imagen la superficie del abanico mediante una capa vectorial de tipo polígono en el software QGIS; (iii) superponer sobre el polígono una grilla mediante las herramientas Python Plugin TomBio (QGIS, 2018) para el posterior recuento de las celdas expuestas, las cuales deben encontrarse cubiertas por el flujo en más de un 50% de su área; (iv) Crear una clasificación

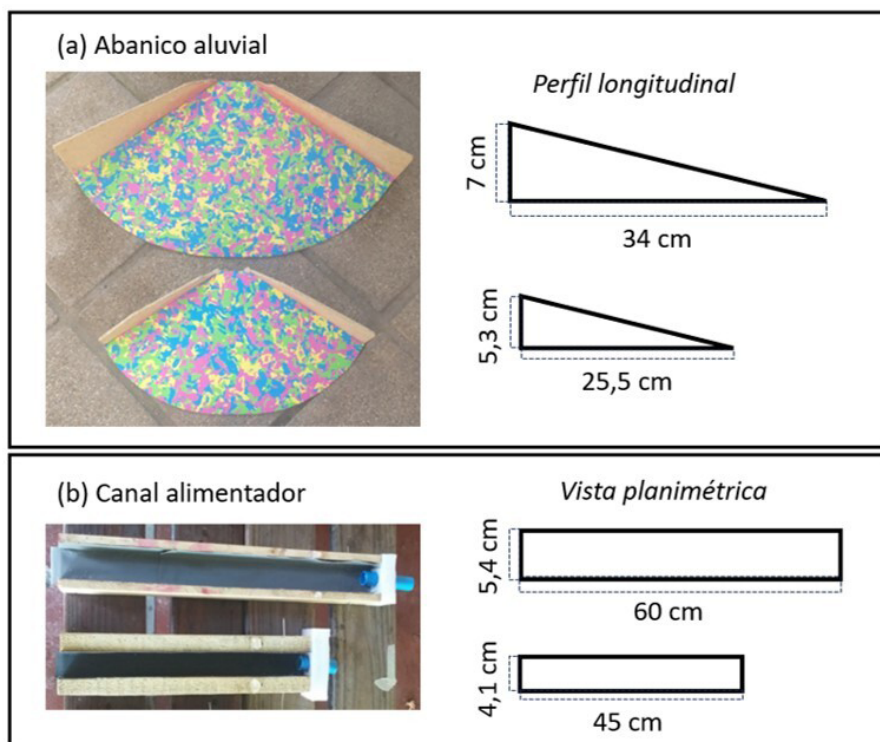


Figura 3. Piezas escaladas del abanico aluvial y sus respectivas dimensiones en perfil longitudinal (panel a). Piezas escaladas del canal alimentador y sus respectivas dimensiones en visión planimétrica (panel b).

Figure 3. Scaled pieces of the alluvial fan and their respective dimensions in longitudinal profile (panel a). Scaled pieces of the feeder channel and their respective dimensions in plan view (panel b).

Escala de la configuración experimental	Pendiente del canal alimentador	Caudal (cm ³ /s)	Volumen total (l)	Fracción sólida	Diámetro del sedimento (mm)	Repeticiones
1:1 (prototipo)	35°	36,5	0,8	6%	1,5	24
3:4 (modelo)		17,8	0,34		1,15	8

Figura 4. Esquema del programa experimental que detalla las condiciones de carga correspondientes a cada configuración.

Figure 4. Diagram of the experimental program detailing the load conditions corresponding to each configuration.

específica en la tabla de atributos de la grilla para diferenciar las celdas expuestas por agua y sedimento, expuestas sólo por sedimento y no expuestas, obteniendo así para cada imagen dos polígonos que encierran las áreas de exposición total y exposición por sedimento, respectivamente. Luego, generar un mapa

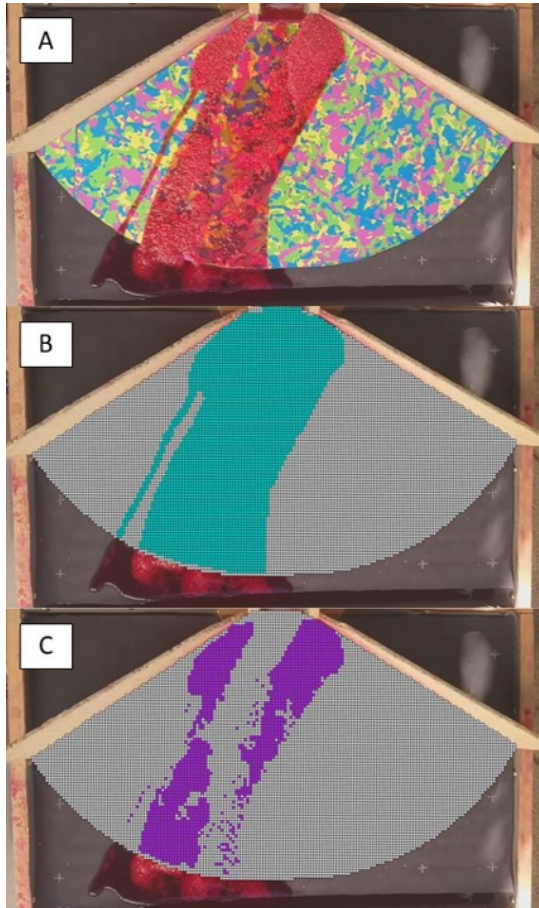


Figura 5. Fotograma del depósito resultante de un experimento y sus respectivos mapas de exposición, donde el color gris representa las zonas no expuestas, el color celeste las zonas expuestas por agua y sedimento y el color morado las zonas expuestas sólo por sedimento. (A) Depósito final del experimento, (B) Mapa de exposición total y (C) Mapa de exposición por sedimento.

Figure 5. Frame of the deposit resulting from an experiment and its respective exposure maps, where the gray color represents non-exposed zones, light blue indicates areas exposed to water and sediment, and purple indicates areas exposed only to sediment. (A) Final deposit of the experiment, (B) Total exposure map, and (C) Sediment exposure map.

rasterizado correspondiente a cada polígono; (v) Paralelamente, cuantificar las celdas expuestas mediante medición directa dentro de QGIS y almacenar los valores obtenidos en una hoja de cálculo de Excel; (vi) Sumar los ráster correspondientes a todas las repeticiones de una misma configuración experimental para generar un mapa de probabilidad de exposición total y un mapa de probabilidad de exposición por sedimento para cada configuración específica. En este mapa la probabilidad de exposición para cada celda es igual a la suma de las contribuciones de probabilidad de exposición obtenida en cada una de las repeticiones del experimento. En la Figura 6 se muestra un ejemplo de un mapa de probabilidad de exposición. La probabilidad de cada pixel se representa en una rampa de colores dividida en nueve clases con un rango de probabilidad de 0,125 por cada clase, donde las áreas de color gris tienen una probabilidad nula (valor 0) por lo que representan zonas no expuestas, mientras las zonas de color rojo tienen una probabilidad máxima (valor 1) por lo que se consideran incondicionalmente expuestas.

Por otro lado, a partir de los datos de cantidad de celdas expuestas almacenados en la planilla Excel y su razón con la cantidad de celdas totales de la grilla, se obtuvieron porcentajes de exposición total y porcentajes de exposición por sedimento para cada experimento. Luego, para el análisis estadístico descriptivo de estos datos se realizaron diagramas de caja, lo cual permitió comparar estadísticamente las magnitudes de la exposición entre las distintas configuraciones experimentales.

2.4.2. Elipses de desviación estándar

Para analizar estadísticamente la distribución espacial de la probabilidad de exposición se utilizaron elipses de desviación estándar (SDE) generadas mediante la herramienta "Standard deviational ellipse" del software QGIS. Estas elipses representan gráficamente la tendencia de la distribución direccional del conjunto de datos de la variable analizada (en

este caso, la probabilidad de exposición) permitiendo observar si las entidades se elongan o si tienen alguna orientación particular (Alperin, 2013).

Para ello, los ráster correspondientes a cada mapa de probabilidad se convirtieron en capas de puntos y, luego, se filtraron los puntos de la capa en un rango de valores específico según la probabilidad de interés, para crear cuatro tipos de elipses diferentes (Figura 7). Para la elipse “probabilidad 1” (en color verde) se filtraron los puntos con probabilidad de exposición máxima, por lo que representa las áreas que resultaron siempre expuestas. Para la elipse “probabilidad 0” (en color celeste) se filtraron los puntos con valor de probabilidad nula, o sea, representa las áreas que nunca resultaron expuestas. La elipse “probabilidad intermedia” (en color amarillo) muestra la distribución de las áreas con probabilidad estrictamente mayor que 0 y estrictamente menor que 1. Por último, para la elipse “pesos” (en color rosado) no se filtraron datos y se utilizó la opción “*use weights*” que realiza ponderaciones asignando a cada punto un peso según el valor de su atributo. Es decir, esta elipse muestra la distribución de la exposición general de todo el abanico, donde cada pixel se pondera por su valor de probabilidad específico.

