

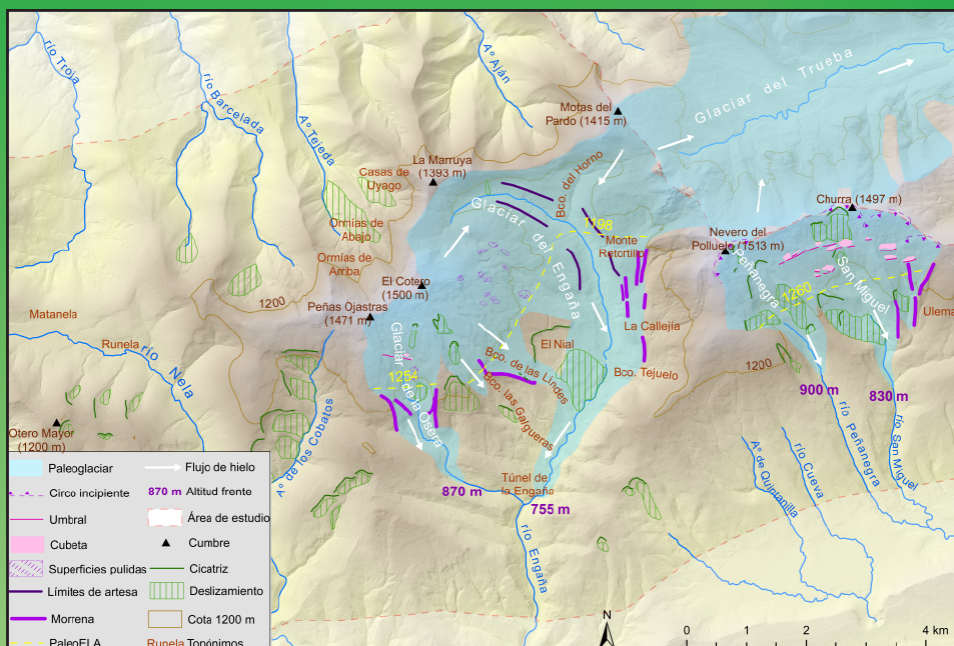
C y G

Vol. 37 (1-2)

Junio 2023

ISSN: 0214-1744

ISSNe: 2695-8589



Spanish Journal of Quaternary and Geomorphology





CUATERNARIO y GEOMORFOLOGÍA

SPANISH JOURNAL OF QUATERNARY & GEOMORPHOLOGY

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

Editores Principales - Editors in-Chief:

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

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

Editores Adjuntos - Associated Editors:

David 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 (Universidad 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:

Esquema geomorfológico con la localización de las principales formas glaciares y deslizamientos, la altitud de la línea de equilibrio glacial y la extensión estimada que tuvieron los glaciares de los Montes del Somo (Burgos-Cantabria).

Geomorphological map showing main glacial landforms, landslides, the equilibrium line altitude and estimated paleoglacier surfaces of the Montes del Somo (Burgos-Cantabria).

ÍNDICE / INDEX**Prólogos CyG**

<i>Desir, G.; Nadal E.; Regüés, D.</i> XVI Reunión Nacional de Geomorfología Zaragoza (6-8 septiembre 2023) “Aprendiendo del pasado proyectando hacia el futuro”	3
<i>Vázquez Tarrío, D.; Sandoval Rincón, K.P.; Díez Herrero, A.</i> REDCEMOS. Red Científica Española de Morfodinámica Fluvial y Observatorio de Sedimentos en ríos.....	5

Artículos de Investigación / Research Papers

<i>Morey, B.</i> El potencial interpretativo de las acumulaciones de restos de moluscos litorales en las principales bahías de Mallorca (Archipiélago Balear. Mediterráneo occidental). Del Pleistoceno Superior al registro actual	9
<i>Hernández, A.; González-Villanueva, R.; Carballeira, R.; Bao, R.; Sáez, A.</i> Dinámica de los sistemas dunares costeros ante el Cambio Global: La necesidad de una gestión sostenible	33
<i>Benítez Frómeta, P.J.; Estévez Cruz, E.; Peñalver Leandro, L.</i> Cartografía de los depósitos cuaternarios a partir de datos de pozos en el NNW de la Cordillera de Guaniguanico, Cuba	51
<i>Blasi, A.; Mazzorana, B.; Sturm, M.; Gems, B.</i> Spatial patterns of exposure to sediment-laden flows on an experimental alluvial fan	77
<i>Santos-González, J.</i> Los límites de la glaciación en el extremo oriental de la Cordillera Cantábrica: Montes del Somo (Burgos-Cantabria, N de España).....	113



FECYT088/2022
Fecha de certificación: 3ª Convocatoria (2012)
Válido hasta: 22 de julio de 2023

CUATERNARIO y GEOMORFOLOGÍA



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

© SEG, AEQUA



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

ISSN: 0214-1744

ISSNe: 2695-8589

Depósito Legal: Z-113-1996

Impresión:

Talleres Editoriales Cometa, S.A.

Prólogo Editores

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



XVI Reunión Nacional de Geomorfología Zaragoza (6-8 septiembre 2023) “Aprendiendo del pasado proyectando hacia el futuro”

*XVI National Geomorphology Meeting
Zaragoza (September 6-8, 2023)
“Learning from the past
and projecting into the future”*

G. Desir⁽¹⁾

E. Nadal⁽²⁾

D. Regüés⁽²⁾

(1) Dpto. Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza

(2) Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC)

El próximo mes de septiembre se celebrará en Zaragoza la XVI Reunión Nacional de Geomorfología. La organización de la reunión correrá a cuenta de los miembros del equipo de investigación reconocido por el Gobierno de Aragón Procesos Geoambientales y Cambio Global (E02_23R) pertenecientes tanto a la Universidad de Zaragoza como al Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Se ha previsto una participación en torno a 100 personas y se han recibido un total de 91 resúmenes.

The XVI National Meeting of Geomorphology will be held in Zaragoza next September. The meeting will be organized by members of the research team recognized by the Government of Aragón Geoenvironmental Processes and Global Change (E02_23R) belonging to both the University of Zaragoza and the Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Around 100 people were expected to participate and a total of 91 abstracts were received.

El próximo mes de septiembre se celebrará en Zaragoza la XVI Reunión Nacional de Geomorfología tras un aplazamiento de tres años debido a la pandemia mundial. La organización de la reunión correrá a cuenta de los miembros del equipo de investigación reconocido por el Gobierno de Aragón Procesos Geoambientales y Cambio Global (E02_23R) pertenecientes tanto a la Universidad de Zaragoza como al Consejo Superior de Investigaciones Científicas. El comité organizador está formado por Gloria Desir Valén (Presidenta), Estela Nadal Romero (Secretaria) y David Regüés Muñoz (Tesorero) y la Secretaría Técnica está a cargo de El Corte Inglés Agencia de Viajes (geomorfologia2020@viajeseci.es).

Las fechas y el lugar de celebración son del 6 al 8 de septiembre siendo su sede el edificio de Caixa-Forum de Zaragoza. El formato de la reunión será 1 día de excursiones (6 de septiembre) y 2 días de sesiones (7 y 8 de septiembre). Se ha previsto una participación en torno a 100 personas y se han recibido un total de 91 resúmenes. La presentación de las comunicaciones se desarrollará en dos jornadas consecutivas en formato multisesión. Se realizarán dos conferencias plenarias en el transcurso de los actos de inauguración y de clausura a cargo de los Drs. José María García Ruiz y Antonio Cendrero, respectivamente. El formato de todas las comunicaciones será doble, oral y póster. El esquema que se seguirá será de una presentación oral corta, tiempo máximo de 5 minutos, de todos los participantes a la que seguirá después una sesión de pósteres en la que cada autor presentará y defenderá el trabajo enviado.

Se han programado dos excursiones de una jornada de duración al inicio de la reunión. El objetivo es acercar diferentes aspectos y estudios realizados por los miembros del equipo de la organización a dos de los diferentes escenarios naturales más importantes existentes en Aragón: Pre-pirineo y valle del Ebro. En la primera, se visitarán los Aguarales de Valpalmas, espectacular paisaje de badlands donde la erosión hídrica y los procesos de piping tienen un papel fundamental en su desarrollo para, posteriormente, conocer en la zona pre-pirenaica el modelado tipo mallo o en pináculos. Por otro lado, durante la excursión que transcurrirá por el sector central de la Depresión del Ebro, observaremos diferentes casuísticas relacionadas con los procesos de subsidencia ligados a la presencia de las litofacies yesíferas, dolinas, escarpes en yeso, deslizamientos y endorreísmo.

Dentro de las actividades previstas, y por primera vez desde su creación, coetáneamente a la celebración de la Reunión tendrá lugar la Reunión de la Asociación de Jóvenes Geomorfólogos de la SEG. Asimismo, se ha programado un taller fluvial a cargo de la empresa Ebronautas con la ayuda y colaboración del Dr. Alfredo Ollero del Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio de la Universidad de Zaragoza en el que, a lo largo de 3 o 4 horas, se ha previsto el descenso de un tramo del río Ebro en kayaks y rafts, durante el que se irán viendo desde el río diferentes aspectos sobre la geomorfología fluvial, los movimientos de laderas en los escarpes de yeso y las actuaciones que se han realizado para el control de avenidas, así como los diferentes ecosistemas que se irán atravesando.

En el transcurso del acto de clausura cuyo colofón será la Asamblea General de la Sociedad Española de geomorfología se llevarán a cabo dos entregas de premios: M^a Jesús Ibáñez a la mejor tesis doctoral dentro del ámbito de la Geomorfología y el Premio al mejor artículo de investigación de los jóvenes geomorfólogos.

Toda la información de las sesiones, actividades y cuotas está disponible en la web de la reunión, <http://2023seg.es>.



REDCEMOS. Red Científica Española de Morfodinámica Fluvial y Observatorio de Sedimentos en ríos

REDCEMOS. Spanish Scientific Network of Fluvial Morphodynamics and River Sediment Observatory

Daniel Vázquez Tarrío ⁽¹⁾
Kelly Patricia Sandoval Rincón ⁽²⁾
Andrés Díez Herrero ⁽²⁾

(1) Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, UCM

(2) Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC)

Es un hecho bien establecido en nuestra disciplina, la Geomorfología, que los ríos desplazan anualmente importantes volúmenes de sedimento, y que el estudio científico de estos flujos de material sólido resulta esencial para comprender el papel de los ríos en la evolución del relieve. Asimismo, los mecanismos de transporte de sedimento moldean la arquitectura de los cauces y la textura del lecho fluvial, aspectos que condicionan las características físicas de un hábitat que soporta la vida de numerosos organismos acuáticos, y que a su vez se interrelacionan estrechamente con los aprovechamientos históricos de las comunidades humanas ribereñas.

La problemática morfo-sedimentaria se trabajará desde una red que reúne a los científicos y expertos en el tema con los organismos de gestión del medio fluvial.

The morpho-sedimentary problem will be addressed by a network that brings together scientists and experts in the field with river management organizations.

A este respecto, estos flujos de sedimento se han visto sometidos, desde muy antiguo, a importantes presiones de uso e impactos antrópicos (p.ej. presas, extracciones de áridos). No resulta sorprendente que, de esto, hayan resultado numerosos problemas de gestión en los que la dinámica morfo-sedimentaria está fuertemente implicada. Entre ellos, podríamos enumerar los fenómenos de incisión del lecho y su impacto sobre la vegetación de ribera, la modificación de los flujos hiporreicos, la pérdida de capacidad de presas y embalses por colmatación y el agravamiento de la peligrosidad por inundación, entre otros muchos.

Lo cierto es que la medida en campo y la cuantificación de los procesos de transporte de sedimento es enormemente compleja y sujeta a fuertes incertidumbres. Ello ha tenido, como consecuencia, que la toma en consideración de estos procesos se haya visto tradicionalmente ignorada por parte de los actores encargados de la gestión fluvial, a pesar de la relevancia de los problemas mencio-

nados más arriba. Y esto ha sido así, no solamente en nuestro país, sino prácticamente en todo el mundo. En este sentido, el estudio científico del transporte de sedimento ilustra sobre las complejas relaciones que pueden llegar a establecerse entre ciencia básica y ciencia aplicada.

Afortunadamente, durante los últimos años, parece comenzar a respirarse un cierto “cambio de aires” en nuestro país. Algunos textos normativos han incorporado consideraciones relativas a la problemática de la preservación de continuidad sedimentaria (p.ej. Directiva Marco del Agua de la UE) y, desde nuestras instituciones, se han organizado varias jornadas para tratar problemáticas relacionadas con la dinámica fluvial (p.ej., gestión sostenible en ríos, sedimentación en presas y embalses), en las cuales hemos podido ser testigos de la participación conjunta de investigadores y gestores.

Dentro de este marco general, en el año 2022, la Dirección General del Agua (Ministerio de Transición Ecológica y Reto Demográfico, MITERD) firmó una subvención con el CSIC para financiar labores de investigación en materia de riesgos hídricos y calidad de las aguas. Entre las acciones encomendadas en el marco de esta subvención figura el encargo, al Centro Nacional IGME, de crear y coordinar inicialmente una red científica sobre morfodinámica fluvial en nuestro país. Fruto de ello, a comienzos del presente año 2023, se puso en marcha de manera oficial la Red Científica Española de Morfodinámica Fluvial y Observatorio de Sedimentos en ríos (REDCEMOS).

REDCEMOS surge de la necesidad de conformar escenarios que faciliten la interacción y fomenten la colaboración entre grupos científico-técnicos expertos en dinámica fluvial y las administraciones u organismos encargados de la gestión de ríos y riberas.

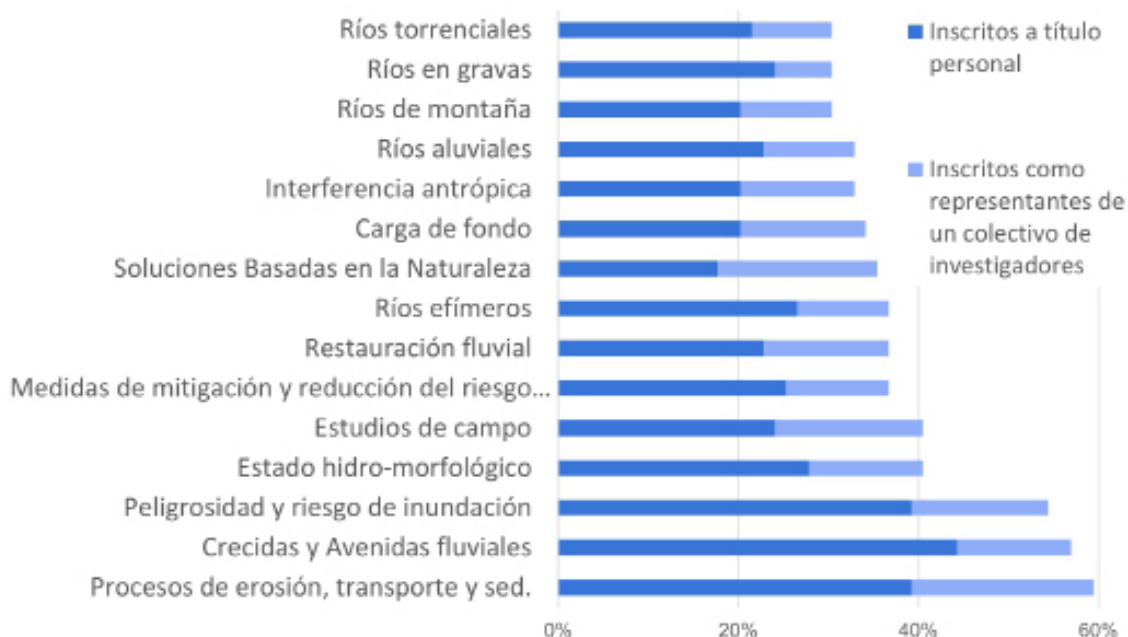


Figura 1. Distribución porcentual de las temáticas de investigación abordadas mayoritariamente por los miembros de REDCEMOS, diferenciada según tipo de inscripción.

Figure 1. Percentage distribution of research topics addressed by REDCEMOS members, differentiated by type of enrollment.

En concreto, REDCEMOS pretende reunir y poner en contacto personal de organismos públicos de investigación (OPIs), universidades, sociedades científicas, centros tecnológicos, empresas de consultoría y administraciones públicas, para dar oportunidad al intercambio de conocimientos, experiencias, resultados de proyectos; y por qué no, a la elaboración de propuestas de investigación, intercambio de publicaciones, difusión de ofertas formativas, promoción de estancias de investigación, etc., actividades que, eventualmente, podrán contribuir en la mejora de la gestión del medio fluvial; específicamente, en lo relacionado con morfodinámica fluvial y gestión de sedimentos en ríos.

REDCEMOS inició la captación de miembros el 30 de enero del 2023, alcanzando en la primera semana un acumulado de 78 personas inscritas. A fecha de 30 de mayo cuenta con 100 miembros, de los cuales gran parte (84%) son doctores titulados mayoritariamente en Geografía (34%) y Geología (23%), que han investigado en diversas temáticas (Figura 1) y en ámbitos espaciales como: la cuenca del Ebro (49%), la comunidad autónoma de Cataluña (31%) y la provincia de Zaragoza (24%).

Gracias al excelente inicio que tuvo esta iniciativa y a la colaboración de los actuales miembros, REDCEMOS tiene previsto realizar encuentros bienales en jornadas científicas, para así promover el desarrollo de los objetivos y actividades de la red. Es por esto por lo que se han organizado las I Jornadas de Morfodinámica Fluvial y Observatorio de Sedimentos en ríos (MorFOS2023), las cuales tendrán lugar los días 15 y 16 de noviembre de 2023 en la ciudad de Zaragoza, e incluirán ponencias invitadas, comunicaciones, mesas redondas y visitas de campo. Finalizamos extendiendo la invitación a participar, dándose de alta gratuitamente como miembros o asistiendo a las actividades. Más información sobre la red en la web www.inundacion.es/redcemos/; y sobre las jornadas MorFOS 2023 en la página web www.inundacion.es/jornadas-morfos-2023/



El potencial interpretativo de las acumulaciones de restos de moluscos litorales en las principales bahías de Mallorca (Archipiélago Balear. Mediterráneo occidental). Del Pleistoceno Superior al registro actual

The interpretative potential of the accumulations of littoral mollusk remains in the main bays of Mallorca (Balearic Archipelago. Western Mediterranean). Upper Pleistocene-current record

Morey, B.⁽¹⁾

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra. UIB. Societat d'Història. Natural de les Balears. Carrer Margarita Xirgú, 16 baixos. 07011. Palma de Mallorca. Tel/ Fax. 971 719667. bernatmoreycolomar@yahoo.es

Resumen

Se estudian los restos de moluscos litorales que se depositan en las principales bahías de Mallorca (archipiélago Balear, Mediterráneo occidental). Los restos actuales de moluscos mesolitorales de fondo arenoso se concentran en las playas mientras que los restos de las demás comunidades litorales se depositan más en costa rocosa baja. La baja biodiversidad observada en los restos estudiados se atribuye a la actividad antrópica pues los ambientes más biodiversos en la actualidad son los mixtos playa-roca y los menos urbanizados. Respecto del Pleistoceno Superior se detecta un aumento de la comunidad infralitoral ligada a la expansión de las praderas de *Posidonia oceanica*. También las comunidades de fondo arenoso se imponen hoy a las de fondos rocosos de forma más clara que en el último interglaciario, hecho que se relaciona con la subsidencia experimentada por las bahías estudiadas en los últimos 150 ka. Estas bahías luego se observan relacionadas morfo estructuralmente entre sí y con las plataformas y cuencas centrales de la isla.

Palabras clave: Restos bióticos litorales, ambientes sedimentarios, biodiversidad, geomorfología, bahías de Mallorca.

Abstract

The remains of coastal mollusks that are deposited in the main bays of Mallorca (Balearic archipelago, western Mediterranean) are studied. Sandy mesolittoral mollusk remains are deposited on the beaches while the remains of other coastal mollusk communities are deposited more on the lower rocky coast. The low biodiversity observed in the studied remains is attributed to anthropogenic activity, so the most biodiverse



environments today are the mixed beach-rock and the least urbanized. With respect to the Upper Pleistocene, an increase in the infralittoral community is detected, linked to the expansion of the *Posidonia oceanica* meadows. Sandy bottom communities today prevail over rocky bottom communities more clearly than ultimately interglacial fact which is related to the subsidence experienced by the bays in the last 150 ka. The studied bays are then observed to be morpho-structurally related to each other and to the central platforms and basins of the island.

Key words: Coastal biotic remains, sedimentological environments, biodiversity, geomorphology. Majorca bays.

1. Introducción

Las acumulaciones de restos bióticos marinos costeros como el resto de acumulaciones litorales están condicionadas por factores geomorfológicos, tectónicos, eustáticos y sedimentarios (Pye, 1993; Pye y Allen, 2000; Gelabert *et al.*, 2002; Finkl, 2004; Rosa *et al.*, 2013; Vieira Baptista, 2012). En ellas, en el litoral balear y en las bahías estudiadas (Palma, Campos y Alcúdia. Fig. 1) los componentes bióticos suelen ser mayoritarios (Fornós, 1983; Cuerda, 1987; Gutiérrez *et al.*, 2003; Mateu *et al.*, 2003).

Aunque estos restos nunca representen una comunidad biótica concreta de manera estricta se suponen reflejo de las condiciones medioambientales de su lugar de sedimentación ya que la mayoría de restos de fauna que contienen se observa muy autóctonos (Templado, 1984; Fresneda *et al.*, 1984; Martinell, 1997; Peñas y Almera, 2001). Así, pueden proporcionar información sobre las condiciones ambientales de su lugar de sedimentación (Covazi-Harriage *et al.*, 2006; Morey, 2008; Albano y Sabelli, 2011; Gauci *et al.*, 2005; Rufino *et al.*, 2008; Vieira Baptista, 2012) o actuar como indicadores del grado de alteración del medioambiente costero (Templado, 1984; Fresneda *et al.*, 1984; Martinell, 1997; Peñas y Almera, 2001; Bouchet *et al.*, 2002; Marcello y Thomas, 2002; Mclachlan, y Dorvlo, 2005; , Pip, 2006; Borja *et al.*, 2009a; 2009b; Oliver *et al.*, 2011; Albano y Sabelli, 2011; Stark mail *et al.*, 2014).

Si bien la destrucción selectiva y la mezcla por transporte alejan al registro fósil de la biocenosis original y de sus restos muertos, éste también aporta información paleoambiental importante (Roy *et al.*, 1996; Hernández Molina *et al.*, 2000; Warwick y Turk, 2002; Belgacem *et al.*, 2013). Como ejemplo, el estudio de los restos de moluscos de las playas del Pleistoceno Superior marino se muestra como una herramienta eficaz en la interpretación ambiental y geomorfológica en diferentes entornos costeros (Cuerda, 1975; 1987; Sara, 1985; Spano, 1993; Meldhal y Cutler, 1992; Dyke *et al.*, 1996; Roy *et al.*, 1996, 2001; Garilli, 2011).

Este estudio y de igual manera pretende:

- a) Definir los ambientes sedimentarios mayoritarios de las principales bahías de Mallorca (bahías de Palma, Alcúdia y Campos) a partir de las acumulaciones de moluscos litorales en ellas presentes.
- b) Documentar la evolución las comunidades de moluscos litorales en las áreas estudiadas para los últimos 150 Ka.
- c) Revisar el encuadre tectónico-estructural de las bahías estudiadas a partir de los ambientes sedimentarios definidos.