2.5. Pruebas estadísticas de similitud

Para determinar si las diferencias de las magnitudes de la exposición entre los grupos de datos comparados son estadísticamente significativas o no, se aplicaron tres pruebas estadísticas utilizando el software R. El primer paso fue determinar en cada caso si la variable presenta distribución normal o no, para lo cual se aplicó el test de normalidad Shapiro-Wilk que plantea la hipótesis nula H_0 de que la muestra proviene de una distribución normal. Posteriormente, y debido a que uno de los requisitos para que una prueba paramétrica sea válida es que las varianzas sean de similar magnitud, se aplicó la prueba F, cuya hipótesis nula H_0 plantea que las varianzas de ambos grupos no presentan diferencias sig-

nificativas. Finalmente, para evaluar si existe una diferencia significativa en las medias de los grupos se utilizó la prueba t-Student para dos muestras independientes. Esta prueba se basa en el cálculo del estadístico t, que tiene en cuenta la diferencia de medias a comparar y su error estándar. Bajo el supuesto de la hipótesis nula H_0 , la diferencia de medias es igual a cero, con lo que el valor de t será también igual a cero. Cuanto más se aleje t de ese valor, menos probable será que la diferencia observada se deba al azar.

En todos los casos, para validar la prueba de hipótesis se utiliza el p-valor, que se define como la probabilidad de que ocurra un evento al azar siendo H_0 cierta. Mientras menor sea p-valor, más fuerte será la evidencia de la muestra para rechazar H_0 . En general, y para efectos de este estudio, cuando $p\text{-valor} < 0,05$ se conduce a rechazar la hipótesis.

3. Resultados

3.1. Distribución espacial de la probabilidad de exposición

En relación con los objetivos planteados para esta investigación, con el fin de poder visualizar cómo varían los patrones distributivos de la exposición en el abanico al variar la escala del modelo, se presentan en la Figura 8, paralelamente, los mapas de probabilidad de exposición y las elipses de desviación estándar (SDE) correspondientes a cada configuración, donde se destacan notorias diferencias en los patrones distributivos tanto de la exposición total como de la exposición por sedimento. Los datos espaciales de cada elipse se encuentran especificados en S2.

Como se evidencia en el mapa de probabilidad de exposición total, al disminuir la escala del modelo se obtiene un menor confinamiento del flujo abarcando una mayor área de exposición y limitando las zonas de probabilidad nula hacia las zonas más próximas a las paredes laterales del abanico. Las áreas de probabilidad máxima también presentan geo-

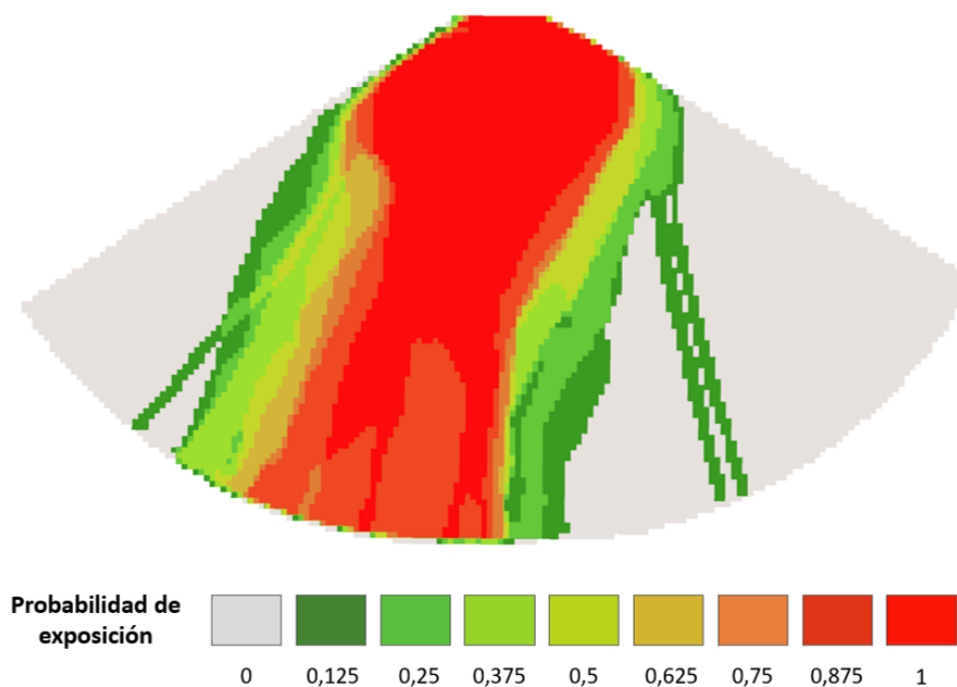


Figura 6. Mapa de probabilidad de exposición asociado a la configuración experimental de la escala 1:1 (prototipo).

Figure 6. Exposure probability map associated with the experimental configuration at 1:1 scale (prototype).

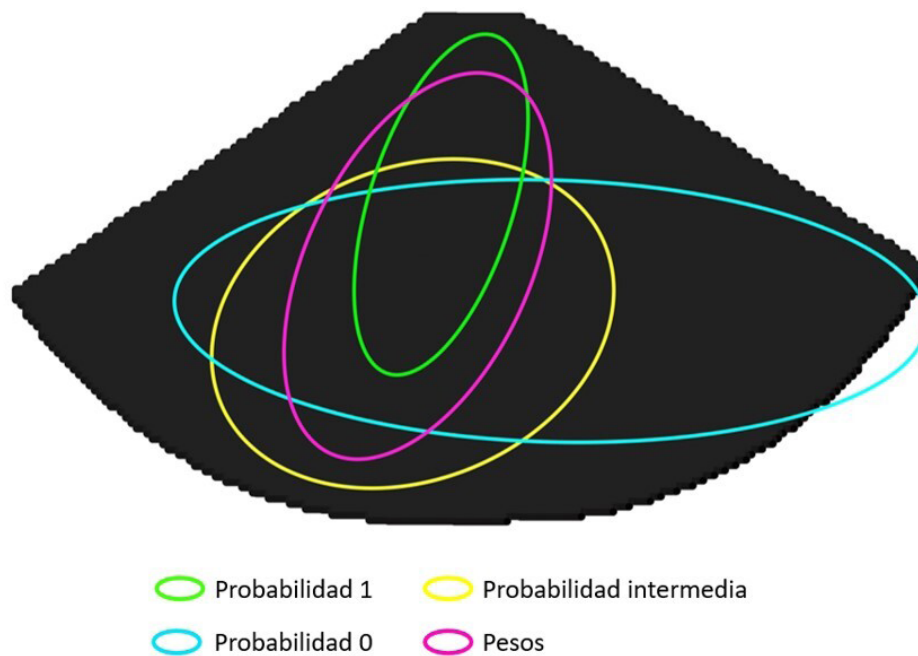


Figura 7. Mapa de elipses de desviación estándar asociado a la configuración experimental de la escala 1:1 (prototipo).

Figure 7. Standard deviation ellipse map associated with the experimental configuration at 1:1 scale (prototype).

metrías diferentes, especialmente en la mitad izquierda del cono aluvial, donde se pueden identificar zonas en que la probabilidad de exposición y, por tanto, la indicación de peligro, son notoriamente incongruentes al variar la escala. El menor confinamiento del flujo al disminuir la escala del modelo se ve reflejado también en la orientación y elongación de las elipses, que muestran en general una va-

riación de una distribución preferentemente longitudinal en la escala 1:1 a una extensión más lateral en la escala 3:4, lo cual implica una diferencia en las excentricidades de las elipses “probabilidad 1”, “probabilidad intermedia” y “pesos”.

Para la exposición por sedimento, al reducir la escala del modelo las áreas de exposición no

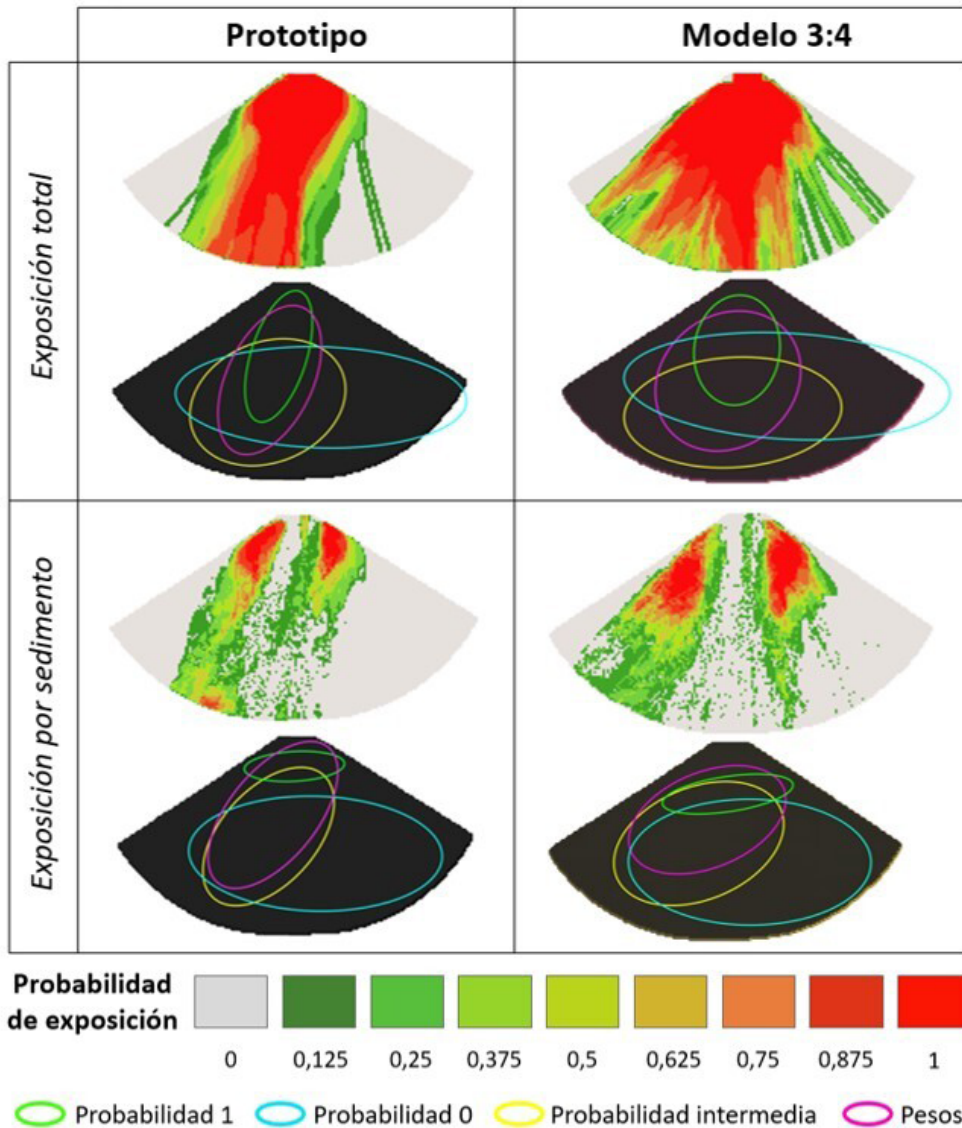


Figura 8. Mapas de probabilidad y mapas de SDE que muestran la distribución espacial de la exposición para el flujo total y para el depósito del sedimento obtenidas al variar la escala del modelo.

Figure 8. Probability maps and standard deviation ellipse maps showing the spatial distribution of exposure for total flow and sediment deposit obtained by varying the model scale.

nula parecen tener un área levemente mayor y una distribución lateral más extensa, abarcando zonas más cercanas a las paredes del abanico, especialmente en el sector izquierdo. Esta tendencia direccional del depósito se expresa también en el mayor ángulo de rotación que presentan las elipses “probabilidad intermedia” y “pesos” de la escala 3:4. Además, las zonas con mayor probabilidad de exposición abarcan áreas ligeramente mayores y alcanzan zonas levemente más distales del ápice al reducir la escala, lo que se evidencia también en un desplazamiento negativo en el eje ‘y’ del centro medio de la elipse “probabilidad 1”.

Por otro lado, con el fin de analizar la variabilidad de la respuesta en los patrones distributivos de la exposición al aumentar el número de repeticiones por experimento, se presentan en la Figura 9 los mapas de probabilidad y elipses de desviación estándar correspondientes a 8, 16 y 24 repeticiones de la configuración experimental del modelo a escala 1:1. Los datos espaciales de cada elipse se encuentran especificados en S2.

Los patrones distributivos de la probabilidad de exposición total y por sedimento parecen notablemente similares, tanto en la distribución de las áreas con probabilidad distinta de cero como de las áreas ciertamente expuestas, presentando como única diferencia un leve aumento en la variabilidad espacial de la probabilidad de exposición al aumentar el número de experimentos, ampliando ligeramente las áreas de baja exposición y disminuyendo levemente las zonas de probabilidad de exposición máxima. Para la exposición total, esto se refleja en los mapas de probabilidad de exposición en una mayor cantidad de canales que se desprenden hacia la derecha de la zona de propagación principal al aumentar el número de experimentos, aumentando ligeramente la probabilidad en algunas zonas de baja exposición, mientras que en los mapas de elipses la distribución de la probabilidad máxima se ve restringida y más concentrada hacia la zona apical, disminuyendo la longitud del eje mayor de la elipse “probabilidad 1”.

De manera similar, en los patrones producidos por el sedimento las diferencias más notorias se observan en las áreas de menor probabilidad de exposición donde al aumentar la cantidad de experimentos se producen nuevos depósitos aumentando levemente la probabilidad de exposición de aquellas zonas, mientras que la distribución de probabilidad máxima se ve levemente reducida longitudinalmente, lo que se evidencia en el leve aumento de excentricidad que presenta la elipse “probabilidad 1” al aumentar la muestra a 24 experimentos.

3.2. Estadística descriptiva de los porcentajes de exposición

Para comparar la magnitud de la exposición resultante se cuantificaron los porcentajes de área expuesta de cada experimento obteniendo los promedios, desviación estándar y diagramas de caja correspondientes a cada configuración experimental. Los datos y cálculos realizados para los porcentajes de exposición de cada experimento se encuentran tabulados en S3 y los datos estadísticos respectivos a cada diagrama de caja se presentan en S4. En la Figura 10 y Tabla 1 se muestran los resultados obtenidos al variar la escala del modelo y en la Figura 11 y Tabla 2 se presentan los resultados obtenidos al variar el número de repeticiones.

Los resultados (Figura 10 y Tabla 1) muestran que tanto los promedios como las medianas de los porcentajes de exposición aumentan al disminuir la escala del modelo, de manera más considerable para la exposición total que para la exposición por sedimento. Además, para la exposición total, el modelo más pequeño conduce a un notorio aumento de la dispersión de los datos con respecto a la media, lo cual se ve representado por una mayor desviación estándar y por un mayor rango de valores típicos y rango intercuartílico. En cambio, para la exposición por sedimento la desviación estándar es levemente mayor para la escala 1:1, los datos típicos muestran una menor dispersión en la escala 1:1 y una mayor concentración en la escala 3:4, mientras

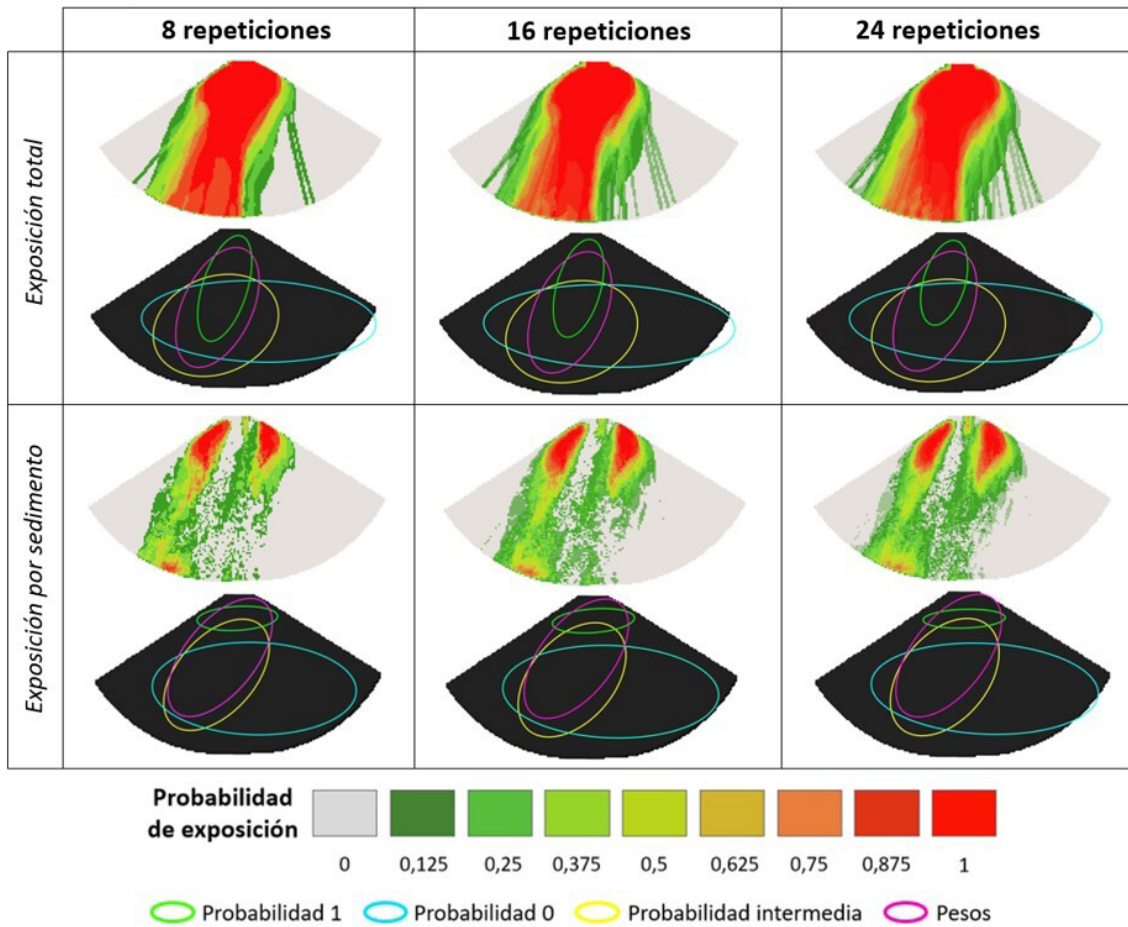


Figura 9. Mapas de probabilidad y mapas de SDE que muestran la distribución espacial de la exposición para el flujo total y para el depósito de sedimento obtenidas al variar el número de repeticiones en la configuración experimental de escala 1:1.