1.2. Contexto geológico

Mallorca es la mayor área emergida del promontorio balear, prolongación este de la

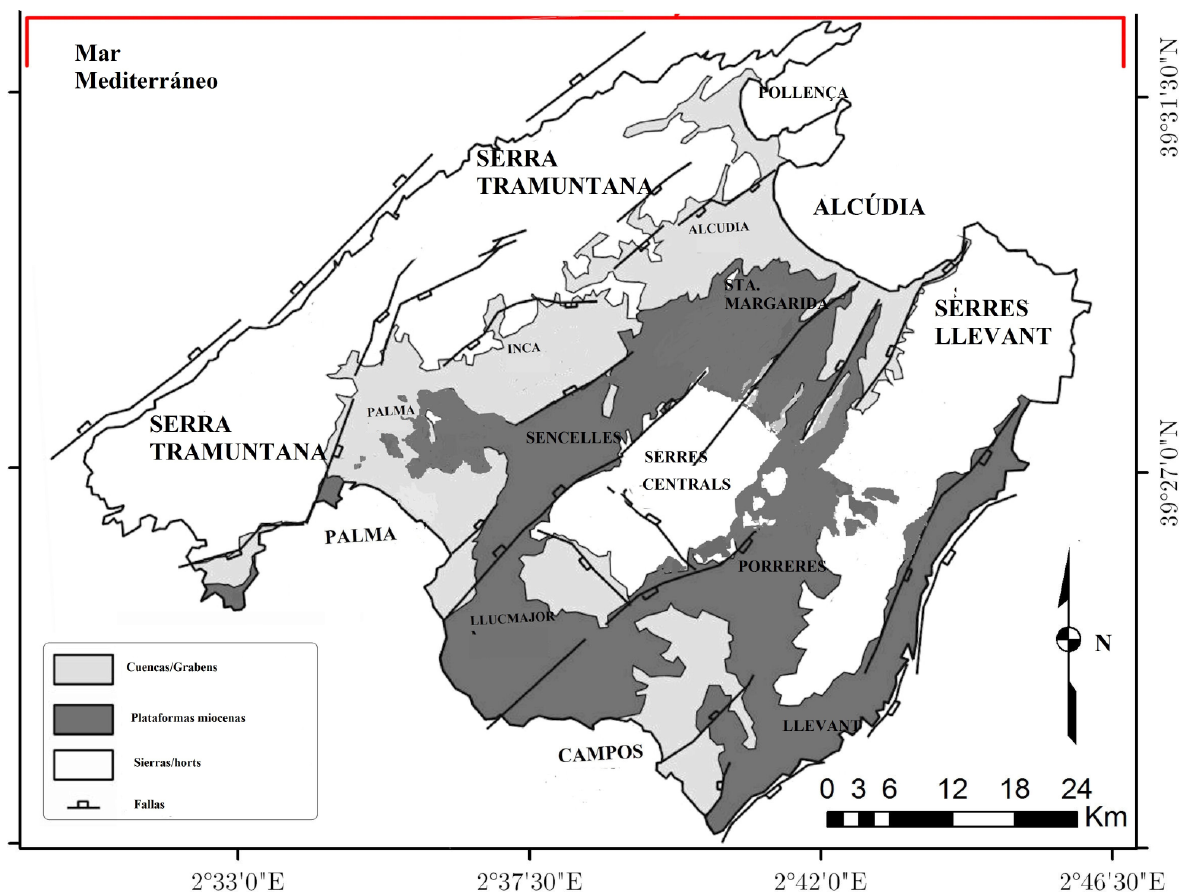


Figura 1. Mapa Geológico de Mallorca. (Cortesía. Fornós, J. Modificado)

Figure 1. Geologic map of Mallorca island (Fornós, J. Courtesy. Modified).

Sierras Béticas (Fallot, 1922). La isla se interpreta como un conjunto de horst y grabens o semigrabens estructurados por la orogenia alpina (15-13Ma. Gelabert, 1997). Los grabens forman dos alineaciones de cuencas paralelas a las elevaciones principales y rellenas de materiales postectónicos (Serravaliense-actualidad. Pomar *et al.*, 1983; Morey, 2020). Estas cuencas se observan condicionadas por fallas-fracturas que afectan también a los restos del complejo carbonato-arrecifal Torto-Messiniense adosado a la estructura alpina (Pomar *et al.*, 1983; Morey, 2018. Fig. 1). La trasgresión marina pliocena supera las cuencas litorales y la mayoría de plataformas carbonato-arrecifales miocenas (Morey y Mas, 2009). Los depósitos del Pleistoceno Superior

marino (arenas de playa y eólicas; limos y arcillas rojas —*Terra Rossa*— con cantos de calizas. Cuerda, 1989; Barnolas *et al.*, 1991) ya solo se sedimentan en las bahías y calas de la isla o en plataformas litorales bajas (7m-nivel del mar. Cuerda, 1989; Vicens, 2015; Morey, 2020).

Las zonas estudiadas se corresponden con las partes centrales de las bahías más extensas de la isla (Palma, Campos, Alcúdia. Fig. 1 y 2). Los sedimentos estudiados tanto actuales (arenas de playa) como fósiles (dunas fósiles y limos rojos-aluviones) y su distribución para cada bahía quedan ya bien reflejados en los mapas geológicos del proyecto MAGNA (Barnolas *et al.*, 1991). Las bahías estudiadas son

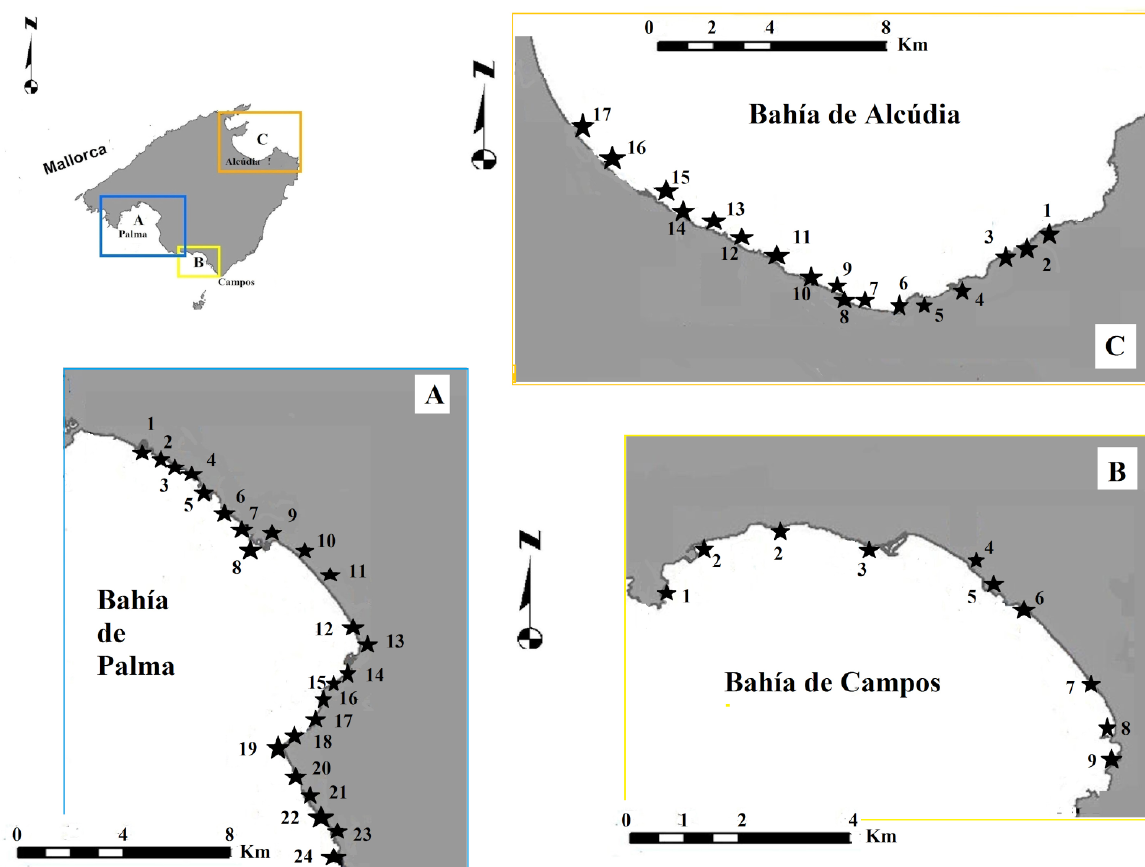


Figura 2. Acumulaciones estudiadas. Los números indican las estaciones muestreadas y los asteriscos señalan las estaciones con acumulaciones tanto actuales como fósiles. Bahía de Palma- A: 1. Molinar*; 2. Ciudad Jardín; 3. Las Rocas*; 4. Cala Gamba*; 5. Camp de Tir*; 6. Carnatge*; 7. Son Mosson*; 8. Pineda*; 9. Cala Estància*; 10. 11. Ca'n Pastilla (platja de Palma)*; 12. 13. Arenal (platja de Lluçmajor); 14. Fornàs*; 15. S'Anegat*; 16. Cap Orenol*; 17. Cala Blava*; 18. Ses Lleonardes*; 19. Cap Enderrocat*; 20. Cala Vella*; 21. Sa Fossa*; 22. 23. Davalladors*; 24. Pas de Verro*. B) Bahía de Campos- C: 1. Punta Arena*; 2. Estanyol*; 3. Sa Ràpita*; 4. Morters (platja de Sa Ràpita)*; 5. Ses Covetes*; 6. Es Freu*; 7. Platja des Trenc*; 8. Perengons*; 9. Platja des Marquès. Bahía d'Alcúdia (C). 1. Caló Camps*; 2. Cugussa*; 3. Arenal Colom*; 4. Cala Estret*; 5. Pta. Esquerda*; 6. Sa Canova*; 7. Na Borges*; 8. Son Serra*; 9. Son Serra-`puerto*; 10. Son Real*; 11. Arenal Casat*; 12. Illot des Porros; 13. Cementiri Fenicis*; 14. Son Bauló*; 15. Ca'n Picafort; 16. Caseta capellans; 17. Platja d'Alcúdia.

Figure 2. Studied outcrops (numbers indicate the marine mollusk accumulations sampled), while the numbers with asterisk in the listed below (*) indicate deposits where both actual and Pleistocene accumulations have been sampled. Palma bay (A). Campos bay. (B). Alcúdia bay (C). Palma bay (A): 1. Molinar*; 2. Ciudad Jardín; 3. Las Rocas*; 4. Cala Gamba*; 5. Camp de Tir*; 6. Carnatge*; 7. Son Mosson*; 8. Pineda*; 9. Cala Estància*; 10. 11. Ca'n Pastilla (platja de Palma)*; 12. 13. Arenal (platja de Lluçmajor); 14. Fornàs*; 15. S'Anegat*; 16. Cap Orenol*; 17. Cala Blava*; 18. Ses Lleonardes*; 19. Cap Enderrocat*; 20. Cala Vella*; 21. Sa Fossa*; 22. 23. Davalladors*; 24. Pas de Verro*. Campos bay (B): 1. Punta Arena*; 2. Estanyol*; 3. Sa Ràpita*; 4. Morters (platja de Sa Ràpita)*; 5. Ses Covetes*; 6. Es Freu*; 7. Platja des Trenc*; 8. Perengons*; 9. Platja des Marquès. Alcúdia bay (C). 1. Caló Camps*; 2. Cugussa*; 3. Arenal Colom*; 4. Cala Estret*; 5. Pta. Esquerda*; 6. Sa Canova*; 7. Na Borges*; 8. Son Serra*; 9. Son Serra-`puerto*; 10. Son Real*; 11. Arenal Casat*; 12. Illot des Porros; 13. Cementiri Fenicis*; 14. Son Bauló*; 15. Ca'n Picafort; 16. Caseta capellans; 17. Alcúdia beach.

ambientes sedimentarios de baja energía y vientos mayoritarios S-SW en Palma y Campos y NNE en Alcúdia (Servera, 2004). La media de temperatura anual del agua a nivel del

mar es de 17° en Palma y Campos y de 16° en Alcúdia siendo de 19,7° para el último interglaciario y de 11,3° en los últimos episodios glaciares (Rose *et al.*, 1999).

La Bahía-cuenca de Palma (Fig. 2A) presenta una zona central subsidente cerrada por barra arenosa litoral y limitada por fallas (Díaz *et al.*, 1993). La bahía limita al NW con la Sierra de Tramuntana y con los Antiformes de Marratxí (Palomino *et al.*, 2009) y por el NE con el antiforme de Son Seguí (Benedicto, 1994). Los acantilados mio-pliocenos —Plataforma de Lluçmajor— separan las Bahías de Palma y Campos (Fig. 2B). Esta se estructura con las fallas de Felanitx-S'Estanyol (Morey, 2017) y muestra también una albufera-salobrar en su sector más subsidente (Servera, 2004). La Bahía de Alcúdia (Norte de la isla. Fig. 2C) entre las Sierras de Levante y Cap Pinar muestra también una albufera y sistemas dunares en las zonas subsidentes y abanicos fluviales en sus contrafuertes laterales consecuencia de su colmatación (Gelabert *et al.*, 2002).

Los paralelismos geomorfológicos observados entre las bahías de Palma y Campos (Rosselló, 1964; González Hernández *et al.*, 2001) se pueden extrapolar a la bahía de Alcúdia y se resumen en control tectónico, existencia de barreras tectonogeográficas que favorecen la acumulación de sistemas dunares y presencia de albuferas en las zonas subsidentes. Para Palomino *et al.* (2009) la configuración de la bahía de Palma está ligada a los cambios glacioeustáticos cuaternarios, a la tectónica neógena y a las características sedimentarias actuales. Estos factores según defendemos en este estudio, se pueden extrapolar al resto de bahías estudiadas y determinan tres tipos de morfología litoral (Servera, 2004; Morey, 2020):

- Playas de cordón arenoso y de albufera.
- Costa baja de erosión (duna cuaternaria fósil o plataforma mio-pliocena)
- Acantilados de Marina (restos miocenos) o de material preorogénico (Mesozoico).

2. Metodología

La sedimentación actual y también las sedimentaciones pleistocenas mejor conservadas se concentran en la parte central de las bahías estudiadas (Morey 2008; 2020. Fig. 2). Así y en consecuencia y como área de estudio se seleccionan los 16 km centrales de las Bahías de Palma y Alcúdia y los 8 km de la de bahía Campos (totalidad). Resulta así también una similar proporción entre arenal y costa rocosa baja para cada bahía.

Para la bahía de Palma se estudia el litoral comprendido entre Ciudad jardín y Pas des Verro con 6 Km de playa y 9 Km de costa baja (60%). No se contemplan los acantilados de Cap Enderrocat sin sedimentación actual destacable (Fig. 2A). Para la bahía de Campos se estudia el litoral comprendido entre la playa des Marquès y el torrente de Garonda con 3,5 km de playa y 4,5 km de costa baja (63%. Fig. 2B). Para la bahía de Alcúdia se estudia el litoral comprendido entre la playa de Alcúdia y Caló des Camps con un 62% de costa baja y un 38% de playa.

Se ha planteado como mínimo una estación de muestreo para kilómetro de litoral (15 para la bahía de Palma, 8 para la bahía de Campos y 16 para la de Alcúdia. Tabla 1). En cada estación se recogen 3 muestras de restos bióticos. En cada muestra se recogen 250 gramos de restos bióticos (en caso de que sea posible) o se muestrean 10 m² por estación (Tabla 1). El 95% de restos orgánicos recogidos son conchas de moluscos. Si es posible se muestrea también cerca de los yacimientos pleistoceno existentes (Morey, 2008; 2020; Vicens, 2015. Asteriscos en Fig. 2). Las muestras de cada estación se mezclan seleccionándose al azar 100 restos de moluscos para facilitar cálculos y borrar efectos de acumulaciones extraordinarias.

En cada estación o conjunto de muestras se estudia:

Tabla 1. Acumulaciones actuales. Composición y estado de conservación. Tot. Total individuos contabilizados. N. Número de especies. N. Especies del registro fósil más cercano. En porcentajes. A.% comunidad arenosa fangosa. R. Rocosa, P. Posidonia. % de bien conservados R% rodados (comunidad. Infralitoral). %C. %R comunidad actual. %C. %R. Yacimiento fósil más cercano. Mj. Comunidad mayoritaria. (M. Supramesolitoral- A. Mesolitoral. Arenosa. R. Rocosa. X. Mixta. I. Infralitoral).

Table 1. Composition and conservation in actual accumulations (average). Tot. Total individuals counted. N. Number of species. N. Species in the closest fossil record Communities: A. mesolittoral Sand. R. Mesolittoral Rock. I. Posidonia-infralittoral. % C material preserved average. R%. Rounded material average (C- R - Fossil material). MJ. Main community. M. Supra- mesolittoral A. Mesolittoral Sand. R. Mesolittoral Rock. X. Mixed. I. Infralittoral.

Localidad	Tot	N	N	M	%	A	%	R	%	I	%	%C	%R	%C	R	Mj
Molinar.	100	17	15	12	75	58	66	15	70	12	70	90	15	83	32	A
Las Rocas	100	29	43	3	66	28	54	19	66	50	50	90	10	66	34	A
Cala Gamba	100	10	117	4	80	80	70	10	80	6	80	88	6	68	54	A
Es Carnatge	100	25	87	2	100	15	66	38	70	45	50	50	66	49	37	X
Camp de Tir	24	6	96	12	66	50	75	37	90	-	-	60	54	68	43	R
La Pineda	100	14	112	6	80	72	50	3	66	19	50	76	30	43	69	X
Cala Estància	100	14	34	4	75	80	70	2	100	14	60	70	18	66	63	A
Ca' n Pastilla	100	12	33	-	-	98	75	-	-	2	50	84	12	78	18	A
Arenal	100	9	18	2	100	68	90	7	87	16	80	88	10	-	-	A
Es Fornàs	65	12	34	33	75	10	66	28	70	31	40	50	43	76	34	M
Cap Orenol	67	18	82	6	66	45	20	-	-	49	20	21	90	62	54	M
Ses Lleonardes	-	-	12*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20	32	73	X
Cala Vella	100	20	16	9	66	12	33	26	45	53	50	50	66	86	12	PM
Sa Fossa	100	24	35	11	70	-	-	28	25	61	44	45	70	42	65	PM
Pas des Verro	46	18	16	50	66	-	-	22	50	28	60	62	60	31	82	PM
Media de Palma		17,7	49,5	11,5	82	44	61	18	65,5	17,5	54	65	40	60,7	46	
Alcudia. Playa	100	14	-	-	-	84	80	2	100	14	90	85	14	-	-	A
Csta capellans.	100	16	-	-	-	77	80	4	100	17	75	80	16	-	-	A
Ca' n Picafort	20	5	1	40	75	-	-	30	100	30	50		60	-	-	M
Bauló- Patana	100	36	49	10	80	15	80	30	50	45	70	48	42	44	70	RI
Cem. Fenicis	100	9	75	30	80	-	-	70	50	-	-	48	40	30	74	R
Arenal Casat	100	38	71	6	66	30	50	11	34	53	35	40	70	66	42	AI
Son Real. T	100	26	67	5	66	30	50	32	60	25	48	62	62	50	47	X
Son Serra port.	100	16	30*	30	85	15	70	50	80	15	73	75	43	50	47	RX
Son Serra Ped.	100	36	30*	12	60	12	44	46	55	30	50	50	54	60	50	X
Na Borges	100	24	30*	8	100	40	80	18	66	33	66	80	30	25	80	A
Sa Canova.	100	18	3	15	100	70	66	10	50	5	0	60	39	30	76	A
S' Esquerda	6	3	15*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	56	54	M
Calestret.	24	7	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	35	68	M
Arenal Colom	56	16	*	25	66	10	0	30	45	35	40	45	56	70	46	X
Caló Camps	100	14	78	18	50	3	33	19	25	60	33	33	66	40	62	X
Cugussa	100	14	15*	18	50	3	33	19	25	60	33	33	66	50	52	X
Media. Alcúdia		21	39,2	18	73	32	55	26	60	30	43	57	49	46	59	
Racó Arena	100	34	7	10	50	10	20	30	35	50	16	24	85	20	90	I
Estanyol	70	21	21	6	50	-	-	35	15	60	20	23	80	50	60	PM
Port Sa Ràpita	19	7	44	15	66	20	60	35	60	30	25	50	70	48	56	M
Ràpita- Morters	100	35	40	6	84	64	60	12	75	18	72	75	26	58	60	AI
Ses Covetes.	24	18	33	50	66	-	-	50	66	-	-	66	50	70	30	M
Covetes. Freu.	87	11	18	15	60	35	50	35	50	15	15	50	60	60	32	X
Trenc.	100	23	10	4	75	62	70	5	60	26	50	70	18	64	15	A
Perengons	100	16	*	15	66	59	22	5	20	20	21	20	90	20	94	AX
Media. Campos		20	25.5	15	64	31	47	26	46	29	30	47	60	49	55	

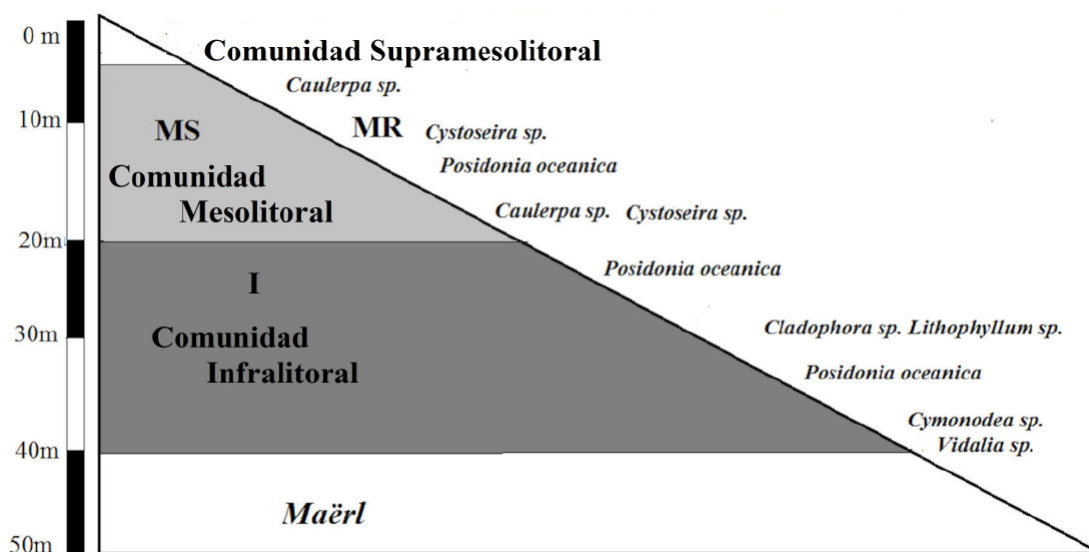


Figura 3. Comunidades meso-infralitorales presentes en la bahías estudiadas y distribución batilitológica (Templado, 1984; Riedel, 1986; Cuerda, 1987).

Figure 3. Meso-infralittoral communities to present in Mallorca bays and distribution (deep and substrata) (Templado, 1984; Riedel, 1986; Cuerda, 1987).

— Número de taxones de moluscos clasificados a partir de sus conchas. Estas se ordenan en comunidades o asociaciones mayoritarias según batimetría y substrato a partir de las observaciones de Templado (1984), Cuerda (1987), Riedel (1982), Spano (1993) y Peñas y Almera (2001). (Fig. 3. Tabla 2).

— El tamaño de las conchas y de la matriz se observa a partir del material de las colecciones Cuerda y Muntaner (SHNB) del estudio de Morey (2008) y del trabajo de campo (Tabla 4) y se establece como:

- G: Gran talla, más de 6 cm de diámetro;
- D: entre 3 y 6 cm de diámetro;
- Cm.: 1-3 centímetros;
- mm.: menos de un centímetro.

— Para establecer la frecuencia de las especies actuales se han seguido los criterios de Riedel (1986), Cuerda (1987) y propios según el material presente en las muestras (Tabla 3).

De esta manera se observan 5 categorías:

- A: Muy abundante. Presente en el 75% de muestras;

- B: Abundante presente sólo en la mitad de muestras;
- F: Frecuente o presente en un tercio de muestras, aunque en algunas sea abundante;
- R: Rara o presente en pocas muestras;
- M: Muy rara.

Para calcular los porcentajes de comunidades o asociaciones mayoritarias se observa o contempla también que los bivalvos pueden aportar dos valvas en la acumulación.

— El estado de conservación y de rodamiento (%. Tabla 1) se observa a partir de los criterios de Guerra Merchán et al. (1996) y Aguirre y Yesares (2003). No se contemplan los restos triturados en la “limpieza” de las playas.