Figure 9. Probability maps and standard deviation ellipse maps showing the spatial distribution of exposure for total flow and sediment deposit obtained by varying the number of repetitions in the 1:1 scale experimental configuration.

la variabilidad de los datos centrales es similar para ambas escalas.

Por otra parte, al aumentar el número de experimentos (Figura 11 y Tabla 2) los promedios de porcentajes de exposición total y por sedimento no varían significativamente y las medianas presentan diferencias leves. En cuanto a la dispersión de los datos, para la exposición total la desviación estándar aumenta levemente conforme aumenta el número de repeticiones, mientras el rango de valores típicos aumenta y el rango intercuartílico se mantiene constante. Para la exposición por

sedimento, se destaca que la desviación estándar disminuye ligeramente, el rango para valores típicos disminuye para 24 experimentos dejando el valor máximo como valor atípico y el rango intercuartílico es levemente menor para 24 experimentos, mostrando una menor dispersión de los datos centrales.

3.3. Estadística inferencial

Los resultados arrojados por la prueba de normalidad Shapiro-Wilk, prueba F y t-Student para los distintos grupos de datos com-

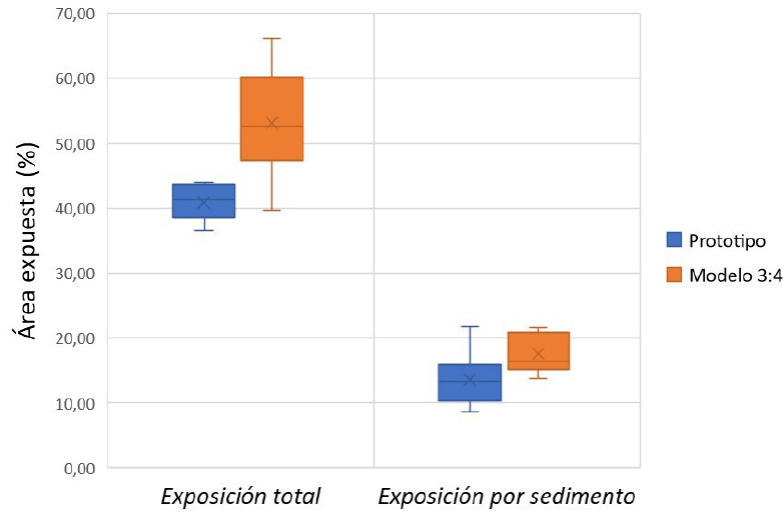


Figura 10. Diagrama de caja que muestra la variabilidad y la mediana de los porcentajes de exposición total y de exposición por sedimento obtenidos al variar la escala del modelo. La línea que divide la caja representa la mediana de la distribución, la “x” dentro de la caja representa el promedio de los datos y los puntos extremos representan datos atípicos (si los hay).

Figure 10. Boxplot showing the variability and median of total exposure percentages and sediment exposure percentages obtained by varying the model scale. The line dividing the box represents the median of the distribution, the “x” inside the box represents the mean of the data, and the whiskers represent outliers (if any).

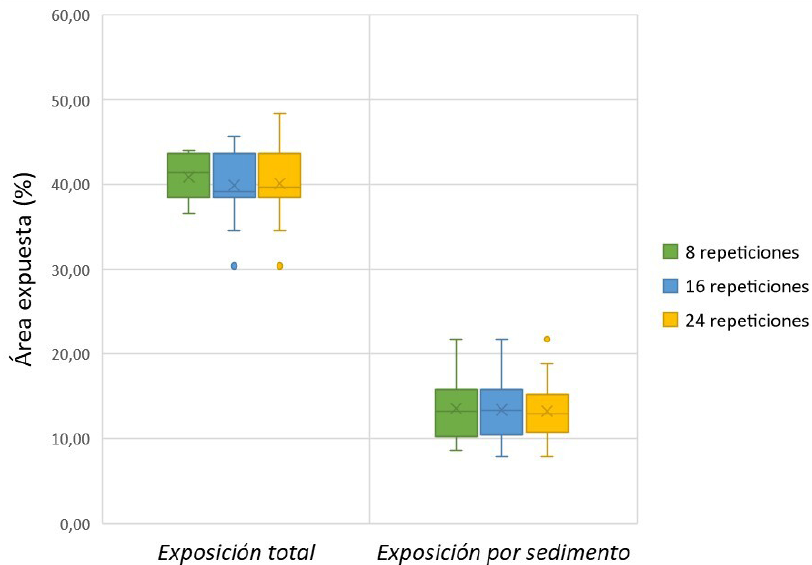


Figura 11. Diagrama de caja que muestra la variabilidad y la mediana de los porcentajes de exposición total y de exposición por sedimento obtenidos al variar el número de repeticiones en la configuración experimental de escala 1:1. La línea que divide la caja representa la mediana de la distribución, la “x” dentro de la caja representa el promedio de los datos y los puntos extremos representan datos atípicos (si los hay).

Figure 11. Boxplot showing the variability and median of total exposure percentages and sediment exposure percentages obtained by varying the number of repetitions in the 1:1 scale experimental configuration. The line dividing the box represents the median of the distribution, the “x” inside the box represents the mean of the data, and the whiskers represent outliers (if any).

Tabla 1. Promedios y desviaciones estándar de los porcentajes de exposición total y de exposición por sedimento obtenidos al variar la escala del modelo.*Table 1. Means and standard deviations of total exposure percentages and sediment exposure percentages obtained by varying the model scale.*

	Escala	Promedio	Desviación estándar
Porcentaje de exposición total	1:1	40,91	2,75
	3:4	53,13	8,45
Porcentaje de exposición por sedimento	1:1	13,60	4,17
	3:4	17,55	2,98

Tabla 2. Promedios y desviaciones estándar de los porcentajes de exposición total y de exposición por sedimento obtenidos al variar el número de repeticiones en la configuración experimental de escala 1:1.*Table 2. Means and standard deviations of total exposure percentages and sediment exposure percentages obtained by varying the number of repetitions in the 1:1 scale experimental configuration.*

	Tamaño muestra	Promedio	Desviación estándar
Porcentaje de exposición total	8 experimentos	40,91	2,75
	16 experimentos	39,92	4,02
	24 experimentos	40,14	3,99
	8 experimentos	13,60	4,17
Porcentaje de exposición por sedimento	16 experimentos	13,42	3,76
	24 experimentos	13,29	3,47

parados se presentan a continuación. Para la prueba Shapiro-Wilk (ver Tablas S5), los resultados arrojan que todos los grupos analizados siguen una distribución normal (p -valor $> 0,05$). Al comparar las varianzas entre las diferentes escalas (Tabla 3), la prueba F permite concluir diferencias significativas para la exposición total (p -valor $< 0,05$), pero no para la exposición por sedimento (p -valor $> 0,05$). Mientras que el t-Student conduce a rechazar la hipótesis nula de que las medias son iguales y aceptar la hipótesis alternativa de que existen variaciones significativas

entre las medias de las distintas escalas tanto para la exposición total como para la exposición por sedimento (p -valor $< 0,05$). En cuanto a la comparación para distinto número de repeticiones (Tabla 4), se aplicaron las pruebas comparando 8 con 16, 16 con 24 y 8 con 24, y en todos los casos la prueba F y el t-Student indicaron que no es posible concluir que existan diferencias significativas al comparar las varianzas y las medias entre los grupos, tanto para la exposición total como para la exposición por sedimento (p -valor $> 0,05$).

Tabla 3. Significancia estadística obtenida al analizar la diferencia entre las varianzas y medias de los porcentajes de exposición total y de exposición por sedimento variando la escala del modelo.*Table 3. Statistical significance obtained from analyzing the differences between variances and means of total exposure percentages and sediment exposure percentages by varying the model scale.*

	Grupos comparados	Prueba estadística	p-valor
Exposición total	Escala 1:1 vs. 3:4	Prueba F	0,00838
		t-Student	0,00413
Exposición por sedimento	Escala 1:1 vs. 3:4	Prueba F	0,3986
		t-Student	0,04708

Tabla 4: Significancia estadística obtenida al analizar la diferencia entre las varianzas y medias de los porcentajes de exposición total y de exposición por sedimento variando el número de repeticiones.

Table 4. Statistical significance obtained from analyzing the differences between variances and means of total exposure percentages and sediment exposure percentages by varying the number of repetitions.

	Grupos comparados	Prueba estadística	p-valor
Exposición total	8 vs. 16 repeticiones	Prueba F	0,315
		t-Student	0,5397
	16 vs. 24 repeticiones	Prueba F	0,944
		t-Student	0,8694
	8 vs. 24 repeticiones	Prueba F	0,3173
		t-Student	0,6149
Exposición por sedimento	8 vs. 16 repeticiones	Prueba F	0,6898
		t-Student	0,9162
	16 vs. 24 repeticiones	Prueba F	0,7095
		t-Student	0,9084
	8 vs. 24 repeticiones	Prueba F	0,4696
		t-Student	0,8846

4. Discusión y conclusiones

El desafío de la experimentación con modelos físicos de laboratorio consiste, por un lado, en lograr reproducir el fenómeno de manera veraz limitando la cantidad de repeticiones necesarias para capturar la variabilidad estadística de los patrones y, por otra parte, representar el sistema de estudio reduciendo lo más posible la diferencia de escala entre modelo y prototipo para así limitar las distorsiones generadas por las limitaciones del escalamiento. La dificultad de intentar compatibilizar ambos propósitos radica en que al aumentar el tamaño del modelo se requiere incrementar el gasto de recursos monetarios y de tiempo (ya que la escala geométrica afecta la escala temporal en que ocurren los procesos) restringiendo las posibilidades de realizar una mayor cantidad de ejecuciones experimentales, lo cual introduce un riesgo y una mayor incertidumbre sobre la validez de los resultados.

A pesar de la gran variedad de trabajos que se han realizado basándose en el estudio de modelos escalados, la discusión sobre la existencia de una aparente independencia de escala en la naturaleza se ha abordado hasta la actualidad tan solo de forma teórica y mediante

la comparación de los hallazgos experimentales con modelos numéricos y observaciones de campo (Clarke, 2015), ya que en la actualidad se carece de una base física teórica para su comprensión (Paola *et al.*, 2009). Debido a esto, las preocupaciones sobre cuán representativos son estos modelos de los sistemas reales continúan produciendo escepticismo e incertidumbre en el trabajo de investigación experimental, especialmente al aplicar esta técnica a un análisis cuantitativo y predictivo de un prototipo específico en el campo; por lo que, aunque muchos conceptos básicos parezcan ser independientes de la escala y los detalles del proceso (Martin *et al.*, 2009), los hallazgos generados a partir de modelos a pequeña escala a menudo se utilizan tan solo para mejorar la comprensión del proceso cualitativo (Clarke, 2015). Así mismo, en la escasa literatura que brinda orientaciones sobre la aleatoriedad de los procesos y el número adecuado de repeticiones, esta problemática se suele abordar bajo principios teóricos buscando reducir la varianza de los resultados, para lo cual se utilizan enfoques probabilísticos por medio de intervalos de confianza y cálculos de precisión estadística de las estimaciones (Schalko, 2017; Furlan *et al.*, 2019). Por lo anterior, se hace necesario abordar estas cuestiones de manera experimental,

para lo cual esta investigación constituye una primera aproximación que contribuye a avanzar hacia una comprensión cuantitativa y estadística de estos fenómenos, permitiendo complementar las discusiones previas y vislumbrar nuevas aristas de investigación para desarrollar a futuro.

Los resultados presentados en este estudio proporcionan evidencia convincente de que los patrones obtenidos en el abanico aluvial al variar la escala del modelo utilizado exhiben diferencias considerables. La distribución espacial de la probabilidad de exposición muestra que al disminuir la escala se obtiene un patrón de flujo menos confinado, áreas más extensas tanto para las probabilidades máximas como para las probabilidades no nulas y un depósito más distal del sedimento. Además, se identifican en particular zonas con discrepancias significativas en la probabilidad de exposición entre ambas escalas, lo cual tiene una implicancia directa en la aplicación de modelos escalados para el estudio de riesgos asociados a abanicos aluviales reales, ya que es evidente que al cambiar la escala del modelo no se obtiene la misma indicación sobre el peligro. Por otra parte, el análisis estadístico de los porcentajes de exposición dados por los diagramas de caja y la prueba t-Student, verifica la existencia de variaciones estadísticamente significativas en la respuesta de los modelos de escalas diferentes.

Estas incongruencias en el comportamiento del flujo y los patrones resultantes reflejan una disimilitud en la cinemática de los procesos subyacentes ocurridos en el abanico, incluso bajo la generación de condiciones iniciales experimentalmente equivalentes y utilizando las ecuaciones dadas por la similitud de Froude. Por lo tanto, se puede establecer que, al menos para una similitud estadística y bajo condiciones de flujo no confinadas (como son los abanicos aluviales), la independencia de escala no aplica totalmente. De hecho, considerando que la diferencia de escala entre los dos modelos utilizados en esta investigación es mucho menor que la diferencia de escala existente entre los modelos de laboratorio

y los sistemas naturales a escala de campo, para poder tener confianza en la aplicabilidad de los resultados experimentales a prototipos reales debería obtenerse una independencia de escala mucho más extensa para el caso de este estudio. En este sentido, para efectos de representar un prototipo de abanico aluvial real en el campo y, más aún, en estudios cuyo objetivo sea analizar cómo se distribuye la exposición y evaluar o recomendar medidas de prevención de riesgos, no parece lo suficientemente seguro basarse en un modelo escalado de la realidad, ya que las indicaciones que estos proporcionan sobre el peligro no son congruentes entre las distintas escalas, por lo que no es posible distinguir qué modelo proporciona la información más acertada.

Sin embargo, cabe señalar que los hallazgos discutidos en este trabajo corresponden a un modelo experimental de abanico aluvial con determinadas características topográficas y no son necesariamente extrapolables a otros sistemas, por ejemplo, con diferentes condiciones de confinamiento del flujo. Por lo tanto, pese a las deficiencias que se evidencian acerca de la eficacia de la independencia de escala, es necesario realizar más investigaciones con el fin de poder evaluar y comprender los efectos de estas limitaciones en cada caso y, si es posible, establecer mecanismos para corregir o reducir su impacto. Así, dependiendo de cuál sea el propósito del diseño hidráulico que se desee realizar se podrían explorar distintas soluciones que ayuden a reducir la incertidumbre introducida por los problemas de escalamiento.

Por otra parte, al aumentar el número de repeticiones de 8 a 24 no varió significativamente la respuesta en términos estadísticos, ni en los porcentajes de área expuesta ni en la distribución espacial de la probabilidad de exposición y, por tanto, tampoco en la indicación del peligro. Esto implica que, si el objetivo al escoger un tamaño de muestra es reducir y optimizar el trabajo experimental sin perder información relevante y garantizando la representatividad de los resultados, carece de sentido realizar 24 repeticiones por experimento en este caso, ya

que con 8 experimentos los resultados estadísticos y la respuesta de la indicación del peligro son suficientemente fidedignos. Sin embargo, cabe señalar que estos resultados se obtuvieron al analizar únicamente el área expuesta como variable de respuesta, por lo que es posible que al considerar otras variables (tales como: volúmenes y formas tridimensionales de los depósitos, procesos autógenos, etc.) el número de repeticiones requeridas para que los resultados sean estadísticamente representativos sea mayor.

Recalamos que los efectos de modelo y los efectos de escala siempre existirán al reducir geoméricamente una geoforma fluvial. Para mitigar eficazmente estos efectos de escala, decidimos aplicar una reducción mínima en este estudio (de 1:1 a 1:¼). Entre los efectos de modelo que pueden existir, hay que considerar el mecanismo de inicio del deslizamiento del material sólido y el inicio de la descarga líquida. En relación con lo primero, la rapidez de la apertura de la compuerta manual garantiza, dentro de ciertos límites, una similitud de proceso relativamente alta. En relación con el mecanismo de inicio de la descarga líquida, seguramente se pueden hipotetizar mejoras técnicas. De todas formas, dada la reducción mínima de escala implementada, el mecanismo adoptado interfiere en medida exigua.

Según lo reportado por Kessler *et al.* (2020), efectos de escala significativos están relacionados con la fuerza de arrastre del material sólido granular en experimentos de deslizamiento de material granular seco, también cuando el número de Reynolds del grano varía en el rango de 10^2 a 10^3 y las escalas empleadas en la modelación física varían con un factor 4. En este caso, no pudimos cuantificar este efecto en relación a nuestros experimentos y asumimos que, aun cuando adoptamos una reducción mínima de escala, este efecto no pudo ser completamente eliminado y, de hecho, puede ser una de las causas de la falta de independencia de escala de los patrones distributivos observados.

Por otra parte, tanto la efectividad de la independencia de escala como el tamaño de muestra adecuado para el programa experimental son factores que dependen de las características del sistema y del tipo de fenómeno en cuestión, por lo que, para tener una mayor certeza al momento de escoger las condiciones adecuadas para el trabajo experimental, ambos factores debiesen ser evaluados previamente según cada caso particular. Por esta razón, como recomendación para futuras investigaciones que involucren modelos físicos, se sugiere trabajar preliminarmente con modelos de escala reducida para evaluar tanto la variabilidad estadística de la dinámica distributiva como la efectividad de la independencia de escala aplicados específicamente al sistema y fenómeno de interés, para detectar tempranamente las limitaciones experimentales y generar soluciones pertinentes. De este modo sería posible determinar experimentalmente cuál es el mejor escenario de investigación posible, que contemple un número de repeticiones por experimento suficientemente representativo y, a la vez, permita reducir tanto como sea posible la relación de escala geométrica entre modelo y prototipo, asegurando la construcción de un modelo definitivo que resulte confiable y que se adapte a los recursos y plazos disponibles para llevar a cabo el programa experimental.