Los restos de moluscos fósiles del último interglaciario (playas, MIS 5e - MIS 5a. Cuerda, 1989; Vicens, 2015) se interpretan a partir de los trabajos para el pleistoceno superior de Cuerda (1987), Morey (2008) o Vicens (2015) y de las colecciones Cuerda y Muntaner custodiadas por la Societat d’Història Natural

Tabla 2. Registro fósil. N. Número de especies. P. Palma. C. Campos. A. Alcúdia. Cu. Colección Cuerda. Cm. Colección Morey (Morey, 2020. Estudios no intrusivos) A fondo arenoso. R. Fondo Rocoso. I. Comunidad infralitoral y posidonícola. B. Albufera. M. comunidad mesosupralitoral por cada yacimiento (Nº del yacimiento en mapas -figuras 2).

Table 2. Fossil record. N. Number of species. P. Palma. C. Campos. A. Alcúdia. Cu. Cuerda collection. Cm. Morey collection (Morey, 2020. Non intrusive study). Communities: A. mesolittoral Sand. R. Mesolittoral Rock. I. Posidonia- infralittoral. (number of outcrop- accumulation on map- Figure 2).

Local.	N	Cu	Cm	M	A	R	I	B	Local.	N	Cu	Cm	M	A	R	I	B
P1	15	120	3	5	60	20	15	5	C1	14	-	35	-	60	-	40	-
P2	43	200	-	8	30	30	30	2	C2	21	60	373	9	4	40	47	-
P3	43	200	-	15	15	35	35	-	C3	44	-	453	8	12	31	49	-
P4	117	900	-	5	35	10	35	15	C4	40	-	99	10	34	46	10	-
P5. e	96	790	-	12	35	41	12	-	C5	33	-	79	20	34	39	5	-
P5. a	96	700	-	5	75	5	15	-	C6	10	-	24	15	66	19	-	?
P6. e	87	60	-	10	40	40	10	-	C7	20	-	84	6	24	23	47	-
P6. a	87	350	-	2	50	18	25	-	A1	78	202	-	7	3	47	43	-
P7		570	31	9	35	30	26	-	A2	20	-	22	14	-	62	24	-
P8	112	990	37	5	37	10	48	-	A3	8	-	51	28	12	46	14	-
P9	14	?	-	3	37	3	37	-	A4	18	-	34	-	50	50	-	-
P10	33	200	84	-	54	7	10	29	A5	30	-	64	22	-	60	16	-
P11	44	380	20	-	97	2	-	1	A6	8	-	28	4	72	12	12	-
P12	32	240	80	-	40	-	-	60	A7	30	-	120	12	36	18	20	14
P13	18	55	67	-	50	-	-	50	A8	30	-	246	10	33	19	38	-
P14	14	136	-	2	90	3	5	-	A9	67	-	64	8	34	32	16	10
P15	34	530	-	2	90	1	6	-	A10	73	-	176	4	18	22	56	-
P16	82	600	-	8	63	9	20	-	A11	75	-	240	14	16	18	52	-
P17	36	120	-	-	78	10	12	-	A12	52	-	124	6	16	26	38	14
P18		-	54	5	60	20	15	-									
P19	26	13	7		40	10	40	-									
P20	16	17	34	6	65	22	7	-									
P21	16	30	65	5	83	12	-	-									
P22	35	540	70	30	30	15	25	-									
P23	21	77	23	20	24	16	40	-									
P24	13	10	-	20	30	30	20	-									
P25	21	15	21	18	22	34	26	-									
P26*	14	-	-	33	33	33	-	-									

de les Balears (Tabla 3). En su clasificación y ordenación se usa también la nomenclatura del sistema CLEMAN (*World Register of Marine Species* / www.marinespecies.org. Gofas, 2010; Vicens, 2015. Tabla 3).

Los subestadios pleistocenos se observan con la nomenclatura establecida a partir de isóto-

pos de oxígeno (OIS-MIS 5e; OIS-MIS 5c-5a. Hillarie Marcel *et al.*, 1996; Rose *et al.*, 1999. Fig. 4) o equivalente (Eutirreniense-MIS 5e; Neotirreniense-MIS 5a. Cuerda, 1989

El registro recuperado se compara con registros litorales similares o equivalentes como los recogidos por Altaba (1993) en el parque

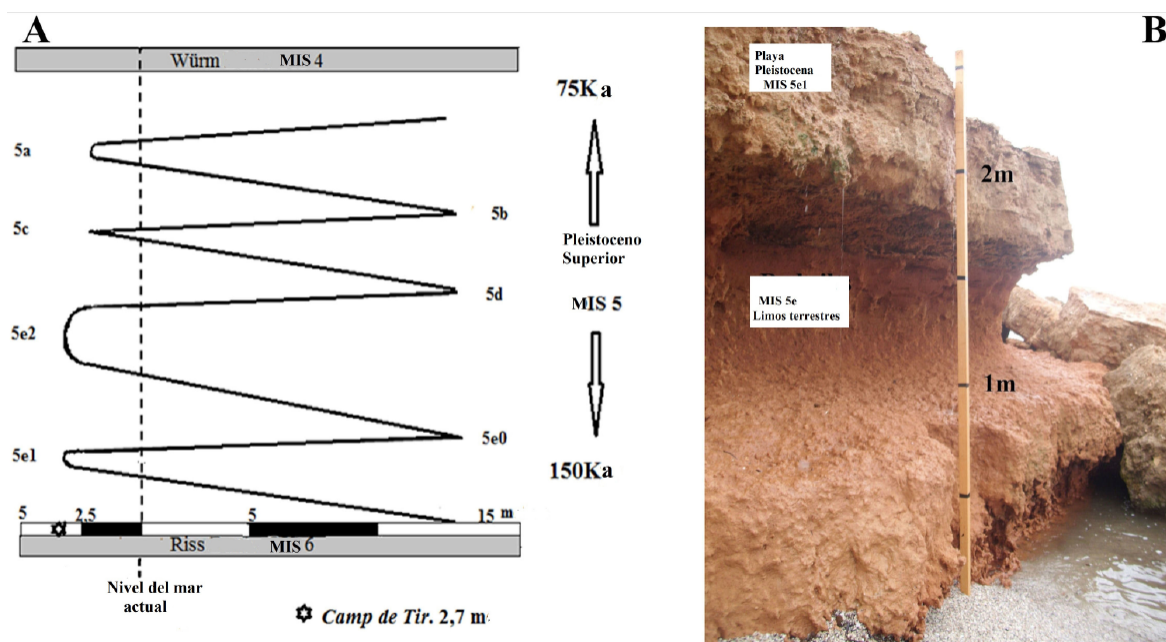


Figura 4. A. Curva eustática para el último interglaciario. Estadios y subestadios isotópicos según Hillarie Marcel *et al.* (1996) y Rose *et al.* (1999). B. Altura de la playa pleistocena MIS5e Camp de Tir (2,7m). Esta acumulación en un litoral muy subsidente de la bahía de Palma puede testimoniar un nivel marino para Pleistoceno Superior cercano o superior a los 4m.

Figure 4. A. Eustatic curve of the last interglacial period. Isotopic stages and sub stages according Hillarie Marcel *et al.* (1996) and Rose *et al.* (1999). B. Sea level of Camp de Tir (2,7m). These OIS 5e deposit in subsident littoral (Palma bay) testimony upper Pleistocene sea level already 4m.

Nacional marítimo terrestre de la isla de Cabrera, los estudiados por Valencia y Massutí (2004) para fondos de arenas finas, los de Fresneda *et al.* (1984), Peñas y Almera (2001), Belgacem *et al.* (2013) o Box *et al.* (2007) para fondos de *Posidonia oceanica* y *Caulerpa sp.* (Fig. 5) o los de Barceló *et al.* (1999) para fondos rocosos.

Los encuadres tectono sedimentarios y morfo estructurales de las bahías estudiadas se observan a partir de los estudios de Del Olmo y Álvaro (1984), Díaz del Río y Rey (1987), Díaz del Río *et al.* (1993), Ayala *et al.* (1994), Goy *et al.* (1997) o Palomino *et al.* (2009) y con los datos del subsuelo (Mateu, 1982; Colom, 1985; Benedicto, 1994). Todo se coteja con los mapas fisiográficos de las bahías de Palma y Alcudia (Proyecto Deeper, 2009; Díaz del Río *et al.*, 1993ab; Goy *et al.*, 1997; Palomino *et al.*,

2009) y con los del life *Posidonia projet* (Fig. 6). También se elabora un mapa fisiográfico de la bahía de Campos (Fig. 6) con los datos de Mateu *et al.* (2003). Los resultados de los muestreos se exponen en tablas (Tabla 1 a 4).

3. Resultados de las distintas investigaciones realizadas

3.1. Biodiversidad

En las acumulaciones estudiadas se han recogido y clasificado 111 especies de moluscos – sp (Tabla 3) aunque solo la mitad de ellas suponen más del 90% del material contabilizado. Casi todas (107 sp.) se documentan en la bahía de Alcudia. En la Bahía de Palma sólo se clasifican 49 sp. por la misma cantidad de muestras que en Alcudia mientras que en la bahía de Campos clasificamos 64 sp. sólo con

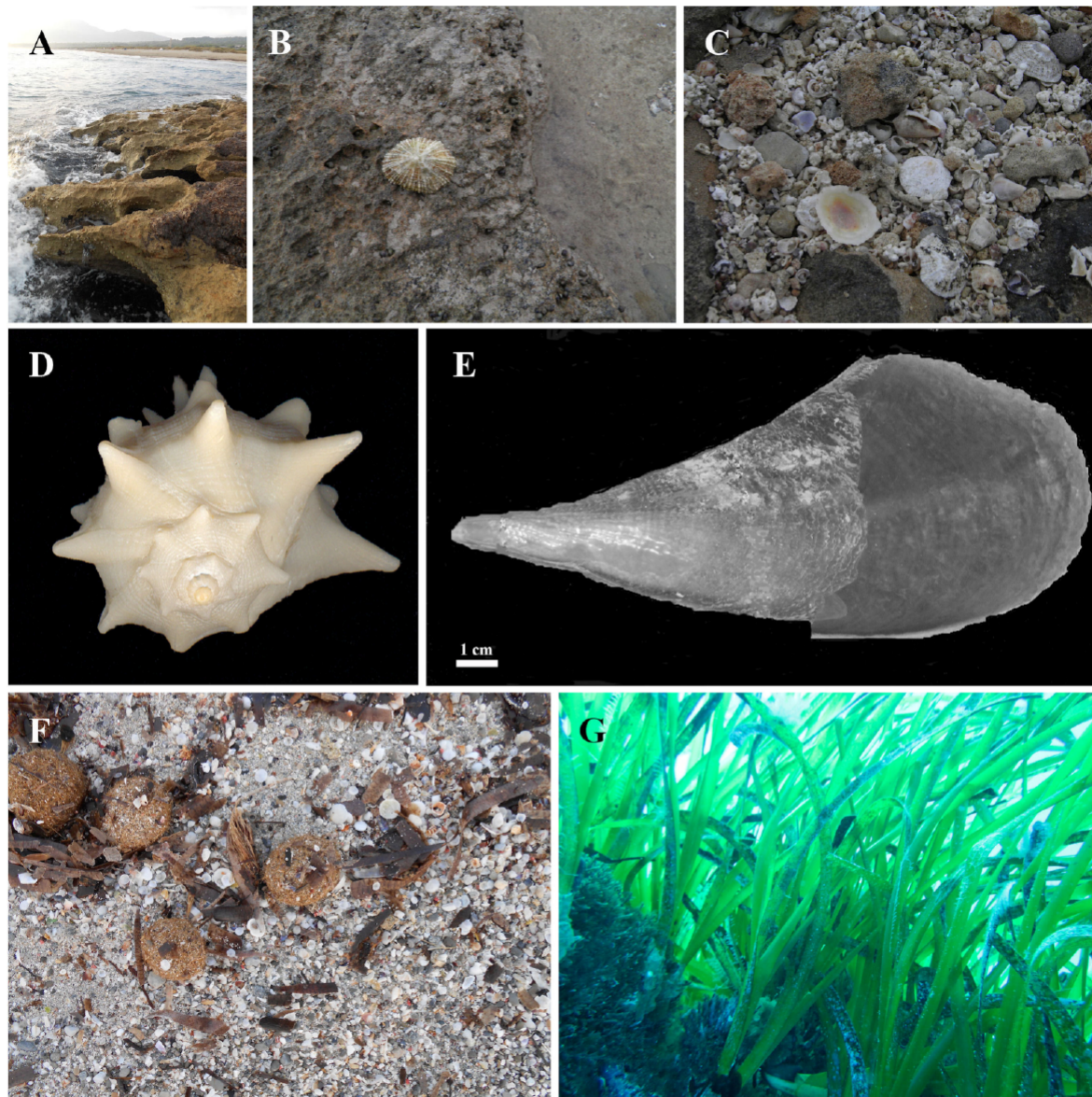


Figura 5. Comunidades de moluscos estudiadas A y B. Comunidad Supralittoral (Son Serra de Marina). C. Acumulación mixta (Restos de comunidades supra, meso e infralittoral). D. Gasterópodo (*Murex brandaris*) de fondo arenoso y mixto. E. *Pinna nobilis* (indicador de la salud y el grado de conservación de la pradera de *Posidonia oceanica*). F. Acumulación de *Posidonia oceanica* (Sa Ràpita) i G. Pradera original (Parc natural de Cabrera. Cortesía Dtr. Cabanellas-Reboredo).

Figure 5. Molluscs and communities studied. A and B. Supralittoral community (Son Serra de Marina). C. Mixed accumulation (Supra, meso and infralittoral accumulation). D. Gastropoda (*Murex brandaris*) sand and mixed bottom. E. *Pinna nobilis* (*Posidonia oceanica* grassland indicator). F. *Posidonia oceanica* accumulation (Sa Ràpita). G. Original *Posidonia* meadow (Natural Park of Cabrera. Dtr Cabanellas- Reboredo courtesy).

Tabla 3. Especies actuales clasificadas por bahías y frecuencia (Riedel, 1987; Cuerda, 1987). A. Muy abundante. B. Abundante variable. F. Frecuente. R. Rara. M. Muy rara. P. Palma. A. Alcudia. C. Campos. Listado de especies sobre World Register of Marine Species / www.marinespecies.org, Cuerda (1987) y Vicens (2015).

Table 3. Species on actual accumulation for a bays and frequency (Riedel, 1987; Cuerda, 1987). A. Very abundant. B. Variable. F. Frequent. R. Rare. M. Very rare. P. Palma A. Alcúdia. C. Campos. List of species according to World Register of Marine Species / www.marinespecies.org, Cuerda (1987) and Vicens (2015).

Especies actuales								
<i>Arca noae</i>	A	PAC	<i>Timoclea ovata</i>	R	PA	<i>Hina sp</i>	F	A
<i>Barbatia barbata</i>	F	PAC	<i>Chamelea gallina</i>	R	PAC	<i>Erosoaria sp</i>	B	C
<i>Striarca lactea</i>	R	A	<i>Diodora gibberula</i>	R	A	<i>Rissoa sp</i>	F	A
<i>Glycymeris glycymeris</i>	A	PAC	<i>Emarginula huzardii</i>	R	AP	<i>Rissoa speciosa</i>	F	A
<i>Glycymeris sp</i>	R	A	<i>Fissurella nubecula</i>	R	PAC	<i>Rissoa guerini</i> .	F	A
<i>Mytilaster minimus</i>	F	A	<i>Patella careulea</i>	M	PAC	<i>Rissoa bilineata</i> .	R	AC
<i>Petricola litophaga</i>	R	AC	<i>Patella aspera</i>	B	PAC	<i>Rissoina bruguieri</i> .	R	A
<i>Modiolus barbatus</i>	R	PA	<i>Chiton olivaceus</i>	R	A	“ “ var minor	A	PAC
<i>Pecten sp</i>	M	AC	<i>Patella rustica</i> ’	B	PAC	<i>Odostomia sp</i>	R	A
<i>Chlamys sp</i>	M	C	<i>Smaragdia viridis</i>	F	PAC	<i>Yoldella sp</i>	M	C
<i>Spondylus gaedopus</i>	B	PAC	<i>Calliostoma miliaris</i>	R	A	<i>Bittium reticulatum</i>	A	PAC
<i>Anomia ephippium</i>	F	PAC	<i>Gibbula sp</i>	F	A	“ “ var jardentina	A	AC
<i>Lima lima</i>	R	A	<i>Gibbula turbinoides</i>	R	A	<i>Theridium vulgatum</i>	A	PAC
<i>Limaria loscombii</i>	R	A	<i>Gibbula ardens</i>	F	AC	<i>Thais haemastoma</i>	A	PAC
<i>Ostrea sp</i>	R	A	<i>Gibbula varia</i>	R	AC	<i>Cirsotrema sp</i>	R	A
<i>Mytilus sp</i>	R	PA	<i>Gibbula guttandauri</i>	B	PAC	<i>Ocenebra erinacea</i>	R	C
<i>Loripes lacteus</i>	B	PAC	<i>Monodonta articulata</i>	F	A	<i>Ocenebrina aciculata</i>	R	AC
<i>Pseudochama griphyna</i>	F	PAC	“ “ turbinata	B	PAC	<i>Murex trunculus</i>	F	PAC
<i>Chama griphoides</i>	B	PAC	<i>Jujubinus exasperatus</i> .	F	A	<i>Columbella rustica</i>	A	PAC
<i>Cardita calyculata</i>	R	A	<i>Jujubinus striatus</i> .	R	A	<i>Mitra sp</i>	R	AC
<i>Acanthocardia erinacea</i>	A	PAC	<i>Tricolia pulla</i> .	F	PAC	<i>Gibberula miliaria</i> .	F	AC
<i>Parvicardium sp</i>	R	AC	<i>Tricolia tenuis</i> .	F	AC	<i>Hyalina secalina</i> .	F	PA
<i>Cerastoderma glaucum</i>	B	PA	<i>Tricolia speciosa</i> .	F	PA	<i>Conus mediterraneus</i>	A	PAC
<i>Ensis sp</i>	F	PAC	<i>Litorina neritoides</i> .	B	PAC	„ „ var minor	A	PAC
<i>Tellina planata</i>	R	PA	<i>Setia semistriata</i> .	F	PAC	<i>Raphitoma philberti</i>	M	A
<i>Donax semistriatus</i>	B	PAC	<i>Littorina sp</i>	R	A	<i>Raphitoma equalis</i>	M	AC
<i>Donax venustus</i>	B	PAC	<i>Pentaloconchus sp</i>	F	PAC	“ “ linearis	M	A
<i>Donax trunculus</i>	B	PAC	<i>Turbona cimex</i> .	F	A	<i>Lemintina arenaria</i>	F	AC
<i>Venus verrucosa</i>	A	PAC	<i>Alvania montagui</i> .	F	AC	<i>Hyalina secalina</i>	R	A
<i>Dosinia lupinus</i>	F	PAC	<i>Alvania lactea</i> .	F	PA	<i>Turbonilla sp</i>	R	AC
<i>Dosinia exoleta</i>	B	PAC	<i>Alvania subcrenolata</i> .	R	AC	<i>Bulla striata</i>	R	AC
<i>Ruditapes decussates</i>	R	AC	<i>Dentalium sp</i>	R	AC	<i>Reusa sp</i>	M	C
<i>Solecurtus strigilatus</i>	R	PA	<i>Turboella sp</i>	R	A	<i>Chauvetia minima</i>	R	PA
<i>Venerupis sp</i>	R	PA	<i>Mitrella scrpta</i>	R	C	<i>Bithinella sp</i>	M	A
<i>Mactra coralina</i>	B	PAC	<i>Haliotis lamellosa</i>	F	PAC	<i>Coralliophora sp</i>	M	AC
<i>Pinna nobilis</i>	R	A	<i>Sepia officinalis</i>	A	PAC	<i>Pleusomoides</i>	N	A
<i>Nucula sp</i>	M	A	<i>Theridium rupestre</i>	R	AP	<i>Epitonium sp</i>	R	A
<i>Calliostoma sp.</i>	R	A	<i>Lepidopleurus sp</i>	R	A	<i>Cypraea sp</i>	R	PA

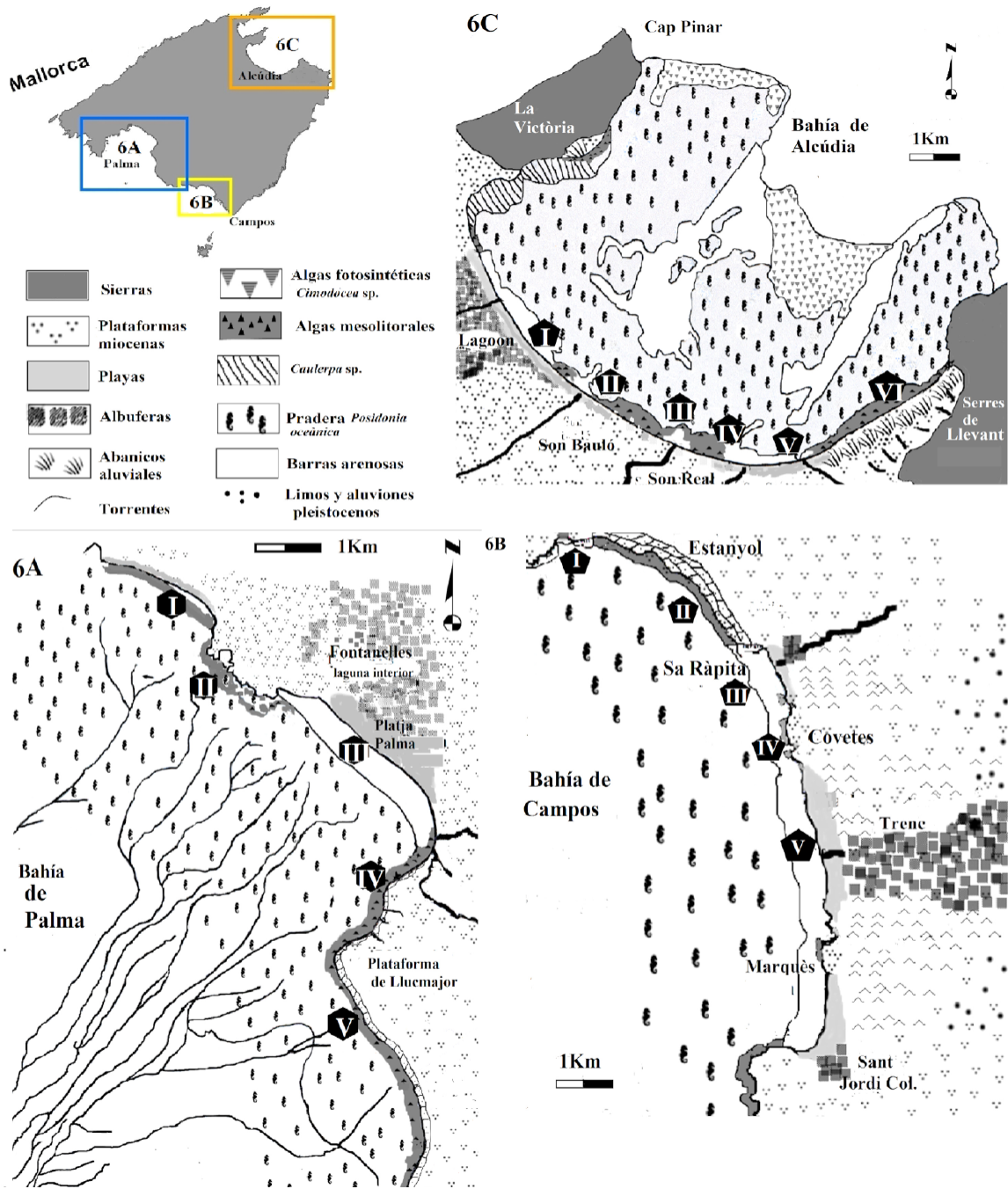


Figura 6. Mapas fisiográficos: A) Bahía de Palma. B) Bahía de Campos C) Bahía de Alcúdia (Proyecto Deeper, 2009; Díaz del Río *et al.*, 1993ab; Goy *et al.*, 1997; Palomino *et al.*, 2009; Mateu *et al.*, 2003) Comunidades litorales y zonación geomorfológica (zonas I. II. III. IV. V. VI. Playa, costa baja, acantilados etc.) de acuerdo con la Tabla 2 y Tabla 3.

Figure 6. Physiographic maps: A) Palma bay. B) Campos bay and C) Alcúdia bay. (Proyecto Deeper, 2009; Díaz del Río *et al.*, 1993ab; Goy *et al.*, 1997; Palomino *et al.*, 2009; Mateu *et al.*, 2003). Coastal communities and geomorphological zones (I. II. III. Etc. Beach, low coast, cliff, etc.) according Table 2 and Table 3.

la mitad de muestras. Así la bahía de Palma muestra una media de especies por acumulación baja (17,7 sp) respecto de Alcúdia (20 sp) o Campos (21sp).

De las 42 estaciones muestreadas 14 corresponden a litorales arenosos (16,3 sp .de media por muestra. Tabla 1) y 11 a litorales más rocosos (17.1 sp. de media). Las estaciones con más taxones de media (27sp.) son las situadas en costa baja con pequeñas playas (mixtos). Las acumulaciones más biodiversas son *Sa Ràpita* (35 sp.) para la bahía de Campos, *Las Rocas* (29 sp.) para la bahía de Palma y *Son Bauló* (64 sp.) para Alcúdia. Todas corresponden a los extremos de las barras arenosas colindantes con costa rocosa baja y todas cuentan con una importante contribución de la Comunidad Infralitoral (Com-IC). Las únicas acumulaciones de la comunidad litoral arenosa (Com-MA) que igualan o superan las citadas por Valencia y Massutí (24 sp.) son *Las Rocas* (29 sp), *Na Borges* (24 sp) y *Sa Ràpita* (35 sp) todas en extremos de barras arenosas y con importante aportación de la Com-I (Tabla 1. Fig. 6).

Ninguna acumulación con restos de las asociaciones mesolitorales rocosas iguala al registro de Barceló *et al.* (1999. 33 sp.) si no es contabilizando también las especies infralitorales presentes en las estaciones muestreadas. Los registros actuales de *Son Bauló* (64 sp.), los más biodiversos de los estudiados, solo contienen las 2/3 partes del citado por Fresneda *et al* (1984) para la comunidad muerta infralitoral. El registro fósil de *Son Bauló* (81 sp. Morey, 2008) se acerca más a estas cifras.

La biodiversidad de las 10 acumulaciones situadas en lugares menos urbanizados (Tabla 6) es de 20,1 sp. de media frente a las 13 sp. de media de las presentes en los lugares más antropizados (Tablas 4 y 5). En estos últimos solo dos acumulaciones superan las 20 sp. (*S'Estanyol*, 21 sp. y *Las Rocas*, 20 sp.) todas con restos infralitorales.

El registro del Pleistoceno Superior comprende de cerca de 300 sp. (Cuerda, 1987; Vicens, 2015; Morey, 2008; 2020) y muestra mayor paleodiversidad que el registro actual (Tablas 4 y 5). La diversidad del registro fósil es mayor en Palma que en Alcúdia (49, 5 sp. por 40 sp. de media) y muy baja en Campos (22 sp. de media por yacimiento. Tablas. 4 y 5). En la bahía de Campos sólo se ha localizado un yacimiento muy rico en especies y contiene mucha fauna infralitoral (*Sa Ràpita*-Amarador. 44 sp. Morey, 2008).

3.2. Estado de conservación

Los restos mejor conservados pertenecen a las Com-SP (Supramesolitoral) y Com-MA y lo son aún más los recogidos en puertos y calas cerradas (Molinar, 90%; Cala Gamba, 88%. Tabla 1).

El porcentaje de material bien conservado en el centro de las barras arenosas duplica al recogido en la costa rocosa baja. Los restos de la Com-I en las zonas arenosas (*Las Rocas*, *Es Morters*, *Na Borges*. Tabla 1. Tabla 6) se encuentran también en mejor estado de conservación que los recogidos en las costas rocosas. La Com-MR se encuentra en casi el mismo estado de conservación que las Com-MA cercanas.

Por bahías, Campos es la que muestra un material peor conservado mientras que el material recogido en Alcúdia se muestra en peor estado de conservación que el de la bahía de Palma.

3.3. Distribución de las comunidades

La Com-SP se acumula en la costa rocosa baja con poca sedimentación (*Pas des Verro* —50%, *Ca'n Picafort*— 40%. Tabla 1). En las playas solo aparece cerca de alguna roca esporádica. La Com-MA se deposita en las playas centrales cerca de la comunidad madre (*Ca'n Pastilla*, 98%; *Alcúdia*, 84%. Fig. 6) mientras la Com-MR se deposita lejos de las barras arenosas (*Cementiri Fenicis*, 70%; *Covetes*, 50%; *Son Serra*,

Tabla 4. Porcentaje de individuos según talla (diámetro). Actuales. D entre 3-6 cm de diámetro. Cm. 1-3 centímetros. mm. Menos de un centímetro. Gris y negrita yacimientos o sedimentación pleistocena. G Gran talla + de 6 cm. (Datos: Colecciones Cuerda y Muntaner. Morey 2008. y trabajo de campo).

Table 4. Percentage size (diameter) of specimens. Actual. (C is 3-6 cm- diameter. Cm is 1-3 cm. m is 0.1-1 centimeter). Column in gray Pleistocene outcrops. G + de 6 cm. (Cuerda and Muntaner collections data. Morey 2008. Personal data).

Localidad	D	cm	mm	G	D	cm	mm	Local.	C	cm	mm	G	D	cm	mm
<i>Molinar</i>	-	-	-	26	64	10	-	<i>A. Casat</i>	6	43	51	-	2	37	61
<i>Las. Rocas</i>	14	34	52	18	37	26	19	<i>Son Real. T</i>	2	69	23	20	40	30	10
<i>Cala Gamba</i>	37	56	7	2	30	38	30	<i>Son Serra. P</i>	7	24	69	33	40	27	-
<i>C. de Tir. 1,8m</i>	32	40	28	20	45	30	5	<i>S' Anegat</i>	23	46	31	2	10	60	28
<i>Es Carnatge</i>	23	42	35	5	69	19	7	<i>Na Borges. T</i>	28	60	12	20	46	34	-
<i>La Pineda</i>	11	54	35	-	9	60	31	<i>Sa Canova</i>	25	63	14	-	50	50	-
<i>Cova Gata</i>	-	74	26	-	7	33	60	<i>S' Esquerda.</i>	-	-	-	5	45	45	5
<i>Ca'n Pastilla</i>	44	46	10	10	35	33	22	<i>Calestret</i>	15	85	-	-	34	44	22
<i>Arenal</i>	60	40	-	-	-	-	-	<i>S. S. Marina</i>	80	20	-	4	30	43	23
<i>Es Fornàs.</i>	-	60	40	23	30	27	20	<i>A. Colom</i>	10	47	43	-	47	53	-
<i>C. Blava. Orenol</i>	-	50	50	-	30	40	30	<i>C. Camps</i>	6	32	62	-	10	40	50
<i>S. Lleonardes</i>	13	65	22	-	15	49	36	<i>Sa Cugussa</i>	12	34	54	-	28	44	28
<i>Cala Vella</i>	5	48	47	40	40	20	-	<i>Racó Arena</i>	15	60	25	-	-	50	50
<i>Sa Fossa</i>	-	26	74	-	18	48	34	<i>Son Bieló. Pta</i>	22	48	30	-	18	64	16
<i>Pas d Verro</i>	-	-	-	-	22	54	24	<i>Ràpita. Port</i>	-	28	72	-	8	69	23
<i>Pas de Sa Senyora</i>	-	-	-	-	25	50	25	<i>Es. Morters</i>	48	32	20	-	40	42	18
<i>C. Tir. 3m?(2m)*</i>	-	-	-	18	40	39	3	<i>Ses Covetes</i>	20	80	-	25	43	22	10
<i>Carnatge 5a</i>	23	42	35	-	21	43	36	<i>Covetes. Freu.</i>	-	56	44	5	36	32	27
<i>Son Mosson</i>	30	43	27	-	14	56	30	<i>Perengons</i>	-	2	98	-	-	50	50
<i>Na Patana</i>	9	32	59	-	19	36	45	<i>Platja Dolç</i>	-	22	78	-	-	-	-
<i>Cem. Fenicis</i>	33	66	-	-	14	44	42	<i>Trenc</i>	32	20	48	33	50	17	-
<i>Platja Alcúdia</i>	22	70	8	-	-	-	-		C	cm	m	G	C	cm	m
<i>Media</i>									18	47	37	8	29	41	22

Tabla 5. Porcentaje de comunidades presentes en el registro del Pleistoceno Superior (Eu i Neotirreniense) y actual. Comunidades (M. Mesosupralitoral. A. Mesolitoral arenosa. R. Mesolitoral. Rocosa. I. Infralitoral).

Table 5. Average. Upper Pleistocene (MIS5e, MIS-5a) and actual accumulations and communities to present. Communities (M. Mesosupra littoral. A. Mesolittoral. Sand. R. Mesolittoral. Rock. I. Infralittoral.).

	5e	5e	5e	5e	5a	5a	5a	5a	Act	Act	Act	Act.
Com.	M	A	R	I	M	A	R	I	M	A	R	I
<i>Palma</i>	4,5	56	16	11	11	44,4	15,8	25,8	10,8	39	16,2	26,4
<i>Alcúdia</i>	10	35	25	18	11	22	37,5	27,9	15,3	27,3	22,7	35,1
<i>Campos</i>	15	45	34,5	5	6	22,5	23,5	46	15,1	31,3	25,8	28,3
Total	8,5	48	23	11	10	33,5	23,5	31,3	12,1	35,8	20,3	29,5

Tabla 6. Estado de conservación y cantidad de especies clasificadas por acumulación y acumulaciones importantes (+ de 20 sp) según litoral (Virgen/Urbanizado; Arenoso/ Rocoso cercanía la pradera de *Posidonia oceanica*).

Table 6. State of conservation, Biodiversity (number of species classified by accumulation) and significative accumulation (+ 20 sp) our littoral (virgin urban zone. Sand and Rock our meadow *Posidonia oceanica* proximity).

Los 10 lugares estudiados	% Conservación	Nº. Especies	+20 sp
Menos urbanizados	47,5	21,1	6
Más urbanizados	75	13,5	2
Arenosos	80	16,3	2
Rocosos	42	17,1	7
Com. Infralitoral. cercana	54	27	9

46%; *S'Estanyol*, 35%; *Camp de Tir* 37%. Tabla 1. Fig. 5. Fig. 6). Los restos de las Com-I se depositan en todos los ambientes sedimentarios estudiados pero más en los extremos de las barras arenosas y/o en costa rocosa baja o mixta cerca la pradera de *Posidonia* (Fig. 5. Fig. 6. *Sa Fossa*, 61%; *Caló des Camps y Estanyol*, 60%; *Cala Vella y Arenal den Casat* 53%; *Las Rocas*, 50%; *Carnatge*, 47%).

3.4. Comparación entre el registro del Pleistoceno Superior marino y el actual

La Com-SP se mantiene en la misma proporción o aumenta ligeramente desde el último interglaciario. La Com-I pasa de contribuir en un 11% de conchas en el Eutirreniense (135.000 años) a un 30% en la actualidad (Tabla 5). Donde más registro se echa a faltar con respecto al Pleistoceno Superior es en la Com-MR con más presencia hoy de especies generalistas (presentes en más tipos de ambientes. *Thais haemastoma*, *Arca noae*, *Spondylus gaedopus*, *Columbella rustica* 70% del registro) y sin muchas ya de las especies citadas por Cuerda (1987) en el registro fósil.

4. Discusión

4.1. Sobre biodiversidad

El 90% de los macrorestos bióticos clasificados se pueden encuadrar en las 4 principales

comunidades de moluscos litorales contempladas por Cuerda (1987) según batimetría y substrato (Supramesolitoral-SP, Mesolitoral de fondo arenoso-MA o rocoso-MR e Infralitoral-CI propia de *Posidonia oceánica*. Fig. 3). Al comparar el registro estudiado con el de Altaba (1993) en Cabrera (169 sp.) o con el de la colección Garcies Font (Pons y Sureda, 1995. 160 sp.) se concluye que la biodiversidad constatada es normal-baja en Alcúdia, y muy baja en Palma siendo baja en general con solo un 70% de las especies esperadas. Es lógico que los fondos de Cabrera sean más biodiversos y por consiguiente lo sea también lo recogido en sus playas sin embargo las cifras aportadas por Altaba nos parecen exageradas respecto al registro clasificado en este estudio.

Los restos bióticos más biodiversos son los recogidos en lugares de costa rocosa baja con pequeñas playas y con importante registro de la Com-I (24.4sp de media) evidenciando con ello también que una mayor diversidad geomorfológica supone también mayor biodiversidad.

De igual manera las únicas acumulaciones de la Com-MA que igualan o superan las citadas por Valencia y Massutí (24 sp.) son *Las Rocas* (29sp), *Na Borges* (24 sp) y *Sa Ràpita* (35sp) todas ellas en extremos de barras arenosas y con importante aportación de la Com-I (Tabla 1. Fig. 5).

Observar al respecto que los rizomas de *Posidonia oceanica* actúan como trampa sedimentaria aumentando la diversidad en los restos muertos (Fresneda *et al.*, 1984; Box *et al.*, 2007). Así, en los mapas (Figs. 2. Fig. 6) se indica la situación de estas acumulaciones que son también las más biodiversas siendo Son Bauló el lugar más representativo (64 sp). Aun así, tampoco ninguna acumulación Com-MR iguala al registro de Barceló *et al.* (1999. 33sp) a no ser con la aportación de restos infralitorales.

El hecho de que el registro fósil sea más diverso que el actual (Tablas 2 y 5) se explica por ser éste resultado de sedimentaciones que representan intervalos temporales a menudo más largos y sin influencia antrópica y por el hecho también de que la temperatura del agua en el MIS5 fuera más elevada que en la actualidad (Hillarie Marcel *et al.*, 1996).

El aumento de la Com-I a medida que avanza el Pleistoceno se relaciona con la disminución de la temperatura del agua que favorece la expansión de las praderas de *Posidonia oceanica* (Morey, 2008; Jordà *et al.*, 2012). El aumento de la Com-MA respecto de la Com-MR a medida que avanza el Pleistoceno y hasta la actualidad se interpreta como indicador de la subsidencia que experimentan los sectores estudiados tal y como hace Spano (1993) en Cerdeña. Las zonas con registros del Pleistoceno Superior marino con más presencia de la Com-MR en entornos actuales con sedimentación arenosa (Morters. Zona III Bahía de Campos; Son Real. Zona IV Bahía de Alcúdia. Fig. 6) se consideran indicios de subsidencia de la zona estudiada.

4.2. Sobre estado de conservación

Si los restos de la Com-MR se observan tan conservados como los de la Com-MA se puede deber a la dureza de la concha de los

gasterópodos frente a la fragilidad de los lamelibranquios arenosos (Cuerda, 1987). Los restos de la Com-I se muestra siempre peor conservada evidenciando con ello ser la comunidad más transportada (Hernández Molina *et al.*, 2000; Sara, 1985. Tabla 5; Tabla 6. Fig. 5. Fig. 6). Corroborando esta afirmación las estaciones con material mejor conservado son en su gran mayoría puertos y pequeñas calas muy cerradas (Molinar, 90%; Cala Gamba, 89%. Tabla 1. Fig. 1 y 3).

El material recogido en la bahía de Alcúdia se muestra peor estado de conservación que el de Palma quizás por la fuerte incidencia del viento del N-NE (Viedma, 2002; Servera, 2004). El peor estado de conservación del material recogido en la bahía de Campos también puede ser debido a que esta sea una bahía más abierta (hidrodinamismo costero más intenso. Fig. 1). La bahía de Palma se muestra luego como la bahía más protegida (influencia de la geomorfología - menor hidrodinamismo costero).

El porcentaje de conservación del material en las playas vírgenes es superior al 80% pero baja a sólo el 45-50% en las zonas con más presión antrópica (Palma. Alcúdia. Tabla 5. Fig. 7) confirmando las observaciones de Cendrero *et al.* (2005); Dolbert *et al.* (2007); Borja *et al.* (2009a, 2009b) al respecto.

No hay demasiadas diferencias entre el estado de conservación del material fósil y el actual cercano (Tablas 1 y 3) hecho que se interpreta porque se estudian zonas muy litorales y de baja energía y porque parte del material fósil se estudia a partir de colecciones (puede que seleccionado). El material de los yacimientos MIS-5e. Eutirrenienses se halla en mejor estado que los Neotirrenienses MIS-5a. Ello se interpreta por que los restos MIS-5e están formados por más proporción de especies mesoinfralitorales (mejor conservadas) y por la supuesta estabilidad climática en el MIS-5e frente al MIS-5a éste último con varias

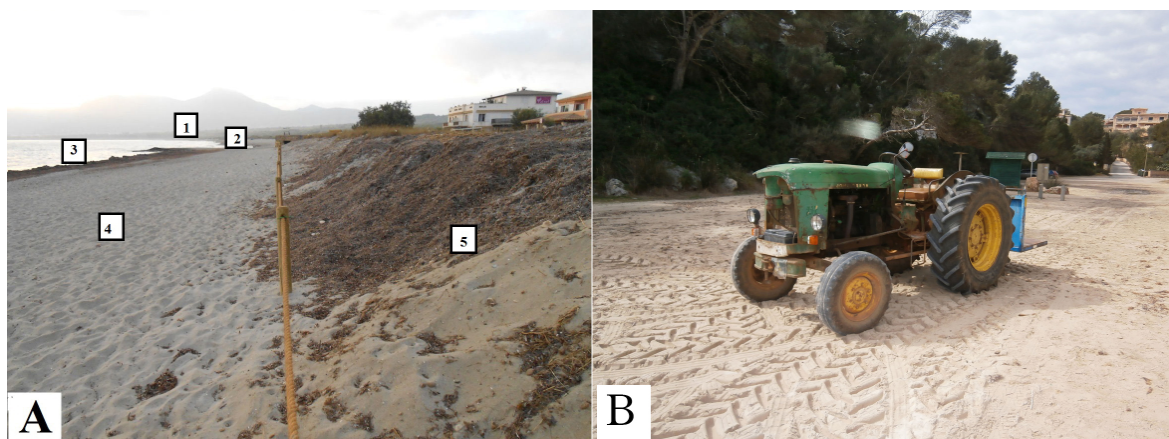


Figura 7. A). Mantenimiento de la playa de Son Serra- Sa Canova. 1. Pleistoceno Superior. 2 y 3). Deposición actual de *Posidonia oceanica* y de restos de la comunidad mesolitoral arenosa. 4). Arena traída de manera artificial y montones (5) de restos de *Posidonia oceanica* apartados con maquinaria. B) Gestión de la playa de Cala Llombards con maquinaria pesada.

Figure 7. A) Management Son Serra beach- Sa Canova. 1. Upper Pleistocene. 2 and 3. *Posidonia oceanica* recent deposition with mesolitoral accumulations - 4- and artificial *Posidonia oceanica* outcrop- 5. B) Cala Llombards management (heavy machine).

transgresiones y regresiones marinas rápidas y/o con clima más variable (Morey, 2008; Spano, 1993).

4.3. Apuntes de Geomorfología y Tectónica. Encuadramiento tectónico de las bahías

La sedimentación de las acumulaciones actuales y las del Pleistoceno Superior casi en los mismos sectores litorales y la gran autotonia detectada en ellas permite describir la evolución de las zonas de estudio desde el último interglaciar.

Así se diferencian:

- Zonas sin sedimentación actual ni fósil. Acantilados en los últimos 150.000 años.
- Zonas con registro fósil tierra adentro. Antiguo litoral pleistoceno. (Cuerda, 1975).
- Zonas con sedimentación fósil y actual con misma significación ambiental (A, a. fondo arenoso; R, r. rocoso. X, x. Fondo mixto. Mapas Fig. 6. Fig. 8).

- Zonas rocosas bajas con poca sedimentación actual respecto de su registro fósil, este además mayoría de fondo arenoso: Este y centro de Palma (*Cala Vella, Camp de Tir, La Pineda*); Oeste de Campos (*S'Estanyol, Sa Ràpita, Ses Covetes*) y *Caletret* (Alcúdia). Playas fósiles elevadas (bajada del nivel marino superior a la subsidencia. Morey, 2008).
- Zonas con registro fósil de fondo rocoso y actual más propio de fondo arenoso (*Morters de Sa Ràpita*). Subsidencia reciente. Se observa en líneas generales en todo el registro estudiado.

Si se comparan los ambientes sedimentarios aquí definidos con los encuadros tectónicos propuestos para las tres bahías estudiadas se observa que los condicionamientos de dirección ESE-WNW señalados por Del Olmo y Álvaro (1984ab) (mismas direcciones que los esfuerzos observados por Céspedes *et al.*, 2001) encuadran las bahías respecto del resto de estructuras de la isla (Sierra de Tramuntana y plataformas miocenas. Fig. 8).

En Palma la falla de Cala Gamba-Cala Estancia condiciona la zona más subsidente. Palomino *et al.* (2009) detectan procesos tectónicos en el centro-levante de la bahía en forma de canales y escarpes de falla con un alto central erosivo y basculado que divide la bahía en dos unidades morfológicas tal y como se observa en superficie (trazado de Cala Estancia, Son Ferriol, Pontiró, torrente-falla de Santa Eugènia, torrente de Vinagrella-Albufera de Alcudia: Morey, 2020). El registro sedimentario tanto actual como fósil corrobora esta división mostrando sedimentación distinta (Costa arenosa-

Fontanelles /costa rocosa-Camp de Tir. Morey, 2008. T1). Igual las cuencas interiores de Inca y Porreres muestran clara subsidencia o basculamiento S-SE extrapolable a las bahías adyacentes de Palma y Campos (Fig. 8).

En resumen, los condicionamientos propuestos (Fig. 8) se orientan igual que la Plataforma balear (Acosta *et al.*, 2002), delimitan los ambientes litorales observados en cada bahía, resaltan el paralelismo observado entre estas y las cuencas interiores y explican también la distribución de los terrenos y altiplanos cen-

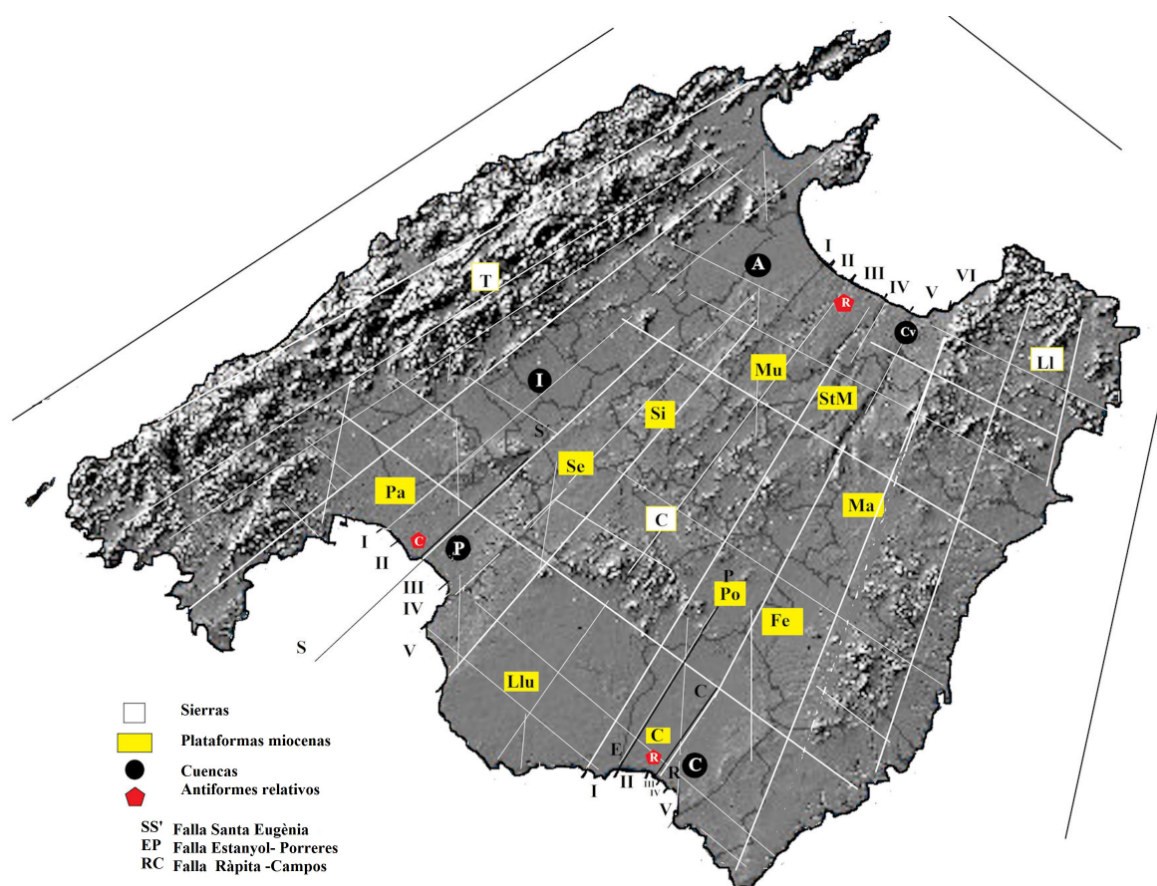


Figura 8. Control morfo- estructural de las bahías estudiadas (Morey, 2020). **Sierras:** T. Tramuntana. Ll. Llevant. C. Central. **Plataformas y antiforques miocenos:** Palma- Caülls; Se. Sencelles; Si. Sineu; Mu. Muro; StM. Santa Margalida; Ma. Manacor; Po. Porreres; Fe. Felanitx; Llu. Lluçmajor; C. Campos. **Cuencas:** P. Palma. I. Inca. A. Alcúdia. C. Campos. Ca. Canova. **Pequeños antiforques en el centro de las bahías (relativos).** C. Carnatge. R. Ràpita. Re. Son Real.