Por último, si bien lo revelado en esta investigación constituye una primera aproximación cuantitativa a esclarecer la efectividad de la independencia de escala, nuevas preguntas y aristas de investigación se desprenden de los resultados presentados. Es evidente la necesidad de desarrollar nuevas propuestas para estudios futuros que permitan alcanzar un entendimiento más acabado acerca de cómo opera la independencia de escala, en qué condiciones topográficas y de flujo funciona mejor, qué variables influyen en su efectividad, con qué se relaciona la pérdida de similitud cinemática de los modelos y cómo se puede corregir, entre otros aspectos relevantes.

Dentro de los estudios que podrían proporcionar información útil se encuentra el análisis de los resultados tridimensionales de los experimentos y la similitud estadística en la distribución de los volúmenes depositados sobre la superficie del abanico, lo cual se podría realizar con técnicas fotogramétricas de reconstrucción 3D. Dicha variable, al igual que el área de exposición, podría ser también estudiada bajo diferentes condiciones de carga para determinar si estas tienen algún efecto en la efectividad de la independencia de escala. También podría resultar interesante estudiar la similitud de los patrones de flujo en modelos con condiciones menos extremas de confinamiento (por ejemplo, un corredor fluvial en condiciones aluviales) y, dado que un factor que influye en el confinamiento del flujo es la topografía de la superficie por la cual transcurre, convendría analizar la respuesta de similitud cinemática del flujo en modelos de abanicos aluviales con diferentes características topográficas, por ejemplo, variando la curvatura de la superficie cónica o la pendiente del perfil longitudinal del abanico.

Otro elemento de análisis potencial para la comprensión de la independencia de escala podría apuntar a clarificar en qué medida existe la similitud cinemática incluyendo la variable de temporalidad de los procesos, ya que, incluso la existencia de similitud estadística en los patrones resultantes de un experimento no implica que la dinámica en el proceso haya sido la misma. Esto podría llevarse a cabo analizando la evolución en el tiempo de la frontera de propagación del flujo, de manera que la similitud cinemática entre ambas escalas se daría si estos bordes de propagación resultaran ser estadísticamente similares al comparar pares de fotogramas correspondientes a tiempos homólogos del experimento. Esto permitiría constatar, por una parte, si en experimentos que muestran un patrón similar en el resultado final la construcción de dicho patrón está dada por una dinámica que es similar en el tiempo y, por otro lado, identificar cómo es la evolución de la similitud a lo largo del tiempo en experimentos que muestran patrones diferentes en

el resultado final (es decir, cómo y cuándo se pierde la similitud). Todos estos aspectos son esenciales para avanzar tanto en la comprensión de los orígenes y límites de la independencia de escala como en la física involucrada en los flujos bifásicos y la naturaleza de la variabilidad de los procesos que ocurren en este tipo de sistemas. Adquirir estos conocimientos es fundamental para mejorar nuestras herramientas de análisis y seguir desarrollando estrategias eficaces de adaptación de las sociedades ante el riesgo de inundación. En este sentido, y a modo de conclusión, los modelos empleados están disponibles en el laboratorio de procesos superficiales de la Facultad de Ciencias de la Universidad Austral de Chile y, dado su tamaño reducido, pueden ser trasladados a otros laboratorios para futuras investigaciones relacionadas.

Agradecimientos

Esta investigación fue realizada en el marco del proyecto ANID/FONDECYT Regular Nr. 1200091 “*Unravelling the dynamics and impacts of sediment-laden flows in urban areas in southern Chile as a basis for innovative adaptation* (SEDIMPACT) “.

Referencias

- Alperin, M. (2013). *Introducción al análisis estadístico de datos geológicos*. Libros de Cátedra, Universidad Nacional de La Plata, 282 p. <https://doi.org/10.35537/10915/34221>
- Antronico, L., Greco, R., Robustelli, G., Sorriso-Valvo, M. (2015). Short-term evolution of an active basin-fan system, Aspromonte, south Italy. *Geomorphology*, 228, 536-551. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.10.013>
- Blair, T.C., McPherson, J.G. (1994). Alluvial Fan Processes and Forms. In A.D. Abrahams, A.J. Parsons (Eds.) *Geomorphology of Desert Environments* (pp. 354-402). https://doi.org/10.1007/978-94-015-8254-4_14
- Blair, T.C., McPherson, J.G. (2009). Processes and forms of alluvial fans. In A.J. Parsons, A.D. Abrahams (Eds.) *Geomorphology of desert environments* (pp. 413 - 467). <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5719-9>

- Blasi, A., Mazzorana, B., Sturm, M., Gems, B.N. (2023). Spatial patterns of exposure to sediment-laden flows on an experimental alluvial fan. *Cuaternario y Geomorfología*, 37(1-2), 77-112. <https://doi.org/10.17735/cyg.v37i1-2.95210>
- Bull, W.B. (1977). The alluvial-fan environment. *Progress in Physical Geography*, 1(2), 222-270. <https://doi.org/10.1177/030913337700100202>
- Cazanacli, D., Paola, C., Parker, G., Asce, M. (2002). Experimental Steep, Braided Flow: Application to Flooding Risk on Fans. *Journal of Hydrologic Engineering*, 128(3), 1-9. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2002\)128:3\(322\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2002)128:3(322))
- Chanson, H. (2004). *Hydraulics of open channel flow* (2nd ed.). Elsevier, 579 p.
- Clarke, L.E. (2015). Experimental alluvial fans: Advances in understanding of fan dynamics and processes. *Geomorphology*, 244, 135-145. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.04.013>
- Clarke, L., Quine, T.A., Nicholas, A. (2010). An experimental investigation of autogenic behaviour during alluvial fan evolution. *Geomorphology*, 115(3-4), 278-285. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.06.033>
- Clarkson, P.J. (1999). *Small scale hydraulic modelling of alluvial fans*. Tesis doctoral, Lincoln University. <https://hdl.handle.net/10182/3302>
- Clevis, Q., de Boer, P., Wachter, M. (2003). Numerical modelling of drainage basin evolution and three-dimensional alluvial fan stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 163(1-2), 85-110. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00174-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00174-X)
- Colombo, F. (2010). Abanicos aluviales: Secuencias y modelos de sedimentación. In A. Arche (Ed.) *Sedimentología. Del Proceso Físico a La Cuenca Sedimentaria* (pp. 131-224). Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.
- Davies, T.R., McSaveney, M.J., Clarkson, P.J. (2003). Anthropogenic aggradation of the Waiho River, Westland, New Zealand: Microscale modelling. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(2), 209-218. <https://doi.org/10.1002/esp.449>
- Furlan, P., Pfister, M., Matos, J., Amado, C., Schleiss, A.J. (2019). Experimental repetitions and blockage of large stems at ogee crested spillways with piers. *Journal of Hydraulic Research*, 57(2), 250-262. <https://doi.org/10.1080/00221686.2018.1478897>
- Guerit, L., Devauchelle, O., Lajeunesse, E., Barrier, L. (2014). Laboratory alluvial fans in one dimension. *Physical Review E*, 90(2), 022203, 1-7. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.90.022203>
- Hamilton, P.B., Strom, K., Hoyal, D.C.J.D. (2013). Autogenic incision-backfilling cycles and lobe formation during the growth of alluvial fans with supercritical distributaries. *Sedimentology*, 60, 1498-1525. <https://doi.org/10.1111/sed.12046>
- Harvey, A.M. (2002). The role of base-level change in the dissection of alluvial fans: Case studies from southeast Spain and Nevada. *Geomorphology*, 45(1-2), 67-87. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00190-8](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00190-8)
- Hooke, R. (1967). Processes on Arid-Region. *The Journal of Geology*, 75(4), 438-460. <https://doi.org/10.1086/627271>
- Hooke, R. (1968). Model Geology: Prototype and Laboratory Streams: Discussion. *GSA Bulletin*, 79, 391-394. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1968\)79\[391:MGPALS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1968)79[391:MGPALS]2.0.CO;2)
- Hooke, R.B. Le, Rohrer, W.L. (1979). Geometry of alluvial fans: Effect of discharge and sediment size. *Earth Surface Processes*, 4(2), 147-166. <https://doi.org/10.1002/ESP.3290040205>
- Hooke, R., Dorn, R. (1992). Segmentation of alluvial fans in Death Valley, California: new insights from surface exposure dating and laboratory modelling. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 557-574. <https://doi.org/10.1002/esp.3290170603>
- Kessler, M., Heller, V., Turnbull, B. (2020). Grain Reynolds number scale effects in dry granular slides. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125(1), 1-19. <https://doi.org/10.1029/2019JF005347>
- Martin, J., Sheets, B., Paola, C., Hoyal, D. (2009). Influence of steady base-level rise on channel mobility, shoreline migration, and scaling properties of a cohesive experimental delta. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(3), 1-15. <https://doi.org/10.1029/2008JF001142>
- Mazzorana, B., Ghiandoni, E., Picco, L. (2020). How do stream processes affect hazard exposure on alluvial fans? Insights from an experimental study. *Journal of Mountain Science*, 17(4), 753-772. <https://doi.org/10.1007/s11629-019-5788-x>
- Mokarram, M., Pourghasemi, H.R., Tiefenbacher, J.P. (2021). Morphometry of AFs in upstream and downstream of floods in Gribayegan, Iran. *Natural Hazards*, 108(1), 425-450 <https://doi.org/10.1007/s11069-021-04690-0>