Figure 8. Morphostructural bays control to observed (Morey, 2020): **Ranges:** T. Tramuntana. Ll. Llevant. C. Central. **Miocene platforms- antiforques:** Palma- Caülls; Se. Sencelles; Si. Sineu; Mu. Muro; StM. Santa Margalida; Ma. Manacor; Po. Porreres; Fe. Felanitx; Llu. Lluçmajor; C. Campos. **Basins:** P. Palma. I. Inca. A. Alcúdia. C. Campos. Ca. Canova. **Central bay small antiforques:** C. Carnatge. R. Ràpita. Re. Son Real.

trales de la isla. Todo prueba y es testimonio de un relieve delimitado por direcciones *SE-NW* y *SW-NE* aún marcando la estructuración alpina de la isla. La distensión posterior se observa aún condicionada por esta afectando al registro mioceno post-tectónico, al registro plioceno (aluviones, playas y dunas) y en consecuencia también al registro posterior o pleistoceno (Morey, 2017; Morey, 2020).

5. Conclusiones

Las acumulaciones de restos bióticos litorales (95% de conchas de moluscos) presentes en las principales bahías de Mallorca pertenecen en su gran mayoría a 4 comunidades litorales mayoritarias todas presentes en dos ambientes sedimentarios principales:

- Playas y barras arenosas. Comunidad mesolitoral cercana e infralitoral.
- Costa rocosa baja. Comunidad mesolitoral de fondo rocoso, supramesolitoral e infralitoral.

En las playas el porcentaje de material bien conservado duplica al de la costa rocosa baja siendo la comunidad infralitoral la peor conservada al ser también la más transportada. El estado de conservación de los restos en los sectores vírgenes duplica al registrado en los sectores más urbanizados.

La biodiversidad actual se considera normal-baja siendo más alta en los ambientes mixtos (playa-roca), en los extremos de las barras arenosas (comunidad infralitoral) y en los lugares menos urbanizados.

La comunidad mesolitoral disminuye así como avanza el Pleistoceno Superior respecto de la infralitoral, hecho que se asocia a la expansión de las praderas de *Posidonia oceánica*. La comunidad mesolitoral arenosa se impone hoy a la comunidad mesolitoral rocosa, hecho

que se relaciona con la subsidencia que experimentan las bahías estudiadas.

Los ambientes sedimentarios definidos se relacionan con las fallas que estructuran las bahías y las plataformas miocenas que las encuadran y también con las cuencas interiores hecho que las relaciona tectónicamente entre sí. Todo convierte al estudio de los restos bióticos en una herramienta válida, sencilla y económica para observar el estado en que se encuentra un litoral de acumulación y los cambios ambientales y geomorfológicos que este experimenta.

Agradecimientos

Al Prof. Dr. G. X. Pons por sus sugerencias y facilitarnos el acceso a las colecciones de la Societat d'Història Natural.

Bibliografía

- Acosta, J., Canals, M., López Martínez, J., Muñoz, A., Herranz, P., Urgeles, R., Palomo, C., Casamor, J. L. (2002). The balearic promontory geomorphology (Westen Mediterranean): morphostructure and active processes. *Geomorphology*, 49, 177-204. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00168-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00168-X)
- Aguirre, J., Yesares, J. (2003). Tafonomía y análisis secuencial del Plioceno inferior en el sector de la cuenca de Almería-Níjar (SE de España). *Rev. Esp. Paleontología*, 18,1, 61-62. <https://doi.org/10.7203/sjp.18.1.21634>
- Albano, P. G., Sabelli, B. (2011). Comparison between death and living molluscs assemblages in a Mediterranean infralittoral off-shore reef. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 310 (3-4), 206-215. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.07.012>
- Altaba, C. R. (1993). Els mol·luscs, catàleg preliminar. In Alcover J.C., Ballesteros, E., Fornós, J. J (eds). *Història Natural de l'arxipèlag de Cabrera*. *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 2, 589-596.
- Ayala, C., Pous, J., Sabat, F., Casas, A., Rivero, L., Gelabert, B. (1994). Modelización gravimétrica de la Isla de Mallorca. *Rev. Esp. Paleontología*, 7, 3-4, 215-227.

- Barceló, R., Flexas, J., Gulias, X., Moreno, J. L. (1999). Contribució al coneixement de la flora i fauna dels fons marí de Cala Rafaubeitx (SW. Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears*, 42, 25-44.
- Barnolas *et al.* (1991). Memorias del mapa Geológico de Mallorca. *Inst. Geo. Min.* Madrid.
- Belgacem, W., Langar, H., Pergent, G., Ben Hasine, O. K. (2013). Associated mollusc communities of a *Posidonia oceanica* meadow in Cap Zebib (North East Tunisia). *Aquatic botany*, 104, 170-175. <https://doi.org/10.1016/j.aquabot.2011.09.012>
- Benedicto, E. (1994). Evolución tectonosedimentaria de la Cubeta de Inca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears*, 37, 15-35.
- Bianchi, C. N., Morri, C. (2000). Marine biodiversity of the Mediterranean Sea: situation, problems and prospects for future research. *Marine Pollution Bulletin*, 40, 5, 367-376. [https://doi.org/10.1016/S0025-326X\(00\)00027-8](https://doi.org/10.1016/S0025-326X(00)00027-8)
- Borja, A., Miles, A., Occhipinti-Ambrogi, A., Berg, T. (2009)a. Current status of macroinvertebrate methods used for assessing the quality of European marine waters: implementing the Water Framework Directive. *Hydrobiologia*, 633, 1, 181-186. <https://doi.org/10.1007/s10750-009-9881-y>
- Borja, A., Muxika, I., Rodríguez, J. G. (2009)b. Paradigmatic responses of marine benthic communities to different anthropogenic pressures, using M-AMBI, within the European Water Framework Directive. *Marine Ecology*, 30, 214-227. <https://doi.org/10.1111/j.1439-0485.2008.00272.x>
- Bouchet, P., Lozouet, P., Maestrati, P., Heros, V. (2002). Assessing the magnitude of species richness in tropical marine environments: exceptionally high numbers of molluscs at a New Caledonia site. *Biological Journal of the Linnean Society*, 75, 421-436. <https://doi.org/10.1046/j.1095-8312.2002.00052.x>
- Box, A., Deudero, S., Pons, G. X., Blanco, A., Sàrriera, P., Cabanellas Reboledo, M. (2007). Contribució al coneixement dels mol·luscs associats a praderies de Caulerpals a Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears*, 50, 115-125.
- Céspedes, A., Giménez, J., Sabat, F. (2001). Caracterización del campo de esfuerzos neógenos en Mallorca mediante el análisis de las poblaciones de fallas. *Geogaceta*, 30, 199-202.
- Colom, G. (1985). Estratigrafía y Paleontología del Andalucense y del Plioceno de Mallorca (Balears). *Bol. Geo. Min.*, 96, 3, 235-302.
- Covazzi Harriage, A., Bianchi, C. N., Albertelli, G. (2006). Soft-bottom macrobenthic community composition and biomass in a *Posidonia oceanica* meadow in the Ligurian Sea (NW Mediterranean). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 70,1-2, 251-258. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.10.017>
- Cuerda, J. (1987). Moluscos marinos y salobres del Pleistoceno Balear." *Sa Nostra*", Palma, 420 pp.
- Cuerda, J. (1989). Los tiempos Cuaternarios en Balears. *Inst. Estud. Baleáricos*, Palma, 304 pp
- Defeo, O., McLachlan, A., Schoeman, D. S., Schlacher, T. A., Dugan, J., Jones, A., Lastra, M., Scapini, F. (2009). Threats to sandy beach ecosystems: A review. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 81,1, 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2008.09.022>
- Del Olmo, P., Álvaro, M. (1984). Control estructural de la sedimentación neógena de Mallorca. *Actas I Cong. Geol. Esp*, 3, 219-228.
- Díaz del Río, V., Rey, J. (1987). La tectónica reciente en la Bahía de Palma (Balears) y sus implicaciones morfoestructurales. *Bol. Geo. Min.* 98, 342-348.
- Díaz del Río, V., Somoza, L., Goy, J. L., Zazo, C., Rey, J., Hernández Molina, F. L., Mateu, G. (1993ab). Estudio fisiográfico de las Bahías de Palma y Alcúdia (Mallorca, España). Mapa fisiográfico de la Bahía de Palma y memoria. *Bol. Geo. Min.* 158, 123-149.
- Dolbeth, M., Ferreira, Ó., Teixeira, H., Marques, J. C., Dias, J. A., Pardal, M. (2007). Beach morphodynamic impact in a macrobenthic community along a subtidal depth gradient. *Marine Ecology Progress Series*, 352, 113-124. <https://doi.org/10.3354/meps07040>
- Dyke, A. S., Dale, J. E., McNeely, R. N. (1996). Marine molluscs as indicators of environmental change in glaciated North America and Greenland during the last 18 000 Years. *Geographie physique et Quaternaire. Les Presses de l'Université de Montréal*, 50, 2, 125-184. <https://doi.org/10.7202/033087ar>
- Fallot, P. (1922). Etude geologique de la Sierra de Majorque (Iles Balears). Tesis. Paris-Lieja. 480 pp.
- Finkl, C.W. (2004). Coastal classification: Systematic approaches to consider in the development of a comprehensive system. *Journal of Coastal Research*, 20, 1, 166-213. [https://doi.org/10.2112/1551-5036\(2004\)20\[166:CCSATC\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.2112/1551-5036(2004)20[166:CCSATC]2.0.CO;2)
- Fornós, J. J. (1983). Estudi sedimentològic del Miocè Terminal de l'illa de Mallorca. Memòria de Tesis. UIB. 228pp.

- Fresneda, M. Acuña, J. D., Boronat, J. (1984). Asociaciones malacológicas vivas y muertas de 3 unidades bionómicas de la Cala Portichol (Alicante. España). *Mediterránea*, 3, 65-89.
- Garilli, V. (2011). Mediterranean Quaternary interglacial molluscan assemblages: Palaeobiogeographical and palaeoceanographical responses to climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 312, 98-114. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.09.012>
- Gauci, M. J., Deidun A., Schembri P., J. (2005). Faunistic diversity of Maltese pocket sandy and shingle beaches: are these of conservation value? *Oceanologia*, 47, 2, 219-241.
- Gelabert, B. (1997). L'estructura geològica de la meitat occidental de Mallorca. *Memorias IGTE*, 129 pp.
- Gelabert, B. Servera, J. Rodríguez Perea, A. (2002). Características geomorfológicas del sistema dunar de la Bahía de Alcúdia (isla de Mallorca). *Geogaceta*, 32, 215-218.
- Gofas, S. (2010). Systematic lifting of ultraespecific taxa. <http://www.mnhn.fr/biotaxis/clemam>.
- González, F. M., Goy, J. L., Zazo, C., Silva P. G. (2001). Actividad eólica y cambios del nivel del mar durante los últimos 170. 000 años (Mallorca, Islas Baleares). *Cuaternario y Geomorfología*, 16, 3-4.
- Goy, J. L., Zazo, C., Cuerda, J. (1997). Evolución de las áreas margino-litorales de la costa de Mallorca (Baleares) durante el último y presente interglacial: nivel del mar holoceno y clima. *Bol Geo. Minero*, 108, 455-463.
- Guerra-Merchán, A., Palmqvist, P., Lozano, M. C., Vera Peláez, J. L., Triviño López, A. (1996). Análisis sedimentológico y paleoecológico del yacimiento Plioceno del Parque Antena (Estepona, Malaga). *Rev. Esp. Paleontología*, 11, 2, 226-234.
- Gutiérrez, J. L., Glive, G. J., Strayer, D. L., Iribarne, O. (2003). Mollusks as ecosystem engineers: the role of shell production in aquatic habitats. *Oikos*, 101, 1, 79-90. <https://doi.org/10.1034/j.1600-0706.2003.12322.x>
- Hernández-Molina, F. J., Fernández-Salas, L. M., Lobo, F., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Alveirinho Dias, J. M. (2000). The infralittoral prograding wedge: a new largescale progradational sedimentary body in shallow marine environments. *Geo-Marine Letters*, 20, 109-117. <https://doi.org/10.1007/s003670000040>
- Hillarie-Marcel, C., Gariepy, C., Chaleb, B., Goy, J. L., Zazo, C., Cuerda, J. (1996). U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca. Further evidence from two last interglacial high sea levels in the Balearic Island. *Quaternary Sciences Review*, 15, 53-62. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00079-8](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00079-8)
- Jordà, G., Marbà, N., Duarte, C. (2012). Mediterranean seagrass vulnerable to regional climate warming. *Nature Climate Change*, 2, 821-824. <https://doi.org/10.1038/nclimate1533>
- Life Posidonia project. (2001). Maps of Alcúdia bay and Cap Enderrocat (Palma bay). Govern de les Illes Balears. Conselleria Medi Ambient, 29 pp.
- Martinell, J. (1997). Tafonomía y paleoecología: reflexiones sobre un pacto necesario. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 23, 137-151.
- Mateu, G. (1982). El Neógeno-Pleistoceno de Mallorca: biocronoestratigrafía y paleoceanografía en base a los foraminíferos plantónicos. *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears*, 26, 75-133.
- Mateu, G. Mateu Vicens, G. Nadal, G. Rodríguez, B. Gil, M^ª. M, Celià, L. (2003). Los foraminíferos cuaternarios del mar balear como componentes biogénicos de los sedimentos de playa. *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears*, 46, 91-95.
- Mclachlan, A., Dorvlo, A. (2005). Global patterns in sandy beach macrobenthic communities. *Journal of Coastal Research*, 21,4, 674-687. <https://doi.org/10.2112/03-0114.1>
- Meldhal, K. H., Cutler, A. H. (1992). Neotectonics and taphonomy: pleistocene molluscan shell accumulations in the Northern Gulf of California. *Palaos*, 7, 2, 187-197. <https://doi.org/10.2307/3514929>
- Montefalcone, M., Parravicini, V., Vachi, M., Albertelli, G., Ferrari, M., Morri, C., Bianchi, C.N. 2010. Human influence on seagrass habitat fragmentation in NW Mediterranean Sea. *Coastal and Shelf Science*, 86, 2, 292-298. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.11.018>
- Morey, B. (2008). El Patrimoni Paleontològic del Pleistocè superior marí de Mallorca. *Catálogo, caracterització i valoració. Propostes de gestió i conservació. Memòria de Doctorat. UIB*. 278 pp.
- Morey, B. (2017). Geomorfología litoral, morfotectónica y distribución del registro fósil en Mallorca. A Pons, G. X., Gomez-Pujol, Ll. (edit.). IX jornades de Geomorfologia litoral, 47-51.
- Morey, B. (2018). El registro Messiniense de la isla de Mallorca (archipiélago Balear, Mediterráneo occidental). *Revisión e interpretación. Estudios Geológicos*, 74, 2. e083. <https://doi.org/10.3989/egol.43055.475>

- Morey, B. (2020). El patrimoni Paleontològic de Mallorca. Catalogació. Caracterització i valoració. Propostes de gestió i conservació. Tesis UIB. 1109 pp.
- Morey, B., Mas, G. (2009). Aproximació al neogen de Santa Eugènia (Mallorca, Illes Balears, Mediterrània occidental). *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears*, 52, 99-123
- Oliver, J., Hammerstrom, K., McPhee-Shaw, E., Slattery, P., Oakden, J. (2011). High species density patterns in macrofaunal invertebrate communities in the marine benthos. *Marine Ecology*, 32, 278-288 <https://doi.org/10.1111/j.1439-0485.2011.00461.x>
- Palomino, D., Vázquez, J. T., Díaz del Rio, V., Fernández Salas, L. M. (2009). Estudio de los procesos sedimentarios recientes de la Bahía de Palma a partir del análisis de la morfología y la respuesta acústica (I. Baleares, Med. Occ). *Rev. Soc. Geo. Esp.*, 22, 1-2, 79-93.
- Peñas, A., Almera, J. (2001). Malacofauna asociada a una pradera de *Posidonia oceanica* en Mataró (NE de la Península Ibérica). *Spira*, 1,1, 25-31.
- Pip, E. (2006) Littoral mollusc communities and water quality in southern Lake Winnipeg, Manitoba, Canada. *Biodiversity and Conservation*, 4, 269-284. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5734-2_18
- Pomar, L., Obrador, A., Fornós, J. J., Rodríguez Perea, A. (1983). El Terciario de las Baleares (Mallorca y Menorca). *Inst. Est. Bal.* UIB. Palma. 255pp.
- Pons, G. X., Sureda, P. (1995). Catàleg de la col·lecció de mol·luscs del Museu Regional d'Artà. *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears*, 38, 9-15.
- Pye, K. (1993). The dynamic and environmental context of aeolian sedimentary systems. *The Geological Society. London. Special Publication*, 72, 1-4. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.072.01.01>
- Pye, K., Allen, J. R. L. (2000). Past, present and future interactions, management challenges and research needs in coastal and estuarine environments. In: Pye, K., Allen, J. R. L. (eds.) *Coastal and Estuarine Environments: sedimentology, geomorphology and geoarchaeology*. Geological Society London. Special Publication, 175, 1-4. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.175.01.01>
- Riedel, R. (1986). Fauna y Flora del Mar Mediterráneo. Ed. Omega. Barcelona. 858 pp.
- Rosa, F., Rufino, M. M., Ferreira, O., Matias, A., Brito, A. C., Gaspar, M. B. (2013). The influence of coastal processes on inner shelf sediment distribution: The Eastern Algarve Shelf (Southern Portugal). *Geologica Acta*, 11, 1, 59-73.
- Rosselló, V. M. 1964. (Mallorca). El Sur y el Suresse. Tesis. Palma de Mallorca. 533 pp.
- Rose, J., Meng, X., Watson, C. (1999). Paleoclimate paleoenvironmental responses in the Western Mediterranean over the last 140 ka: Evidence from Mallorca. Spain. *Journal of the Geological Society. London*, 156, 435-448. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.156.2.0435>
- Roy, K., Jablonski, D., Valentine, J.W. (2001). Climate change, species range limits and body size in marine bivalves. *Ecology Letters*, 4,4, 366-370. <https://doi.org/10.1046/j.1461-0248.2001.00236.x>
- Roy, K., Valentine, J.W., Jablonski, D., Kidell, S. M. (1996). Scales of climatic variability and time averaging in Pleistocene biotas: implications for ecology and evolution. *Trends in ecology & evolution*, 11, 458-463. [https://doi.org/10.1016/0169-5347\(96\)10054-9](https://doi.org/10.1016/0169-5347(96)10054-9)
- Rufino, M. M., Gaspar, M., Maynou, F., Monteiro, C.C. (2008). Regional and temporal changes in bivalve diversity in the south coast of Portugal. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 80, 517-528. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2008.09.014>
- Sara, M. (1985). Ecological factors and their biogeographic consequences in the Mediterranean Ecosystems. *Mediterranean Marine Ecosystems. NATO conferences series*, 8, 1-17 https://doi.org/10.1007/978-1-4899-2248-9_1
- Servera, J. (2004). Geomorfologia del litoral de les illes Balears. Col. Quaderns de natura de les Balears, Documenta Balear, Palma, 98 pp.
- Spano, J. (1993). Signification biocenotique et bathymétrique des paleocommunautes pleistocéniques des cotes meridionales de la Sardaigne. *Estudios sobre el Cuaternario*, 27-42.
- Stark mail, J., Stacy, L. K. Oliver, J. S. (2014). Anthropogenic disturbance and biodiversity of marine benthic communities in Antarctica: a regional comparison. *PLoS ONE* 9(6): e98802. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0098802>
- Templado, J. 1984. Moluscos de las praderas de *Posidonia oceanica* en las costas del cabo de Palos (Murcia). *Invest. Pesquera*, 48, 509-520 pp.
- Valencia, J. M., Massutí, E. (2004). Comunitat dels fons d'arenas fines de la platja de Palma (Mallorca. I. Balears). *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears*, 47, 31-37.

- Vicens, D. (2015). El registre paleontològic dels dipòsits litorals quaternaris a l'illa de Mallorca (Illes Balears. Mediterrània occidental). Tesis UIB, 754pp.
- Viedma, M. (2002). El ritmo estacional del viento en el arco mediterráneo español e Islas Baleares. *Papeles de Geografía*, 35, 171-192.
- Vieira Baptista, V. C. (2012). Impacts of environmental changes on bivalves harvesting in Portuguese coast. *Dissertação de Mestrado em Ciências do Mar-Recursos Marinhos (Biologia e Ecologia Marinhas)*. Inst. Ciências Biomédicas Abel Salazar da Universidade do Porto, 97 pp.
- Warwick, R. M., Turk, S. M. (2002). Predicting climate change effects on marine biodiversity: comparison of recent and fossil molluscan death assemblages. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, Cambridge, 82, 5, 847-850. <https://doi.org/10.1017/S0025315402006227>
World Register of Marine Species/www.marinespecies.org

Recibido el 19 de mayo de 2021

Aceptado el 22 de julio de 2022



**Dinámica de los sistemas dunares costeros ante el Cambio Global:
La necesidad de una gestión sostenible**

*Dynamics of coastal dune systems in the face of the Global Change:
The need for sustainable management*

Hernández, A. ⁽¹⁾; González-Villanueva, R. ⁽²⁾; Carballeira, R. ⁽¹⁾; Bao, R. ⁽¹⁾; Sáez, A. ⁽³⁾

(1) Universidade da Coruña, GRICA Group, Centro Interdisciplinar de Química e Bioloxía (CICA),
Facultade de Ciencias, Rúa As Carballeiras, 15071, A Coruña, España. armand.hernandez@udc.es

(2) Centro de Investigación Mariña, Universidade de Vigo, XM-1, 36310 Vigo, España.

(3) Institut de Investigació UB-Geomodels. Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà.
Universitat de Barcelona. Martí i Franques s/n, 08028 Barcelona, España.

Resumen

El desarrollo y evolución de los sistemas arenosos costeros está gobernado por un frágil equilibrio dinámico entre la interacción de múltiples factores ambientales, y por ello estos sistemas naturales son altamente sensibles a las perturbaciones humanas. Estas alteraciones se acentúan en el contexto actual de Cambio Global. Los cambios en los vientos, en el oleaje, en la intensidad de las tormentas, en la disponibilidad de arena y en la vegetación juegan un papel crucial en el complejo desarrollo de las dunas, tanto por retener la arena que forma las dunas, como para protegerlas físicamente de la erosión. Actualmente, muchos de los ecosistemas dunares se encuentran degradados sobre todo por el déficit de aportes sedimentarios y la presión sobre la cubierta vegetal, fenómenos siempre muy relacionados con el impacto antrópico. El desarrollo natural de los sistemas dunares, incluida su vegetación, contribuye de forma significativa a amortiguar los efectos destructivos de los eventos climáticos extremos, incrementados durante el actual periodo de Cambio Global. Así, las dunas costeras suponen un patrimonio natural muy valioso que debe ser conservado. Aquí presentamos un trabajo de revisión sobre el estado del arte y una síntesis de factores y procesos de cara a un nuevo enfoque en la gestión costera. Al mismo tiempo, en este artículo se defiende una gestión que no interrumpa los procesos geomorfológicos que intervienen en el desarrollo natural del ecosistema dunar, y que son el soporte principal de su biodiversidad. Se demuestra que, a medio y largo plazo, una gestión respetuosa con la dinámica geológica dunar favorece tanto el mantenimiento de la biodiversidad como la conservación del paisaje costero y sus servicios ecosistémicos.

Palabras clave: geomorfología costera, sedimentos, clima, vegetación, ecosistemas, Cambio Global.



Abstract

The development and evolution of coastal sandy systems is governed by a fragile dynamic balance between the interaction of multiple environmental factors, and therefore these natural systems are highly sensitive to human disturbances. These alterations are accentuated in the current context of Global Change. Changes in winds, waves, storminess, sand availability and vegetation play a crucial role in the complex development of dunes, both by trapping the sand that forms the dunes and protecting them from erosion. Currently, many of the dune ecosystems are degraded mainly due to the deficit of sediment inputs and the pressure on vegetation cover, phenomena that are always closely related to anthropogenic impact. The natural development of dune systems, including their vegetation, contributes significantly to buffering the destructive effects of extreme weather events, which have increased during the current period of Global Change. Thus, coastal dunes represent a valuable natural heritage that must be preserved. Here we present a review of the state of the art and a synthesis of factors and processes to achieve a new approach related to the coastal management. In turn, this article argues for a management that does not interrupt the geomorphological processes involved in the natural development of the dune ecosystem, which are the main support of dune biodiversity. Thus, in the medium and long term, a management that respects the geological dynamics of the dunes will promote both the maintenance of biodiversity and the conservation of the coastal landscape and its ecosystem services.

Keywords: coastal geomorphology, sediments, climate, vegetation, ecosystems, Global Change.

1. Introducción

Es inequívoco que el Cambio Global (CG) está perturbando de forma significativa los ecosistemas naturales, repercutiendo negativamente en la humanidad y las actividades socioeconómicas relacionadas. El CG incrementa la vulnerabilidad costera como consecuencia de la mayor frecuencia de eventos climáticos extremos y a la alteración de la dinámica litoral (IPCC, 2022). La resiliencia de los ecosistemas costeros como playas, arenales y dunas a escala mundial depende de las políticas de mitigación de los efectos del CG, del grado de impacto humano y de las acciones de conservación efectivas. Las decisiones y las acciones que se implementen en la próxima década condicionarán la capacidad de amortiguar las perturbaciones de los sistemas costeros frente al impacto climático. Sin embargo, muchas iniciativas dan prioridad a la reducción de los riesgos climáticos inmediatos y a corto plazo, reduciendo la oportunidad de una adaptación dinámica al CG de los sistemas costeros a medio y largo plazo. En este sentido, el in-

forme especial del IPCC sobre el estado de los océanos y la criosfera alerta de una potencial subida del nivel del mar de entre 0.3 y 1.1 m para finales de este siglo según el escenario considerado (IPCC, 2019). También se estima que los fenómenos costeros extremos como las tormentas de alta energía, históricamente poco frecuentes (uno por siglo en el pasado), serán más frecuentes y/o más probables durante este siglo (hasta al menos, una vez al año) en numerosos lugares y según todos los escenarios proyectados (IPCC, 2019; Paerl *et al.*, 2019). Por lo tanto, no hay duda que las zonas costeras se enfrentan a un incremento del nivel de peligrosidad en las próximas décadas, lo que conlleva un riesgo especialmente preocupante si tenemos en cuenta que la mayor parte de las actividades socio-económicas y de la población mundial se sitúan en la franja litoral (Neumann *et al.*, 2015).

Ante esta perspectiva, los sistemas dunares pueden ayudar a proteger físicamente las zonas costeras contra el impacto de estos fenómenos extremos (Martínez y Psuty, 2004). Los

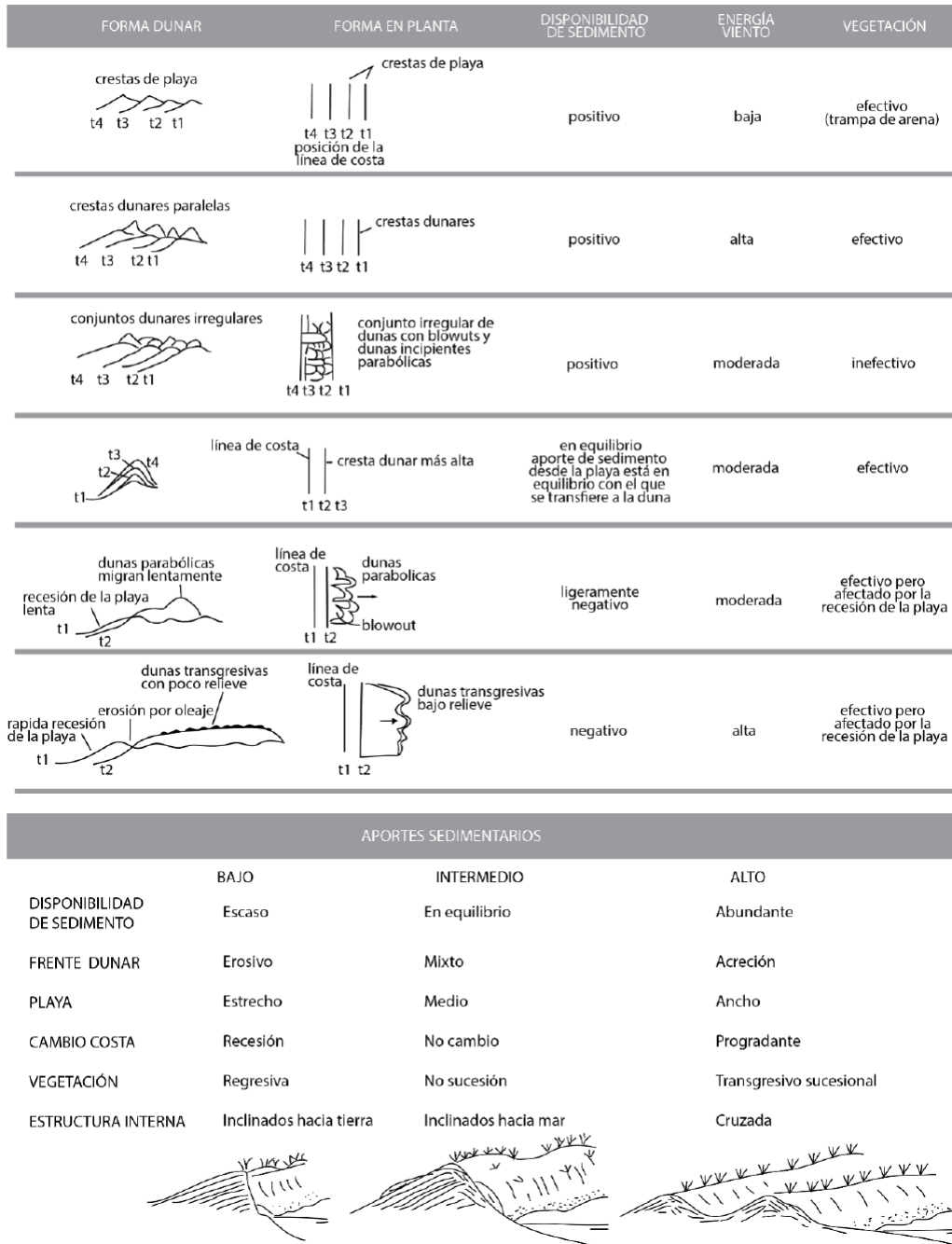


Figura 1: Arriba: Diagrama esquemático en el que se muestra la relación entre el aporte sedimentario, energía del viento, vegetación, y la morfología dunar resultante desde una situación inicial de la línea de costa (t1) al resultado final (t2, t3 o t4)(según Goudie *et al.* (1999), modificado de Pye, (1990)). Abajo: Características de los tres tipos básicos de topografía dunar costera asociada con el aporte sedimentario (bajo, intermedio y alto) (según Carter (1990), modificado de Hellemaa (1998)).

Figure 1: Top: Schematic diagram showing the relationship between sedimentary inputs, wind energy, vegetation, and the resulting dune morphology from the initial position of the shoreline (t1) to the final result (t2, t3 or t4)(after Goudie *et al.* (1999), modified from Pye (1990)). Bottom: Characteristics of the three basic types of coastal dune topography associated with sediment inputs (low, intermediate and high) (after Carter (1990), modified from Hellemaa (1998)).

procesos de acumulación y retención de arena en las costas son complejos (Fig. 1) e inicialmente se deben a un equilibrio dinámico en el que la interacción entre la deriva litoral y la costa conlleva un balance positivo en la sedimentación de arena a partir del oleaje en las franjas arenosas de playa (Packham y Willis, 1997). El crecimiento en vertical de los sedimentos arenosos puede conllevar la emersión, de forma que la arena queda expuesta a la atmósfera y al modelado por acción eólica. La pérdida de agua que se produce en el depósito al emerger facilita la disgregación de los granos de arena y su transporte. En las zonas más alejadas del mar, la disminución de la velocidad del viento, debido al mayor rozamiento con la superficie topográfica, se inicia el proceso de acumulación de la arena y la formación de las dunas en función de la geomorfología litoral, el régimen de vientos y el clima (Sherman y Bauer, 1993).

La presencia de vegetación en los sistemas dunares o la parte alta de la playa favorece la acumulación de arena en la costa, frenando el transporte eólico, haciendo que la altura y el volumen de la duna tiendan a aumentar (Goldstein *et al.*, 2017). La presencia de vegetación, si bien no es esencial para la formación de dunas costeras, tiene una influencia muy importante en su morfología. En sentido amplio, las dunas son el resultado de la interacción entre el viento y las superficies arenosas de la playa, por lo que lo que las características de ambos juegan un papel determinante en la morfología de las dunas (Fig. 1). Esta interacción se ve modulada por el propio crecimiento de la duna, la vegetación y el clima (temperatura, precipitación, viento). Además, es conocido que otros factores medioambientales también influyen en la dinámica de las dunas costeras (Fig. 2). Estos factores concretos que determinan la existencia, la morfología y la evolución de las dunas son: i) la tipología y disponibilidad del sedimento; ii) el régimen de vientos y la orien-

tación de la playa; iii) el grado de cobertura de vegetación; iv) la topografía del sustrato rocoso; y v) la posición del nivel freático y el grado de humedad ambiental (Delgado-Fernández *et al.*, 2019). Por lo tanto, para poder realizar una gestión adecuada de los sistemas dunares es necesario conocer los procesos de transporte y acumulación de la arena, sin olvidar los efectos de las actuaciones humanas sobre la costa que en muchos casos tienen un fuerte impacto sobre las dunas y los ecosistemas asociados (Doody, 2012).

Este trabajo revisa los mecanismos y procesos que intervienen en la formación y evolución de los sistemas dunares en un contexto de CG como el actual, con la finalidad de poner en valor la dinámica natural de las dunas a medio y largo plazo. También, se revisa y discute el impacto humano por medio de la gestión y restauración de estos sistemas. Para ello se alude a una perspectiva geomorfológica, ecológica, climática y de impacto humano para poder tener una visión de conjunto que pueda resultar útil para un mejor conocimiento de estos sistemas en el contexto actual de CG.

2. Factores reguladores de la dinámica dunar

2.1. Geomorfología costera y oleaje

La costa puede definirse como la franja continental que interacciona con el mar. El volumen, distribución y el tamaño de grano del sedimento arenoso que allí puedan acumularse son reflejo de las características geomorfológicas de esa costa y de la energía de las olas, que van a determinar, parcialmente, la disponibilidad de arena y su espacio de acomodación (Short, 2000). A su vez, la procedencia del oleaje dominante, según el régimen de vientos, en relación con la orientación de la línea de costa es una característica fundamental para el transporte de sedimento (Garès y Pease, 2015). Normalmente, las olas

de poca energía permiten la progradación del sistema sedimentario, mientras que las olas asociadas a mar de tormenta y/o de mayor energía son olas que erosionan la costa y generan movimiento de sedimentos hacia el mar y, por lo tanto, tienden a provocar la retrogradación del sistema (Davidson-Arnott *et al.*, 2019). El balance entre ambos procesos determinará la extensión y el desarrollo costero del sistema dunar. Las costas españolas han experimentado una mayor frecuencia de episodios extremos de alta energía como consecuencia del cambio climático durante las últimas décadas, que llegan a destruir infraestructuras de poblaciones costeras, afectando negativamente a la estabilidad y evolución de los sistemas dunares costeros (Gutiérrez-Mas *et al.*, 2009; Dissanayake *et al.*, 2015; Gómez-Pazo y Pérez-Alberti, 2017; Brown *et al.*, 2018; Guisado-Pintado y Jackson, 2019;).

Las playas, arenales y dunas se desarrollan en contextos geológicos donde se acumula arena a partir de la erosión de rocas y que posteriormente es transportada por distintos procesos superficiales (por ejemplo, fluviales, de ladera, etc.) hasta el espacio de acumulación (Arribas *et al.*, 2010). En zonas extensas de costas regulares y muy expuestas se dan amplios espacios disponibles para la acomodación y acumulación de arenas pudiendo migrar hacia tierra, a veces hasta decenas de kilómetros (Short, 2005; Gao *et al.*, 2015). En líneas de costa acantiladas y recortadas se alternan cambios bruscos en la orientación y la morfología del litoral por la sucesión de entrantes y salientes originando una sucesión alternante de formaciones entre las que se intercalan pequeñas playas (*'pocket beach'*) con reducidos sistemas dunares. En los valles, coincidiendo con la desembocadura de cursos fluviales y entre afloramientos rocosos, se forman espacios de depósito arenoso con forma normalmente triangular. Estos espacios forman bahías o "calas" en su parte exterior y, si se adentran lo suficiente en el continente,

pueden albergar lagunas costeras en su parte interior separados de la playa por barreras dunares (Sáez *et al.*, 2018). Estos espacios son favorables para el desarrollo de dunas a partir de la formación de cordones litorales, barras y/o barreras arenosas (Davis y FitzGerald, 2009).

La costa atlántica de la Península Ibérica, orientada hacia el oeste, coincide con la dirección de los vientos predominantes favoreciendo el desarrollo de grandes dunas como en el caso de la zona central de Portugal (Ponte Lira *et al.*, 2016). En la costa noroeste y norte las costas acantiladas son, sin embargo, mucho más irregulares y tienden a proteger las playas de los vientos y el oleaje (Trenhaile *et al.*, 1999; Gómez-Pazo *et al.*, 2021). Esto hace que los espacios para la formación de dunas tiendan a ser más estrechos, aunque en algún caso se puedan formar complejos dunares destacados como en el caso de Corrubedo y Carnota (Vilas *et al.* 1986; González-Villanueva *et al.*, 2011; Blanco-Chao, 2019; Pérez-Alberti *et al.*, 2021) o el de algunos estuarios de la costa cantábrica como los de Villaviciosa y Mogro (Gallego-Fernández *et al.*, 2011; Flor-Blanco y Flor, 2019; Flor *et al.*, 2019; Flor-Blanco *et al.*, 2022). En el litoral mediterráneo, las franjas dunares son más estrechas y suelen formarse en llanuras deltaicas, dando lugar a dunas más bajas y en la mayoría de los casos con gran impacto humano (Pagán *et al.*, 2016; Molina-Gil *et al.*, 2022).

En el escenario actual de CG, el ascenso del nivel del mar hace que el oleaje y las corrientes de marea afecten zonas topográficamente más elevadas, siendo frecuente que las olas desborden y superen las barreras (naturales o artificiales) impactando en los ecosistemas y asentamientos ya establecidos (Brooks *et al.*, 2016). Los valles fluviales que desembocan en el mar en costas rocosas generan localmente una topografía de bajo gradiente del sustrato rocoso que agrandan la zona afectada tanto

por el oleaje como por la acción eólica, y por tanto, favorecen el desarrollo de sistemas dunares de extensión variable (Bao *et al.*, 2007; Sáez *et al.*, 2018; Fraga-Santiago *et al.*, 2019). Paralelamente, la disminución de la cantidad de precipitación, asociada al cambio climático sobre todo en latitudes medias, y los usos de aguas continentales para actividades humanas repercuten en la erosión y en la disminución de carga de material arenoso transportado por los ríos hacia la costa, disminuyendo los aportes sedimentarios que originan y/o alimentan los sistemas de dunas costeras (Poulos y Collins, 2002; Huang, 2011).

2.2. El equilibrio entre el aporte sedimentario y la vegetación

La vegetación es uno de los principales condicionantes ambientales para el desarrollo de

las dunas costeras, tanto por atrapar la arena como por proteger sus depósitos de la erosión. Sin embargo, otros parámetros ya comentados con anterioridad (clima, topografía, sedimento) tienen el potencial de alterar los patrones de crecimiento de la vegetación (Fig. 2). Las características de las plantas (por ejemplo, la longitud y la anchura de las hojas o su capacidad de enraizar) son importantes en el inicio de una duna, y su interacción con la arena que se transporta hacia el interior desde la playa es muy variable (Innocenti *et al.*, 2021; McGuirk *et al.*, 2022). Cuando las dunas costeras están parcialmente vegetadas, se desarrolla un complejo sistema de retroalimentación positiva entre el tipo de vegetación, el flujo de arena y la morfología de las dunas (Hesp, 2011; Durán y Moore, 2013). Las dunas cubiertas de vegetación pueden estabilizarse y dejar de migrar, pero también

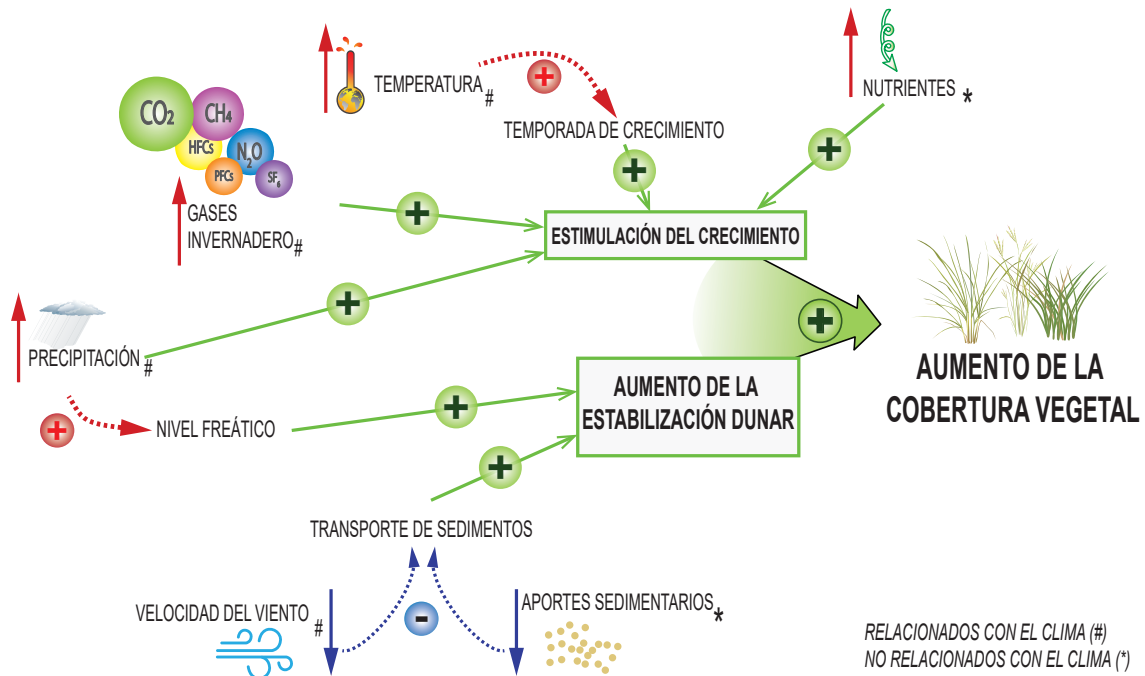


Figura 2: Diagrama de las relaciones habituales entre factores que pueden controlar el crecimiento de la vegetación dunar. Cabe destacar que el impacto de estos efectos combinados puede ser mayor que la suma de las contribuciones individuales. Modificada de Jackson *et al.* (2019).

Figure 2: Likely relationships envisaged between the drivers and dune vegetation growth. Note that the impact of these combined effects may be greater than the sum of the individual contributions. Modified from Jackson *et al.* (2019).

pueden seguir evolucionando y modificándose bajo la influencia de la acción del viento. El crecimiento sostenido de la vegetación y la posterior formación de suelo implica una sucesión de complejas fases evolutivas (Jones *et al.*, 2008; Miller *et al.*, 2009). La progresiva estabilización de los sistemas dunares promueve un mayor desarrollo de flora y fauna, con un incremento paulatino de la biodiversidad asociado a la sucesión ecológica.

La vegetación que cubre las dunas costeras está sometida a un fuerte estrés y perturbaciones ambientales, disponiéndose en cinturones a lo largo de los gradientes ambientales en el eje mar-continente, a causa de la salinidad, la sequía, la limitación de nutrientes, la inestabilidad del sustrato, el enterramiento de la arena, la abrasión del viento, la erosión de la línea de costa y las tormentas (Rozema *et al.*, 1985; Hesp, 1991; Maun, 2009; Gornish y Miller, 2010;). Aunque muchos estudios se han centrado en el análisis de las comunidades vegetales y en las amenazas a las que se enfrentan las poblaciones de dunas costeras, se sabe poco sobre la relación entre la composición de la comunidad vegetal y los procesos geomorfológicos (Ciccarelli *et al.*, 2012; González-Villanueva *et al.*, 2023). En el noroeste de España, se ha observado que existe una relación entre el incremento de la cubierta vegetal de las dunas, la disminución de la velocidad y un cambio en la dirección de los vientos desde aproximadamente 1945 (González-Villanueva *et al.*, 2013). Esto ha causado una disminución del régimen de tormentas y por consiguiente índices más bajos de erosión costera, posibilitando la estabilización de las dunas y una mayor colonización por parte de la vegetación en las últimas siete décadas (González-Villanueva *et al.*, 2013).

Las diversas morfologías y la evolución de las dunas costeras (Fig. 1) también son el resultado de la interacción entre la vegetación

y el sedimento. Los periodos con máximos aportes de arena hacen que las dunas crezcan y migren, favoreciendo una serie completa de comunidades vegetales, que va desde las comunidades anuales pioneras en la playa hasta las comunidades de vegetación arbustiva en la zona de la trasduna (Acosta *et al.*, 2008). Por el contrario, las costas con aporte deficitario presentan etapas de evolución interrumpidas, con periodos de erosión y recuperación, presentando los frentes de duna erosionados, inestables y careciendo de comunidades vegetales en la zona supramareal o en las dunas embrionarias (Ciccarelli *et al.*, 2012). La combinación del clima y la presión antrópica actual dan lugar a una tendencia en la reducción de aportes sedimentarios a las dunas a escala global (Luijendijk *et al.*, 2018). El resultado de esta tendencia es la estabilización del depósito arenoso favoreciendo el desarrollo sostenido de vegetación en las dunas costeras (Fig. 3). Así, la combinación y equilibrio entre la disminución de la velocidad del viento y del aporte de sedimentos, las precipitaciones, la temperatura atmosférica, el CO₂ y el suministro de nutrientes en las últimas décadas han favorecido el crecimiento de la vegetación de las dunas costeras a nivel global (Keenan *et al.*, 2016; Jackson *et al.*, 2019). El cambio en la estructura y sucesión de la vegetación que generan estos parámetros tiene el potencial de cambiar la morfología de las dunas. Un claro ejemplo es el caso de la costa del noroeste de los Estados Unidos donde a escala de decenas de años los cambios en la vegetación explicarían más del 60% de cambio en la amplitud del frente de duna (Zarnetske *et al.*, 2015). El aumento de la cubierta vegetal global y en particular de muchas de las dunas costeras en las últimas tres décadas (Zhu *et al.*, 2016; Jackson *et al.*, 2019), propicia una tendencia general de pérdida de movilidad de las dunas y una mayor estabilidad de los sistemas arenosos costeros en las últimas décadas.