- Okunishi, K., Suwa, H. (2001). Assessment of debris-flow hazards of alluvial fans. *Natural Hazards*, 23(2-3), 259-269. <https://doi.org/10.1023/A:1011162516211>
- Paola, C. (2000). Quantitative models of sedimentary basin filling. *Sedimentology*, 47, 121-178. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00006.x>
- Paola, C., Straub, K., Mohrig, D., Reinhardt, L. (2009). The “unreasonable effectiveness” of stratigraphic and geomorphic experiments. *Earth-Science Reviews*, 97(1-4), 1-43. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.05.003>
- Peakall, J., Ashworth, P., Best, J. (1996). Physical modelling in fluvial geomorphology: principles, applications and unresolved issues. In B.L. Rhoads, C.E. Thorn (Eds.) *The scientific nature of geomorphology*, (pp. 221-253). Wiley & Sons.
- Reitz, M.D., Jerolmack, D.J., Swenson, J.B. (2010). Flooding and flow path selection on alluvial fans and deltas. *Geophysical Research Letters*, 37, 1-5. <https://doi.org/10.1029/2009GL041985>
- Ruiz-Villanueva, V., Mazzorana, B., Bladé, E., Bürkli, L., Iribarren-Anacona, P., Mao, L., Nakamura, F., Ravazzolo, D., Rickenmann, D., Sanz-Ramos, M., Stoffel, M., Wohl, E. (2019). Characterization of wood-laden flows in rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(9), 1694-1709. <https://doi.org/10.1002/esp.4603>
- Santangelo, N., Santo, A., Di Crescenzo, G., Foscari, G., Liuzza, V., Sciarrotta, S., Scorpio, V. (2011). Flood susceptibility assessment in a highly urbanized alluvial fan: The case study of Sala Consilina (southern Italy). *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(10), 2765-2780. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-2765-2011>
- Schalko, I. (2017). *Large wood accumulation probability at a single bridge pier*. In Proceedings of the 37th IAHR World Congress (pp. 1704-1713). International Association for Hydro-Environment Engineering and Research (IAHR).
- Schumm, S.A. (1977). *The Fluvial System*. John Wiley and Sons, New York.
- Schumm, S.A., Mosley, M.P., Weaver, W. (1987). *Experimental fluvial geomorphology*. John Wiley and Sons Inc., New York, NY.
- Straight, B. (1992). *The Water Flow and Building Behaviour of a Small Alluvial Fan: A Thesis Submitted in Partial Fulfilment of the Requirements for the Degree of Master of Applied Science at Lincoln University*. Tesis Doctoral. Lincoln University.
- Straub, K.M., Esposito, C.R. (2013). Influence of water and sediment supply on the stratigraphic record of alluvial fans and deltas: Process controls on stratigraphic completeness. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(2), 625-637. <https://doi.org/10.1002/jgrf.20061>
- Straub, K.M., Wang, Y. (2013). Influence of water and sediment supply on the long-term evolution of alluvial fans and deltas: Statistical characterization of basin-filling sedimentation patterns. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(3), 1602-1616. <https://doi.org/10.1002/jgrf.20095>
- QGIS (2018). *QGIS Python Plugins Repository*. Accessed online at: <https://plugins.qgis.org/plugins/TomBio/>
- van Dijk, M., Postma, G., Kleinhans, M.G. (2008). Autogenic cycles of sheet and channelised flow on fluvial fan-deltas. In C.M. Dohmen-Janssen, S.J.M.H. Hulcher. *River, Coastal, and Estuarine Morphodynamics* (pp. 823-828). Taylor and Francis Group, London. <https://doi.org/10.1201/NOE0415453639-c104>
- van Dijk, M., Postma, G., Kleinhans, M. (2009). Autocyclic behaviour of fan deltas: an analogue experimental study. *Sedimentology*, 56, 1569-1589. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01047.x>
- van Dijk, M., Kleinhans, M.G., Postma, G., Kraal, E. (2012). Contrasting morphodynamics in alluvial fans and fan deltas: effect of the downstream boundary. *Sedimentology*, 59, 2125-2145. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01337.x>
- Whipple, K.X., Parker, G., Paola, C., Mohrig, D. (1998). Channel dynamics, sediment transport, and the slope of alluvial fans: experimental study. *The Journal of geology*, 106(6), 677-694. <https://doi.org/10.1086/516053>
- Wigner, E.P. (1960). The Unreasonable Effectiveness of Mathematics in the Natural Sciences. *Mathematics and Science*, 291-306. https://doi.org/10.1142/9789814503488_0018
- Yalin, M.S. (1971). *Theory of hydraulic models*. Macmillan Press. <https://doi.org/10.1007/978-1-349-00245-0>
- Zarn, B., Davies, T.R.H. (1994). The significance of processes on alluvial fans to hazard assessment. *Zeitschrift Für Geomorphologie*, 38(4), 487-500. <https://doi.org/10.1127/ZFG/38/1994/487>

Recibido el 8 de marzo de 2024

Aceptado el 22 de mayo de 2025

Material suplementario

S1. Cálculos realizados para obtener la cantidad de sedimento, volumen de agua y tiempo requeridos para cada configuración experimental, a partir de los parámetros establecidos para el volumen total (V_t), fracción de sedimento (F_s) y caudal (Q), considerando un valor de $2,58 \text{ g/cm}^3$ para la densidad de los granos de cuarzo utilizados.

$$\text{Sedimento (g)} = \frac{F_s [\%] * V_t [L] * 1000 \left[\frac{\text{cm}^3}{L} \right] * 2,58 \left[\frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \right]}{100} \quad (26)$$

$$\text{Volumen de agua (l)} = \frac{(100 - F_s [\%])}{100} * V_t [L]$$

$$\text{Tiempo (s)} = \frac{V_t [L] * 1000 \left[\frac{\text{cm}^3}{L} \right]}{Q \left[\frac{\text{cm}^3}{s} \right]}$$

Escala	$V_t [L]$	$F_s [\%]$	$Q \left[\frac{\text{cm}^3}{s} \right]$	Sedimento (g)	Volumen agua (l)	Tiempo (s)
1:1	0,8	6	36,5	124	0,75	21
3:4	0,34	6	17,8	52	0,32	18

Tabla S1. Parámetros utilizados en las ejecuciones experimentales de cada configuración.

Table S1. Parameters used in the experimental runs for each configuration.

S2. Resumen de datos estadísticos espaciales para las distintas distribuciones analizadas de la probabilidad de exposición (probabilidad nula, probabilidad máxima, probabilidad intermedia y probabilidad ponderada).

$\bar{X}$: coordenada 'x' del centro medio; $\bar{Y}$: coordenada 'y' del centro medio; a: distancia estándar del eje mayor (m); b: distancia estándar del eje menor (m); θ : ángulo de rotación con respecto al eje mayor (grados); ϵ : excentricidad.

Elipse	$\bar{X}$	$\bar{Y}$	a	b	θ	ϵ
Probabilidad 0	1115,58	-567,23	710,06	246,57	91,66	0,94
Probabilidad 1	909,03	-366,91	333,63	135,87	17,57	0,91
Probabilidad intermedia	855,52	-591,00	392,00	293,61	67,60	0,66
Pesos	864,95	-482,68	389,33	210,53	25,13	0,84

Tabla S2.1. Datos espaciales para exposición total de 8 repeticiones en escala 1:1.

Table S2.1. Spatial data for total exposure from 8 repetitions at 1:1 scale.

Elipse	$\bar{X}$	$\bar{Y}$	a	b	θ	ϵ
Probabilidad 0	1060,53	-573,90	616,58	278,38	91,52	0,89
Probabilidad 1	958,22	-150,73	244,01	72,13	86,76	0,96
Probabilidad intermedia	831,97	-490,89	400,56	231,68	42,14	0,82
Pesos	853,62	-386,25	424,46	214,80	39,13	0,86

Tabla S2.2. Datos espaciales para exposición por sedimento de 8 repeticiones en escala 1:1.

Table S2.2. Spatial data for sediment exposure from 8 repetitions at 1:1 scale.

Elipse	$\bar{X}$	$\bar{Y}$	a	b	θ	ϵ
Probabilidad 0	1108,19	-560,07	747,22	245,49	91,57	0,94
Probabilidad 1	926,03	-335,39	301,01	131,31	15,59	0,90
Probabilidad intermedia	884,98	-594,32	398,76	295,65	73,81	0,67
Pesos	873,81	-479,03	385,50	210,98	24,31	0,84

Tabla S2.3. Datos espaciales para exposición total de 16 repeticiones en escala 1:1.

Table S2.3. Spatial data for total exposure from 16 repetitions at 1:1 scale.