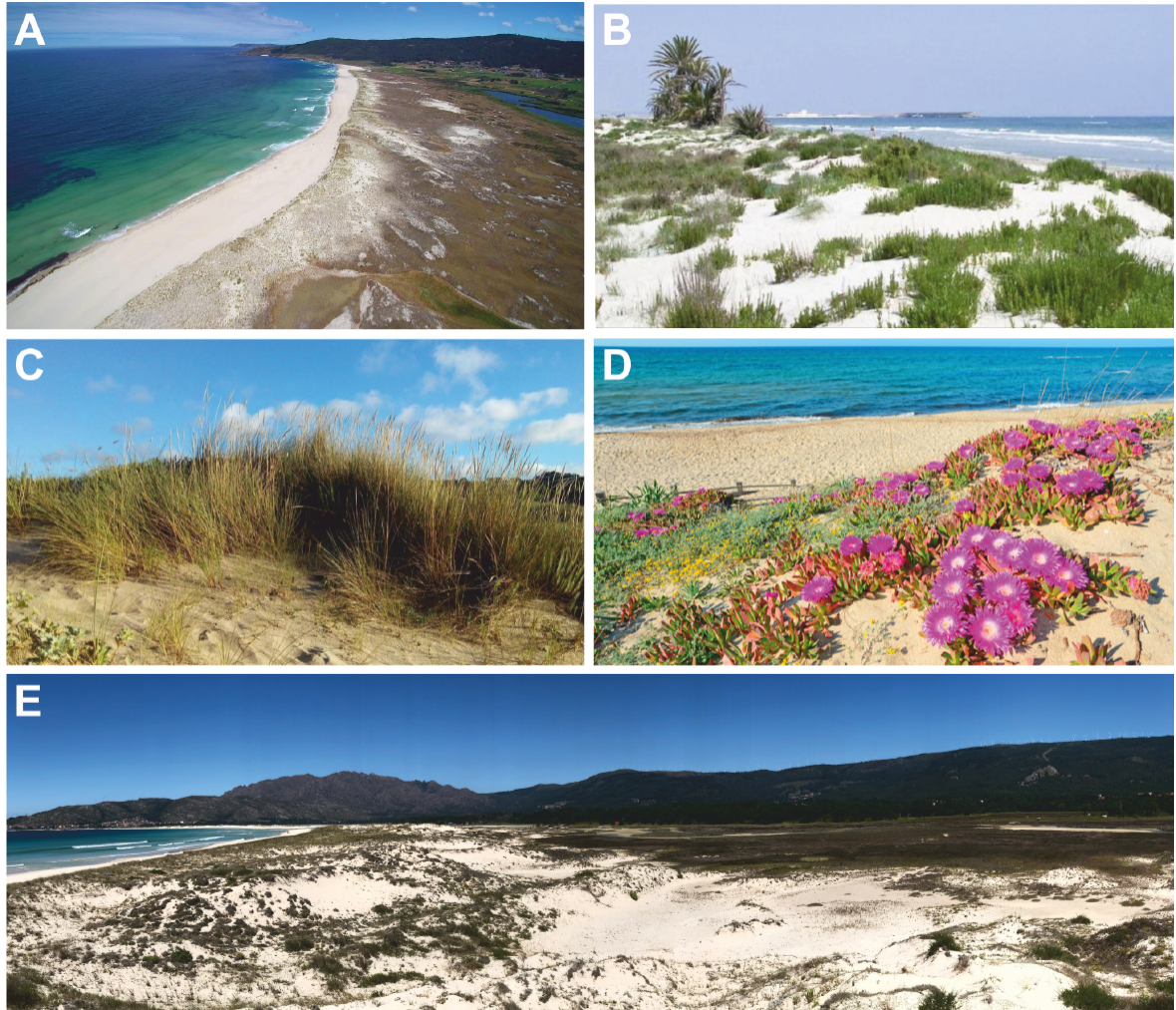


Figura 3: Distintos ejemplos y fases de vegetación dunar. A: Sistema de playa barrera de Traba (Laxe; Galicia) dónde se observa las distintas zonaciones del sistema y su vegetación. B: Vista de la vegetación dunar de la playa de Llana (San Pedro del Pinatar; Murcia) donde se observa la fuerte influencia humana en la vegetación. C: Ejemplo de especie característica (*Ammophila arenaria* (L.) Link.) de las sucesiones vegetales naturales de los sistemas dunares de la Península Ibérica. D: Ejemplo de variedad de especies característica de sistemas dunares influenciados por la gestión humana donde sobresale la especie invasora *Carpobrotus edulis* (L.) N.E. Br. E: Complejo dunar de Carnota. Nótese que en la panorámica se puede observar todo el sistema dunar desde el humedal trasbarrera hasta la línea de costa y todas sus asociaciones vegetales.

Figure 3: Different examples and phases of dune vegetation. A: Traba barrier beach system (Laxe; Galicia) showing the different zones of the system and its vegetation. B: View of the dune vegetation of Llana beach (San Pedro del Pinatar; Murcia) showing the strong human influence on the vegetation. C: Example of characteristic species (*Ammophila arenaria* (L.) Link.) of the natural plant successions of the dune systems of the Iberian Peninsula. D: Example of species variety characteristic of dune systems influenced by human management where the invasive species *Carpobrotus edulis* (L.) N.E. Br. E: Carnota dune complex. Note that in the panoramic view the entire dune system can be seen from the barrier wetland to the coastline and all its plant associations.

2.3. El clima y la vegetación dunar

Los modos de variabilidad —como por ejemplo la Oscilación del Atlántico Norte o El

Niño Oscilación del Sur (NAO y ENSO, siglas en inglés)— forman parte de la variabilidad natural del clima e inducen cambios en la precipitación, la temperatura y el régimen

de tormentas a nivel regional y global (Hernández *et al.*, 2020). Estos modos climáticos afectan, por lo tanto, a los sistemas dunares y pueden utilizarse para predecir sus cambios que pueden ser comparables en magnitud a los efectos del cambio climático antropogénico (p. ej., Scaife *et al.*, 2005; Kenyon y Hegerl, 2008; Deser *et al.*, 2012; Fereday *et al.*, 2018). Además, ya hay diversas investigaciones que también han descrito interacciones entre algunos modos de variabilidad y el cambio climático actual (Thompson *et al.*, 2011; Cai *et al.*, 2014).

Un ejemplo del impacto de estos modos de variabilidad climática es el que se produce en la costa atlántica del sector suroeste de Europa. Durante el verano, cuando el ambiente es más seco, los granos de arena quedan desagregados, al disminuir la humedad disminuye el grado de cohesión lo que facilita su transporte por los vientos favorables, que en última instancia están modulados por la combinación de los mencionados modos de variabilidad climática (González-Villanueva *et al.*, 2013; Hernández *et al.*, 2015). En consecuencia, hay combinaciones de estos modos de variabilidad que proporcionan condiciones favorables para el crecimiento o la recuperación del frente dunar (Costas *et al.*, 2012; González-Villanueva *et al.*, 2013; Costas *et al.*, 2016). En contraposición, la erosión del frente de duna está relacionada con eventos marinos extremos como las tormentas, con niveles de energía de las olas elevados, frecuentes en invierno. Estudios recientes documentan la extraordinaria serie de tormentas de alta energía en Europa occidental durante el invierno de 2013-2014, que afectó a amplias zonas costeras (Masselink *et al.*, 2016; Dodet *et al.*, 2019; Flor-Blanco *et al.*, 2021). Sin embargo, los principales modos de variabilidad climática del Atlántico Norte establecidos hasta la fecha no contribuyeron suficientemente al aumento de los niveles de energía de las olas. A partir de esta observación se

estableció un nuevo índice, la Anomalía de Presión de Europa Occidental —WEPA, siglas en inglés— (Castelle *et al.*, 2017), el cual permite representar la evolución de las olas en la costa atlántica europea. A pesar de que el conocimiento del comportamiento de estos modos de variabilidad climática es cada vez mayor, su variabilidad interna y su naturaleza no estacionaria complica su predicción (Hernández *et al.*, 2020), y por lo tanto es difícil saber cuál será su comportamiento e impacto sobre los sistemas dunares costeros en el contexto actual de CG.

Por otro lado, como ya se ha comentado, estudios previos (p. ej., Provoost *et al.*, 2011; González-Villanueva *et al.*, 2013; Jackson *et al.*, 2019) muestran que la cubierta vegetal es un factor clave, parcialmente dependiente del clima, en la evolución de las dunas costeras. Un aumento de la vegetación directamente relacionada con el CG genera una mayor estabilidad de las dunas, lo que tiene implicaciones importantes en su evolución y en el impacto de los eventos extremos (Fig. 3). Está demostrado que las dunas costeras que tienen una vegetación bien desarrollada son, como mínimo, un 30% más resilientes ante la erosión por eventos marinos extremos (Feagin *et al.*, 2015; Ajedegba *et al.*, 2019) y, por lo tanto, el aumento de la vegetación ayuda a frenar el retroceso de los sistemas dunares. Existen algunos ejemplos de estudios de la evolución de las dunas costeras de la fachada atlántica de la Península Ibérica que muestran la relación entre los cambios climáticos a lo largo del Holoceno y su relación con la vegetación y la estabilidad de dichos sistemas (p. ej. Gracia *et al.*, 2006; Costas *et al.*, 2014)

3. Los sistemas dunares como protectores de la costa

Siendo que las costas arenosas y los ecosistemas asociados son muy vulnerables a las amenazas inducidas por el CG, la presencia

de dunas costeras, físicamente resistentes a estos peligros, son cruciales para la protección de sus impactos (Rinaldo *et al.*, 2021). En cualquier contexto costero más o menos amplio, las dunas estables y fijadas por la vegetación que se puedan formar ayudan a mejorar el grado de protección estructural contra los procesos destructivos (Martínez y Psuty, 2004). Los sistemas arenosos costeros con dunas cubiertas total o parcialmente de vegetación protegen la costa de las tormentas y la erosión y ayudan a atenuar los impactos directos e indirectos del aumento del nivel del mar (Fig. 3). Así, los cambios en la vegetación observados en los campos de dunas costeros tienen un efecto amortiguador que aumentan la resistencia de la costa al impacto del CG en un grado mayor que estructuras rígidas que se puedan construir y que únicamente desvían la fuerza del oleaje. Este es un caso de retroalimentación geomorfológica y ecológica no reconocido anteriormente y mediado por el CG (Jackson *et al.*, 2019). Aun así, durante los últimos 100 años, se ha perdido casi el 50 % de los ecosistemas costeros a nivel mundial como resultado de los efectos combinados de las presiones humanas locales, el aumento del nivel del mar y los fenómenos climáticos extremos (Arkema *et al.*, 2013).

Otro factor importante a tener en cuenta son las diferencias de escala temporal en las que actúan los procesos de dinámica costera y la rápida respuesta de las barreras arenosas frente a cualquier cambio en sus condiciones de contorno o factores que modulan su evolución. Mientras que la velocidad de ascenso del nivel del mar puede cambiar a escala de siglos o milenios, un sistema costero puede registrar un ciclo sedimentario completo en referencia al cambio en las velocidades del viento y en la evolución de la cubierta vegetal (Hesp y Martínez, 2008; Clarke y Rendell, 2009), modulando a escala de entre minutos y semanas los procesos sedimentarios y erosivos. A todo ello se suma el CG que actúa a rit-

mo de décadas. Como resultado de toda esta dinámica a diferentes escalas de tiempo, las dunas costeras conforman hábitats y sistemas de protección en diversas etapas de madurez y capacidad de mitigación de impactos (Hesp, 2013; Cooper y Jackson, 2021).

4. Conservación y gestión: la protección de las dunas y de su biodiversidad

Hoy en día, los programas de adaptación a los impactos inevitables del CG, los sistemas de vigilancia y las áreas de gestión costera sostenible son prioritarios a nivel local, regional y global (Ley Vega de Seoane *et al.*, 2007). Uno de los objetivos de estos programas es fortalecer la resiliencia de las costas y entender sus particularidades en los sistemas de dunas costeras. Estos programas de gestión, a veces también de recuperación, aprovechan el conocimiento de los estudios locales (p. ej., González-Villanueva *et al.*, 2015; Costas *et al.*, 2016; Short, 2022) y de las observaciones remotas (por ejemplo, Jana *et al.*, 2014; Medina Machín *et al.*, 2019) para comprender mejor el cambio y la evolución a diferentes escalas espacio-temporales, teniendo como objetivo final mejorar la gestión de los sistemas dunares, sus usos y la planificación de las actuales y futuras infraestructuras. En consecuencia, se está prestando mucha atención a la necesidad de conservar las dunas costeras, sobre todo por los servicios ecosistémicos y de protección que prestan (Everard *et al.*, 2010; Borsje *et al.*, 2017).

Desde hace tiempo se reconoce que las interacciones humanas con las dunas costeras requieren una gestión para evitar su degradación y desestabilización (Carter *et al.*, 2007). Desde la adopción en 1993 del Convenio sobre la Biodiversidad Biológica, la conservación de la biodiversidad ha sido la práctica de gestión de los paisajes de dunas costeras más frecuente en todo el mundo. Estas políticas asumen que la estructura de la vegetación

puede cambiar debido al dinamismo natural, pero que la biodiversidad general no debe disminuir (JNCC, 2004). Otras políticas, a nivel europeo y nacional, también seleccionan especies y hábitats clave que necesitan planes de acción en función de si estas especies han sufrido un declive en años anteriores, son endémicas o están en catálogos de especies amenazadas (Duncan, 2001). Para ello se han elaborado directrices para especies dunares consideradas raras como parte de un “Programa de Recuperación de Especies” (Beebe y Denton, 1996; Moulton y Corbett, 1999).

El actual conocimiento de los procesos geodinámicos y ecológicos que actúan sobre los campos de dunas, invitan a transformar su gestión hacia formas más dinámicas y compatibles con el CG. La misma dinámica debe darse en otros entornos costeros, como las marismas, las lagunas y las playas de arena o grava. Los cambios continuos en la temperatura, la frecuencia e intensidad de las tormentas, y el nivel del mar ocurren tanto a escala local como global. El CG está afectando a las especies y a la biodiversidad en todo el planeta y la lógica apunta a la necesidad de implementar políticas para no aumentar, o mejor, minimizar, las intervenciones en los sistemas costeros para que puedan adaptarse de forma natural a las condiciones ambientales cambiantes (Cheddadi *et al.*, 2020). Si se permite que las dunas evolucionen de forma natural, existe la oportunidad de mejorar tanto la diversidad ecológica como mantener la geomorfología natural, permitiendo que las dunas costeras alcancen su mayor potencial ecológico y, por tanto, la máxima resiliencia a medida que se producen los cambios. Los gestores deben entender que los ecosistemas dunares costeros son altamente dinámicos, y los cambios de paisaje son una regla más que una excepción, por lo que las fluctuaciones naturales deben tenerse en cuenta para conservar el paisaje costero y, a su vez, la protección ante el impacto de los cada vez más

frecuentes e intensos eventos extremos en el contexto de CG.

Actualmente en muchas regiones el objetivo último y, a veces, único de la gestión de los ecosistemas dunares es maximizar la biodiversidad y preservar las especies clave (Fig. 3; JNCC, 2004), pero para ello es imprescindible la protección y conservación de los hábitats naturales en los que los organismos desarrollan su ciclo vital, en este caso los sistemas dunares costeros, como recoge a nivel europeo la Directiva Hábitats UE 92/43/CEE. Las políticas de gestión actual tienden a tener una visión estática y fija sobre los ecosistemas dunares, sin tener en cuenta las dinámicas espacio-temporales de los procesos geomorfológicos y biológicos, por lo que en ocasiones luchan contra la sucesión natural y los cambios geomorfológicos, interviniendo activamente, incluso evitando la deriva natural que sustenta los sistemas dunares costeros. Este enfoque, se puede considerar altamente intervencionista, repercutiendo artificialmente en la biodiversidad natural, así como reduciendo la resiliencia de las dunas al CG (Cooper y Jackson, 2021).

5. Consideraciones finales

La estabilización de las dunas costeras, no intervenidas por el ser humano, asociada al aumento de la cubierta vegetal observado en las últimas décadas a escala mundial y el mayor conocimiento de los efectos de los patrones climáticos sobre los complejos dunares costeros pueden amortiguar y hacer más previsibles, respectivamente, los efectos del CG. Aun así, las dunas costeras a menudo muestran respuestas complejas a las condiciones ambientales, como los cambios en el clima, en las comunidades vegetales, en la disponibilidad de sedimentos y al complejo equilibrio entre estos múltiples factores ambientales que modelan los ecosistemas dunares. Afortunadamente, la naturaleza dinámica de

las costas permite que los ecosistemas costeros persistan readaptándose a los cambios en un entorno tan variable y propenso a las perturbaciones. Como resultado, se debe considerar como fundamental el respeto y preservación de la dinámica de estos sistemas para sostener los servicios ecosistémicos y maximizar la protección de la costa. A su vez, a partir de ahora será imprescindible conocer con mucho más detalle los impactos del CG sobre los ecosistemas litorales para entender mejor los escenarios futuros y modelizar correctamente la respuesta de la costa a los mismos. Para ello, a pesar de que empiezan a surgir los primeros trabajos (p. ej., Hesp *et al.*, 2019, 2021; García-Romero *et al.*, 2021; Sanromualdo-Collado *et al.*, 2022), es urgente disponer del máximo número de datos cuantitativos sobre el crecimiento y la capacidad de captación de arena de la vegetación costera. Hasta ahora, muchos de los estudios que relacionan la influencia de la vegetación en la geomorfología de las dunas son de carácter descriptivo y cualitativo. Estos estudios registran elementos de la arquitectura vegetal y la presencia de especies en la duna, pero no hay en ellos datos cuantitativos para considerar el crecimiento y la capacidad de captación de arena de las plantas dentro del modelo de evolución costera. Esto es necesario porque las respuestas de las dunas al CG se darán, en gran medida, en función de sus comunidades vegetales.

Por lo tanto, la incorporación de una fuerte componente de monitorización con una perspectiva que integre la botánica, la ecología y la geomorfología, con una apreciación de las escalas temporales y espaciales del comportamiento del sistema a largo plazo, resulta fundamental para la comprensión de la dinámica natural de estos sistemas y paisajes costeros y el establecimiento de políticas adecuadas para su seguimiento y conservación mediante un criterio biogeomorfológico. Este enfoque más amplio resulta más necesario que nunca

en una época de rápido CG en donde resulta crucial prevenir la degradación del medio ambiente, evitar la pérdida de biodiversidad, reducir los riesgos costeros y sus impactos físicos sobre las comunidades más expuestas en las zonas costeras.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del proyecto IMPACOM (PID2019-107424RB-I00) del Ministerio de Ciencia e Innovación. AH está financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación mediante el programa Ramón y Cajal (RYC2020-029253-I).

Referencias

- Acosta, A., Carranza, M.L., Izzi, C.F. (2008). Are there habitats that contribute best to plant species diversity in coastal dunes? *Biodiversity and Conservation*, 18(4), 1087. <https://doi.org/10.1007/s10531-008-9454-9>
- Ajedegba, J.O., Perotto-Baldivieso, H.L., Jones, K.D. (2019). Coastal Dune Vegetation Resilience on South Padre Island, Texas: A Spatiotemporal Evaluation of the Landscape Structure. *Journal of Coastal Research*, 35(3), 534-544. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-18-00034.1>
- Arkema, K.K., Guannel, G., Verutes, G., Wood, S.A., Guerry, A., Ruckelshaus, M., Kareiva, P., Lacey, M., Silver, J.M. (2013). Coastal habitats shield people and property from sea-level rise and storms. *Nature Climate Change*, 3(10), 913-918. <https://doi.org/10.1038/nclimate1944>
- Arribas, J., Alonso, Á., Pagés, J.L., González-Acebrón, L. (2010). Holocene transgression recorded by sand composition in the mesotidal Galician coastline (NW Spain). *The Holocene*, 20(3), 375-393. <https://doi.org/10.1177/0959683609353429>
- Bao, R., Alonso, A., Delgado, C., Pagés, J.L. (2007). Identification of the main driving mechanisms in the evolution of a small coastal wetland (Traba, Galicia, NW Spain) since its origin 5700 cal yr BP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247(3), 296-312. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.10.019>

- Beebee, T., Denton, J. (Eds.). (1996). The Natterjack Toad Conservation Handbook. English Nature. Peterborough, UK. 34 pp
- Blanco-Chao, R. (2019). Beaches of Galicia. En J.A. Morales (Ed.), *The Spanish Coastal Systems: Dynamic Processes, Sediments and Management*. Springer International Publishing, Cham, Switzerland, 189-207. https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2_9
- Borsje, B.W., Vries, S. de, Janssen, S.K.H., Luijendijk, A.P., Vuik, V. (2017). Building with Nature as Coastal Protection Strategy in the Netherlands. En Bilkovic, D.M., Mitchell, M.M., Megan K. La Peyre, M.K., Toft, J.D. (Eds.), *Living Shorelines*, CRC Press. Boca Raton, USA, 137-155. <https://doi.org/10.1201/9781315151465-10>
- Brooks, S.M., Spencer, T., McIvor, A., Möller, I. (2016). Reconstructing and understanding the impacts of storms and surges, southern North Sea. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(6), 855-864. <https://doi.org/10.1002/esp.3905>
- Brown, J.M., Morrissey, K., Knight, P., Prime, T.D., Almeida, L.P., Masselink, G., Bird, C.O., Dodds, D., Plater, A.J. (2018). A coastal vulnerability assessment for planning climate resilient infrastructure. *Ocean & Coastal Management*, 163, 101-112. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2018.06.007>
- Cai, W., Santoso, A., Wang, G., Weller, E., Wu, L., Ashok, K., Masumoto, Y., Yamagata, T. (2014). Increased frequency of extreme Indian Ocean Dipole events due to greenhouse warming. *Nature*, 510(7504), 254-258. <https://doi.org/10.1038/nature13327>
- Carter, R.W.G. (1990). The geomorphology of coastal dunes in Ireland. En Th.W. Bakker, P.D. Jungerius, J.A. Klijin (Eds.), *Dunes of the European coasts*, Catena supplement 18, 31-40.
- Carter, R.W.G., Curtis, T.G.F., Sheehy-Skeffington, M.J. (Eds.). (2007). *Coastal Dunes: Geomorphology, Ecology and Management for Conservation* (1st edition). CRC Press. Boca Raton, USA, 530 pp.
- Castelle, B., Dodet, G., Masselink, G., Scott, T. (2017). A new climate index controlling winter wave activity along the Atlantic coast of Europe: The West Europe Pressure Anomaly. *Geophysical Research Letters*, 44(3), 1384-1392. <https://doi.org/10.1002/2016GL072379>
- Cheddadi, R., Baez, S., Normand, S., Payne, D., Taberlet, P. (2020). Past plant diversity changes and future conservation issues. *Past Global Changes Magazine*, 28(1). <https://doi.org/10.22498/pages.28.1.3>
- Ciccarelli, D., Bacaro, G., Chiarucci, A. (2012). Coastline Dune Vegetation Dynamics: Evidence of No Stability. *Folia Geobotanica*, 47(3), 263-275. <https://doi.org/10.1007/s12224-011-9118-5>
- Clarke, M.L., Rendell, H.M. (2009). The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: A review. *Quaternary International*, 195(1), 31-41. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.02.007>
- Cooper, A., Jackson, D. (2021). Dune gardening? A critical view of the contemporary coastal dune management paradigm. *Area*, 53(2), 345-352. <https://doi.org/10.1111/area.12692>
- Costas, S., Jerez, S., Trigo, R.M., Goble, R., Rebêlo, L. (2012). Sand invasion along the Portuguese coast forced by westerly shifts during cold climate events. *Quaternary Science Reviews*, 42, 15-28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.03.008>
- Costas, S., Brito, P., FitzGerald, D., Goble, R. (2014). Climate-driven episodes of dune mobilization and barrier growth along the central coast of Portugal. *Geological Society, London, Special Publications*, 388(1), 407-427. <https://doi.org/10.1144/SP388>
- Costas, S., Naughton, F., Goble, R., Renssen, H. (2016). Windiness spells in SW Europe since the last glacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 436, 82-92. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.023>
- Davidson-Arnott, R., Bauer, B., Houser, C. (2019). *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Higher Education from Cambridge University Press, Cambridge University Press, 524 pp. <https://doi.org/10.1017/9781108546126>
- Davis Jr, R.A., FitzGerald, D.M. (Eds.) (2009). *Beaches and coasts*. John Wiley & Sons. Hoboken, NJ, 536 pp.
- Delgado-Fernandez, I., O'Keeffe, N., Davidson-Arnott, R.G.D. (2019). Natural and human controls on dune vegetation cover and disturbance. *Science of The Total Environment*, 672, 643-656. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.03.494>
- Deser, C., Phillips, A.S., Tomas, R.A., Okumura, Y.M., Alexander, M.A., Capotondi, A., Scott, J.D., Kwon, Y.-O., Ohba, M. (2012). ENSO and pacific decadal variability in the community climate system model version 4. *Journal of Climate*, 25(8), 2622-2651. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00301.1>
- Dissanayake, P., Brown, J., Wisse, P., Karunarathana, H. (2015). Effects of storm clustering