Elipse	$\bar{X}$	$\bar{Y}$	a	b	θ	ϵ
Probabilidad 0	1075,51	-572,49	640,56	272,59	92,12	0,90
Probabilidad 1	972,90	-153,74	244,55	70,05	85,67	0,96
Probabilidad intermedia	846,14	-502,77	393,74	247,26	41,44	0,78
Pesos	871,16	-378,11	416,00	216,56	38,38	0,85

Tabla S2.4. Datos espaciales para exposición por sedimento de 16 repeticiones en escala 1:1.

Table S2.4. Spatial data for sediment exposure from 16 repetitions at 1:1 scale.

Elipse	$\bar{X}$	$\bar{Y}$	a	b	θ	ϵ
Probabilidad 0	1118,95	-547,85	761,65	236,11	91,91	0,95
Probabilidad 1	928,58	-308,75	263,62	126,31	16,23	0,88
Probabilidad intermedia	894,37	-596,01	408,47	301,57	76,04	0,67
Pesos	873,09	-479,60	384,90	213,57	24,84	0,83

Tabla S2.5. Datos espaciales para exposición total de 24 repeticiones en escala 1:1.

Table S2.5. Spatial data for total exposure from 24 repetitions at 1:1 scale.

Elipse	$\bar{X}$	$\bar{Y}$	a	b	θ	ϵ
Probabilidad 0	1091,77	-572,19	665,22	264,60	92,77	0,92
Probabilidad 1	971,25	-164,01	240,73	54,66	88,12	0,97
Probabilidad intermedia	857,18	-504,53	393,58	251,46	39,97	0,77
Pesos	880,71	-379,06	420,67	215,80	37,82	0,86

Tabla S2.6. Datos espaciales para exposición por sedimento de 24 repeticiones en escala 1:1.

Table S2.6. Spatial data for sediment exposure from 24 repetitions at 1:1 scale.

Elipse	$\bar{X}$	$\bar{Y}$	a	b	θ	ϵ
Probabilidad 0	1172,15	-511,93	778,26	252,76	93,12	0,95
Probabilidad 1	933,41	-340,17	263,03	204,01	7,52	0,63
Probabilidad intermedia	913,63	-637,13	519,05	262,27	86,39	0,86
Pesos	890,88	-487,19	365,61	312,64	52,04	0,52

Tabla S2.7. Datos espaciales para exposición total de 8 repeticiones en escala 3:4.

Table S2.7. Spatial data for total exposure from 8 repetitions at 3:4 scale.

Elipse	$\bar{X}$	$\bar{Y}$	a	b	θ	ϵ
Probabilidad 0	1081,17	-588,19	593,46	307,15	90,26	0,86
Probabilidad 1	973,52	-256,02	322,66	85,85	81,59	0,96
Probabilidad intermedia	832,22	-497,21	434,39	274,23	67,80	0,78
Pesos	873,76	-381,71	404,08	232,75	67,75	0,82

Tabla S2.8. Datos espaciales para exposición por sedimento de 8 repeticiones en escala 3:4.

Table S2.8. Spatial data for sediment exposure from 8 repetitions at 3:4 scale.

S3. Cálculos de los porcentajes de área expuesta total y por sedimento para cada experimento, realizados a partir de la cuantificación de celdas expuestas respecto a la cantidad de celdas totales de la grilla.

Repeticición	Celdas Totales	Exposición Total	Exposición Sedi- mento	% Total	% Sedimento
1	10387	4325	2261	41,64	21,77
2	10387	4286	1268	41,26	12,21
3	10387	4003	1139	38,54	10,97
4	10387	4569	1510	43,99	14,54
5	10387	4560	1695	43,90	16,32
6	10387	4001	1048	38,52	10,09
7	10387	4452	1489	42,86	14,34
8	10387	3799	893	36,57	8,60
9	10387	4004	1944	38,55	18,72
10	10387	4041	1443	38,90	13,89
11	10387	4044	1333	38,93	12,83
12	10387	4104	1115	39,51	10,73
13	10387	4754	1755	45,77	16,90
14	10387	4657	1521	44,83	14,64
15	10387	3589	1077	34,55	10,37
16	10387	3159	817	30,41	7,87
17	10387	5026	1957	48,39	18,84
18	10387	4225	1592	40,68	15,33
19	10387	4160	1129	40,05	10,87
20	10387	4067	1344	39,15	12,94
21	10387	4157	1354	40,02	13,04
22	10387	4584	1350	44,13	13,00
23	10387	3612	926	34,77	8,91
24	10387	3875	1168	37,31	11,24

Tabla S3.1. Porcentajes de área expuesta para escala 1:1.

Table S3.1. Percentages of exposed area for the 1:1 scale.

Repetición	Celdas Totales	Exposición Total	Exposición Sedimento	% Total	% Sedimento
1	10953	4351	1748	39,72	15,96
2	10953	5357	1635	48,91	14,93
3	10953	5513	1507	50,33	13,76
4	10953	6185	1817	56,47	16,59
5	10953	6021	2356	54,97	21,51
6	10953	5141	1776	46,94	16,21
7	10953	6730	2300	61,44	21,00
8	10953	7258	2240	66,26	20,45

Tabla S3.2. Porcentajes de área expuesta para escala 3:4.

Table S3.2. Percentages of exposed area for the 3:4 scale.

S4. Resumen de las medidas estadísticas de los diagramas de caja generados a partir de los datos de exposición total y exposición por sedimento para diferentes escalas y distinto número de repeticiones.

	Escala	Mediana	Valor mínimo	Valor máximo	Rango valores típicos	Q1	Q3	IQR
Exposición total	1:1	41,45	36,57	43,99	7,41	38,53	43,12	4,59
	3:4	52,65	39,72	66,26	26,54	48,42	57,71	9,30
Exposición sedimento	1:1	13,27	8,60	21,77	13,17	10,75	14,98	4,24
	3:4	16,40	13,76	21,51	7,75	15,70	20,59	4,89

Tabla S4.1. Medidas estadísticas para diagramas de caja al variar la escala del modelo.

Table S4.1. Statistical measures for boxplots varying the model scale.

	Tamaño muestra	Mediana	Valor mínimo	Valor máximo	Rango valores típicos	Q1	Q3	IQR
Exposición total	8	41,45	36,57	43,99	7,41	38,53	43,12	4,59
	16	39,22	34,55	45,77	11,22	38,53	43,12	4,59
	24	39,77	34,55	48,39	13,84	38,53	43,12	4,59
Exposición sedimento	8	13,27	8,60	21,77	13,17	10,75	14,98	4,24
	16	13,36	7,87	21,77	13,90	10,64	15,06	4,42
	24	12,97	7,87	18,84	10,97	10,84	14,81	3,98

Tabla S4.2. Medidas estadísticas para diagramas de caja al variar el número de experimentos.

Table S4.2. Statistical measures for boxplots varying the number of experiments.

S5. Resumen de las significancias estadísticas obtenidas para los distintos grupos de datos analizados mediante el test de normalidad Shapiro-Wilk, donde un p-valor < 0,05 conduce a rechazar la hipótesis nula de que el grupo de datos sigue una distribución normal.

Exposición total	Escala 1:1	p-valor = 0,3924
	Escala 3:4	p-valor = 0,9931
Exposición por sedimento	Escala 1:1	p-valor = 0,5886
	Escala 3:4	p-valor = 0,1914

Tabla S5.1. Significancia estadística de test de normalidad Shapiro-Wilk para ocho experimentos de cada escala.

Table S5.1. Statistical significance of the Shapiro-Wilk normality test for eight experiments at each scale.

Exposición total	8 repeticiones	p-valor = 0,3924
	16 repeticiones	p-valor = 0,4326
	24 repeticiones	p-valor = 0,8842
Exposición por sedimento	8 repeticiones	p-valor = 0,5886
	16 repeticiones	p-valor = 0,7795
	24 repeticiones	p-valor = 0,5099

Tabla S5.2. Significancia estadística de test de normalidad Shapiro-Wilk para distinto número de experimentos de la escala 1:1.

Table S5.2. Statistical significance of the Shapiro-Wilk normality test for different numbers of experiments at 1:1 scale.

ÍNDICE / INDEX

Prólogo CyG

<i>Poblete Piedrabuena, M.A.</i> Patrimonio natural y geomorfología. Los lugares de interés geomorfológico del Parque Natural del Cañón del Río Lobos.....	3
<i>Álvarez-Alonso, D.; de Andrés-Herrero, M^a.; Díez-Herrero, A.</i> Más que una huella dactilar en un canto rodado de granito	8

Artículos de Investigación / Research Papers

<i>Silva, P.G.; Bardají, T.; Rodríguez-Vidal, J.</i> La Historia de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario. Parte II: AEQUA en el cambio de siglo (1990 - 2005)	13
<i>Benito-Calvo, A.; Martínez-Fernández, A.; Moreno, D.; Chicote Cuesta, A.</i> Superficies de erosión y denudación durante el Cenozoico en el Geoparque Mundial de la UNESCO Las Loras (cordillera Cantábrica, Burgos-Palencia)	35
<i>Florín, R.; Mazzorana, B.; Rojas, I.; Iribarren, P.</i> Efectividad y límites de la independencia de escala en las huellas deposicionales de un abanico aluvial experimental.....	69