- on beach/dune evolution. *Marine Geology*, 370, 63-75. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.10.010>
- Dodet, G., Castelle, B., Masselink, G., Scott, T., Davidson, M., Floc'h, F., Jackson, D., Suanes, S. (2019). Beach recovery from extreme storm activity during the 2013-14 winter along the Atlantic coast of Europe. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(1), 393-401. <https://doi.org/10.1002/esp.4500>
- Doody, J.P. (2012). Sand dune conservation, management and restoration. En C.W. Finkl (Ed.). *Coastal Research Library* (Vol. 4). Springer Science & Business Media. Berlin. 324 pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-4731-9>
- Duncan, K. (2001). The UK Habitat Action Plan for sand dunes. In J. Houston, P.J. Rooney, S.E. Edmondson (Eds.), *Coastal dune management: Shared experience of European conservation practice*. Liverpool University Press, UK, pp. 306-315.
- Durán, O., Moore, L.J. (2013). Vegetation controls on the maximum size of coastal dunes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(43), 17217-17222. <https://doi.org/10.1073/pnas.1307580110>
- Everard, M., Jones, L., Watts, B. (2010). Have we neglected the societal importance of sand dunes? An ecosystem services perspective. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 20(4), 476-487. <https://doi.org/10.1002/aqc.1114>
- Feagin, R.A., Figlus, J., Zinnert, J.C., Sigren, J., Martínez, M.L., Silva, R., Smith, W.K., Cox, D., Young, D.R., Carter, G. (2015). Going with the flow or against the grain? The promise of vegetation for protecting beaches, dunes, and barrier islands from erosion. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 13(4), 203-210. <https://doi.org/10.1890/140218>
- Fereday, D., Chadwick, R., Knight, J., Scaife, A.A. (2018). Atmospheric Dynamics is the Largest Source of Uncertainty in Future Winter European Rainfall. *Journal of Climate*, 31(3), 963-977. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0048.1>
- Flor, G., Flor-Blanco, G., Cedrún, P.M., Flores-Soriano, C., Borghero, C. (2019). Aeolian Dune Fields in the Coasts of Asturias and Cantabria (Spain, NW Iberian Peninsula). En J.A. Morales (Ed.), *The Spanish Coastal Systems: Dynamic Processes, Sediments and Management*. Springer International Publishing, Cham, Switzerland, pp. 585-609. https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2_25
- Flor-Blanco, G., Flor, G. (2019). Cantabrian Estuaries. En J.A. Morales (Ed.), *The Spanish Coastal Systems: Dynamic Processes, Sediments and Management*. Springer International Publishing, Cham, Switzerland, pp. 415-436. https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2_18
- Flor-Blanco, G., Alcántara-Carrió, J., Jackson, D.W.T., Flor, G., Flores-Soriano, C. (2021). Coastal erosion in NW Spain: Recent patterns under extreme storm wave events. *Geomorphology*, 387, 107767. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107767>
- Flor-Blanco, G., Flor, G., Pando, L. (2022). Dynamics and sedimentary assessment of a rock-bounded estuary: A case study—Tina Mayor (NW Spain, Iberian Peninsula). *Environmental Earth Sciences*, 81(13), 1-26. <https://doi.org/10.1007/s12665-022-10471-0>
- Fraga-Santiago, P., Gómez-Pazo, A., Pérez-Alberti, A., Montero, P., Otero Pérez, X.L. (2019). Trends in the Recent Evolution of Coastal Lagoons and Lakes in Galicia (NW Iberian Peninsula). *Journal of Marine Science and Engineering*, 7(8), 272. <https://doi.org/10.3390/jmse7080272>
- Gallego-Fernández, J.B., Sánchez, I.A., Ley, C. (2011). Restoration of isolated and small coastal sand dunes on the rocky coast of northern Spain. *Ecological Engineering*, 37(11), 1822-1832. <https://doi.org/10.1016/j.ecoeng.2011.06.017>
- Gao, X., Narteau, C., Rozier, O., du Pont, S.C. (2015). Phase diagrams of dune shape and orientation depending on sand availability. *Scientific Reports*, 5(1), 14677. <https://doi.org/10.1038/srep14677>
- Garès, P.A., Pease, P. (2015). Influence of topography on wind speed over a coastal dune and blowout system at Jockey's Ridge, NC, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(7), 853-863. <https://doi.org/10.1002/esp.3670>
- Goldstein, E.B., Moore, L.J., Durán Vinent, O. (2017). Lateral vegetation growth rates exert control on coastal foredune "hummockiness" and coalescing time. *Earth Surface Dynamics*, 5(3), 417-427. <https://doi.org/10.5194/esurf-5-417-2017>
- Gómez-Pazo, A., Pérez-Alberti, A. (2017). Vulnerabilidad de las costas de Galicia a los temporales marinos en el contexto del cambio global. *Sémata: Ciencias Sociais e Humanidades*, 29. <https://doi.org/10.15304/s.29.4210>
- Gómez-Pazo, A., Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A. (2021). Tracking the behavior of rocky coastal cliffs in northwestern Spain. *Environment*

- tal Earth Sciences*, 80(22), 757. <https://doi.org/10.1007/s12665-021-09929-4>
- González Villanueva, R., Costas, S., Pérez Arlucea, M., Alejo, I., Rial, F. (2011). Evolución del sector dunar sur del complejo de Corrubedo. *Geogaceta*, 50, 177-180. <http://rabida.uhu.es/dspace/handle/10272/7423>
- González-Villanueva, R., Costas, S., Pérez-Arlucea, M., Jerez, S., Trigo, R. M. (2013). Impact of atmospheric circulation patterns on coastal dune dynamics, NW Spain. *Geomorphology*, 185, 96-109. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.019>
- González-Villanueva, R., Pérez-Arlucea, M., Costas, S., Bao, R., Otero, X.L., Goble, R. (2015). 8000 years of environmental evolution of barrier-lagoon systems emplaced in coastal embayments (NW Iberia). *The Holocene*, 25(11), 1786-1801. <https://doi.org/10.1177/0959683615591351>
- González-Villanueva, R., Pastoriza, M., Hernández, A., Carballeira, R., Sáez, A.; Bao, R. (2023). Unbalanced effects of primary drivers on dune cover and shoreline dynamics: a model based on the Iberian Atlantic coast. *Geomorphology*, 423, 108556. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108556>
- Gornish, E.S., Miller, T.E. (2010). Effects of storm frequency on dune vegetation. *Global Change Biology*, 16(10), 2668-2675. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02144.x>
- Goudie, A.S., Livingstone, I. Stokes, S. (Eds.). (2000) *Aeolian Environments, Sediments, and Landforms*. John Wiley and Sons, New York, 336 pp.
- Gracia, J., Río, L.D., Alonso, C., Benavente, J., Anfuso, G. (2006). Historical evolution and present state of the coastal dune systems in the Atlantic coast of Cádiz (SW Spain): Palaeoclimatic and environmental implications. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 48. Coastal Geomorphology in Spain: Proceedings of the III Spanish Conference on Coastal Geomorphology, pp. 55-63.
- García-Romero, L., Hernández-Cordero, A.I., Hesp, P.A., Hernández-Calvento, L., Santana del Pino, Á. (2021). Decadal monitoring of *Traganum moquinii*'s role on foredune morphology of an human impacted arid dunefield. *Science of the Total Environment*, 758, 143802. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143802>.
- Guisado-Pintado, E., Jackson, D.W.T. (2019). Coastal Impact from High-Energy Events and the Importance of Concurrent Forcing Parameters: The Cases of Storm Ophelia (2017) and Storm Hector (2018) in NW Ireland. *Frontiers in Earth Science*, 7: 190. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2019.00190>
- Gutiérrez-Mas, J.M., Juan, C., Morales, J.A. (2009). Evidence of high-energy events in shelly layers interbedded in coastal Holocene sands in Cadiz Bay (south-west Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(6), 810-823. <https://doi.org/10.1002/esp.1770>
- Hellemaa, P. (1998). The development of coastal dunes and their vegetation in Finland. *Fennia - International Journal of Geography*, 176(1), 111-221.
- Hernández, A., Trigo, R.M., Pla-Rabes, S., Valero-Garcés, B.L., Jerez, S., Rico-Herrero, M., Vega, J.C., Jambriña-Enríquez, M., Giralt, S. (2015). Sensitivity of two Iberian lakes to North Atlantic atmospheric circulation modes. *Climate Dynamics*, 45(11), 3403-3417. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2547-8>
- Hernández, A., Martín-Puertas, C., Moffa-Sánchez, P., Moreno-Chamarro, E., Ortega, P., Blockley, S., Cobb, K.M., Comas-Bru, L., Giralt, S., Goosse, H., Luterbacher, J., Martrat, B., Muscheler, R., Parnell, A., Pla-Rabes, S., Sjolte, J., Scaife, A.A., Swingedouw, D., Wise, E., Xu, G. (2020). Modes of climate variability: Synthesis and review of proxy-based reconstructions through the Holocene. *Earth-Science Reviews*, 209, 103286. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103286>
- Hesp, P.A. (1991). Ecological processes and plant adaptations on coastal dunes. *Journal of Arid Environments*, 21(2), 165-191. [https://doi.org/10.1016/S0140-1963\(18\)30681-5](https://doi.org/10.1016/S0140-1963(18)30681-5)
- Hesp, P.A. (2011). Dune Coasts. En E., Wolanski, D. McLusky, (Eds.), *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Academic Press, pp. 193-221. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374711-2.00310-7>
- Hesp, P.A. (2013). Conceptual models of the evolution of transgressive dune field systems. *Geomorphology*, 199, 138-149. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.014>
- Hesp, P.A., Martínez, M.L. (2008). Transverse dune trailing ridges and vegetation succession. *Geomorphology*, 99(1), 205-213. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.11.001>
- Hesp, P.A., Dong, Y., Cheng, H., Booth, J.L. (2019) Wind flow and sedimentation in artificial vegetation: Field and wind tunnel experiments. *Geomorphology*, 337, 165-182. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.03.020>
- Hesp, P.A., Hernández-Calvento, L., Hernández-Cordero, A.I., Gallego Fernández, J.B., Gar-

- cía Romero, L., Miot da Silva, G., Ruz, M.-H. (2021) Nebkha development and sediment supply. *Science of the Total Environment*, 773, 144815. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.144815>
- Huang, G. (2011). Time lag between reduction of sediment supply and coastal erosion. *International Journal of Sediment Research*, 26(1), 27-35. [https://doi.org/10.1016/S1001-6279\(11\)60073-5](https://doi.org/10.1016/S1001-6279(11)60073-5)
- Innocenti, R.A., Feagin, R.A., Charbonneau, B.R., Figlus, J., Lomonaco, P., Wengrove, M., Puleo, J., Huff, T.P., Rafati, Y., Hsu, T.-J., Moragues, M.V., Tsai, B., Boutton, T., Pontiki, M., Smith, J. (2021). The effects of plant structure and flow properties on the physical response of coastal dune plants to wind and wave run-up. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 261, 107556. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107556>
- IPCC (2019). IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 755 pp. <https://doi.org/10.1017/9781009157964>
- IPCC (2022). Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 3056 pp.
- Jackson, D.W.T., Costas, S., González-Villanueva, R., Cooper, A. (2019). A global 'greening' of coastal dunes: An integrated consequence of climate change? *Global and Planetary Change*, 182, 103026. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.103026>
- Jana, A., Biswas, A., Maiti, S., Bhattacharya, A. K. (2014). Shoreline changes in response to sea level rise along Digha Coast, Eastern India: An analytical approach of remote sensing, GIS and statistical techniques. *Journal of Coastal Conservation*, 18(3), 145-155. <https://doi.org/10.1007/s11852-013-0297-5>
- JNCC. (2004). *Common standards monitoring guidance for sand dune habitats*: Version August 2004. Peterborough, UK: JNCC.
- Jones, M.L.M., Sowerby, A., Williams, D.L., Jones, R.E. (2008). Factors controlling soil development in sand dunes: Evidence from a coastal dune soil chronosequence. *Plant and Soil*, 307(1), 219-234. <https://doi.org/10.1007/s11104-008-9601-9>
- Keenan, T.F., Prentice, I.C., Canadell, J.G., Williams, C.A., Wang, H., Raupach, M., Collatz, G. J. (2016). Recent pause in the growth rate of atmospheric CO₂ due to enhanced terrestrial carbon uptake. *Nature Communications*, 7, 13428. <https://doi.org/10.1038/ncomms13428>
- Kenyon, J., Hegerl, G.C. (2008). Influence of Modes of Climate Variability on Global Temperature Extremes. *Journal of Climate*, 21(15), 3872-3889. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2125.1>
- Ley Vega de Seoane, C., Gallego Fernández, J.B., Vidal Pascual, C. (2007). Manual de restauración de dunas costeras. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid. 251 pp.
- Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Barta, F., Donchyts, G., Aarninkhof, S. (2018). The State of the World's Beaches. *Scientific Reports*, 8(1), 6641. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6>
- Martínez, M.L., Psuty, N.P. (Eds.) (2004). *Coastal Dunes* (Ecological Studies, Vol. 171). Springer Berlin, Heidelberg. 388 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-74002-5>
- Masselink, G., Castelle, B., Scott, T., Dodet, G., Suarez, S., Jackson, D., Floc'h, F. (2016). Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophysical Research Letters*, 43(5), 2135-2143. <https://doi.org/10.1002/2015GL067492>
- Maun, M.A. (2009). *The Biology of Coastal Sand Dunes*. Oxford University Press. 288 pp. <https://doi.org/10.1093/oso/9780198570356.001.0001>
- McGuirk, M.T., Kennedy, D.M., Konlechner, T. (2022). The Role of Vegetation in Incipient Dune and Foredune Development and Morphology: A Review. *Journal of Coastal Research*, 38(2), 414-428. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-21-00021.1>
- Medina Machín, A., Marcello, J., Hernández-Cordero, A.I., Martín Abasolo, J., Eugenio, F. (2019). Vegetation species mapping in a coastal-dune ecosystem using high resolution satellite imagery. *GIScience & Remote Sensing*, 56(2), 210-232. <https://doi.org/10.1080/15481603.2018.1502910>

- Miller, T.E., Gornish, E.S., Buckley, H.L. (2009). Climate and coastal dune vegetation: Disturbance, recovery, and succession. *Plant Ecology*, 206(1), 97. <https://doi.org/10.1007/s11258-009-9626-z>
- Molina-Gil, R., Manno, G., Re, C.L., Anfuso, G. (2022). Characterization and evolution of the beach-dune system of the Mediterranean coast of Andalusia (Spain): Influence of natural and anthropic processes. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 0, Article 0. <https://doi.org/10.18172/cig.5196>
- Moulton, N., Corbett, K. (1999). *Sand lizard conservation handbook*. English Nature. Peterborough: Northminster House, 25 pp
- Neumann, B., Vafeidis, A.T., Zimmermann, J., Nicholls, R.J. (2015). Future Coastal Population Growth and Exposure to Sea-Level Rise and Coastal Flooding—A Global Assessment. *PLOS ONE*, 10(3), e0118571. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0118571>
- Packham, J.R., Willis, A.J. 1997. *Ecology of dunes, salt marsh and shingle*. Chapman & Hall, Londres, 235 pp.
- Paerl, H.W., Hall, N.S., Hounshell, A.G., Luettich, R.A., Rossignol, K.L., Osburn, C.L., Bales, J. (2019). Recent increase in catastrophic tropical cyclone flooding in coastal North Carolina, USA: Long-term observations suggest a regime shift. *Scientific Reports*, 9(1), 10620. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-46928-9>
- Pagán, J.I., Aragonés, L., Tenza-Abril, A.J., Pallarés, P. (2016). The influence of anthropic actions on the evolution of an urban beach: Case study of Marineta Cassiana beach, Spain. *Science of The Total Environment*, 559, 242-255. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.03.134>
- Pérez-Alberti, A., Gómez-Pazo, A., Otero, X.L. (2021). Natural and Anthropogenic Variations in the Large Shifting Dune in the Corrubedo Natural Park, NW Iberian Peninsula (1956-2017). *Applied Sciences*, 11(1), 34. <https://doi.org/10.3390/app11010034>
- Ponte Lira, C., Nobre Silva, A., Taborda, R., Freire de Andrade, C. (2016). Coastline evolution of Portuguese low-lying sandy coast in the last 50 years: An integrated approach. *Earth System Science Data*, 8(1), 265-278. <https://doi.org/10.5194/essd-8-265-2016>
- Poulos, S.E., Collins, M.B. (2002). Fluvial sediment fluxes to the Mediterranean Sea: A quantitative approach and the influence of dams. En: S.J. Jones, S.J., L.E. Frostick, (Eds.). *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences*. Geological Society of London, Special Publications, 191(1): 227-245. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.191.01.16>
- Provoost, S., Jones, M.L.M., Edmondson, S.E. (2011). Changes in landscape and vegetation of coastal dunes in northwest Europe: A review. *Journal of Coastal Conservation*, 15(1), 207-226. <https://doi.org/10.1007/s11852-009-0068-5>
- Pye, K. (1990). Physical and human influences on coastal dune development between the Ribble and Mersey estuaries, northwest England. En K. Nordstrom, N. Psuty, R. Carter (eds), *Coastal dunes. Form and process*. Wiley, UK, pp. 339-359.
- Rinaldo, T., Ramakrishnan, K.A., Rodriguez-Iturbe, I., Durán Vinent, O. (2021). Probabilistic structure of events controlling the after-storm recovery of coastal dunes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 118(1), e2013254118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2013254118>
- Rozema, J., Bijwaard, P., Prast, G., Broekman, R. (1985). Ecophysiological Adaptations of Coastal Halophytes from Foredunes and Salt Marshes. *Vegetatio*, 62(1/3), 499-521. <https://doi.org/10.1007/BF00044777>
- Sáez, A., Carballeira, R., Pueyo, J.J., Vázquez-Loureiro, D., Leira, M., Hernández, A., Valero-Garcés, B. L., Bao, R. (2018). Formation and evolution of back-barrier perched lakes in rocky coasts: An example of a Holocene system in northwest Spain. *Sedimentology*, 65(6), 1891-1917. <https://doi.org/10.1111/sed.12451>
- Sanromualdo-Collado, A., Gallego-Fernández, J.B., Hesp, P.A., Martínez, M.L., O'Keefe, N., Ferrer-Valero, N., Hernández-Calvento, L. (2022). Environmental variables affecting an arid coastal nebkha. *Science of the Total Environment*, 815, 152868. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.152868>
- Scaife, A.A., Knight, J.R., Vallis, G.K., Folland, C.K. (2005). A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate. *Geophysical Research Letters*, 32(18). <https://doi.org/10.1029/2005GL023226>
- Sherman, D.J., Bauer, B.O. (1993). Dynamics of beach-dune systems. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 17(4), 413-447. <https://doi.org/10.1177/030913339301700402>
- Short, A. D. (Ed.). (2000). *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Wiley. Hoboken, NJ, 392 pp
- Short, A.D. (2005). Beaches of the Western Australian Coast: Eucla to Roebuck Bay: A guide to

- their nature, characteristics, surf and safety. Sydney University Press.
- Short, A.D. (2022). Australian beach systems: Are they at risk to climate change? *Ocean & Coastal Management*, 224, 106180. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2022.106180>
- Thompson, D.W.J., Solomon, S., Kushner, P. J., England, M. H., Grise, K. M., Karoly, D. J. (2011). Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. *Nature Geoscience*, 4(11), 741-749. <https://doi.org/10.1038/ngeo1296>
- Trenhaile, A. S., Pérez Alberti, A., Martínez Cortizas, A., Costa Casais, M., Blanco Chao, R. (1999). Rock coast inheritance: An example from Galicia, northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24(7), 605-621. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199907\)24:7<605:AID-ESP977>3.0.CO;2-1](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199907)24:7<605:AID-ESP977>3.0.CO;2-1)
- Vilas, F., Arche Miralles, A., Ramos, A., Sopeña, A., Rey, L., Nombela, M.A. (1986). El complejo de playa-lagoon de Corrubedo y los submedios característicos. Galicia, NW. España. *Acta geológica hispánica*, 21(1), 233-243.
- Zarnetske, P.L., Ruggiero, P., Seabloom, E.W., Hacker, S.D. (2015). Coastal foredune evolution: The relative influence of vegetation and sand supply in the US Pacific Northwest. *Journal of The Royal Society Interface*, 12(106), 20150017. <https://doi.org/10.1098/rsif.2015.0017>
- Zhu, Z., Piao, S., Myneni, R.B., Huang, M., Zeng, Z., Canadell, J.G., Ciais, P., Sitch, S., Friedlings-tein, P., Arneth, A., Cao, C., Cheng, L., Kato, E., Koven, C., Li, Y., Lian, X., Liu, Y., Liu, R., Mao, J., Pan, Y., Peng, S., Peñuelas, J., Poulter, B., Pugh, T.A.M., Stocker, B.D., Viovy, N., Wang, X., Wang, Y., Xiao, Z., Yang, H., Zaehle, S., Zeng, N. (2016). Greening of the Earth and its drivers. *Nature Climate Change*, 6(8), 791-795. <https://doi.org/10.1038/nclimate3004>

Recibido el 3 de agosto de 2022

Aceptado el 16 de enero de 2023



Cartografía de los depósitos cuaternarios a partir de datos de pozos en el NNW de la Cordillera de Guaniguanico, Cuba

Quaternary deposits mapping using drillhole data in the NNW of the Cordillera de Guaniguanico, Cuba

Benítez Frómata, Pedro de Jesús^{1*}; Estévez Cruz, Elmidio²; Peñalver, Leandro L.¹

(1) Instituto de Geología y Paleontología. Servicio de Geológico de Cuba. Calle Vía Blanca No. 1002. CP 11000. La Habana, Cuba. *Autor principal: pbenitezfrometa@gmail.com

(2) Universidad de Pinar del Río "Hermanos Saíz Montes de Oca". Calle Martí # 300. CP: 20100 Pinar del Río. Cuba

Resumen

En la actualidad resulta imperativo el estudio de los depósitos superficiales ya sea para fines económicos, ambientales o científicos. La presente investigación tiene como objetivo actualizar el mapa de depósitos cuaternarios de la parte NNW de la Cordillera de Guaniguanico a partir de datos de pozos de investigaciones geológicas regionales, para lo cual se realizó la interpretación compleja de la documentación de los sondeos. La metodología empleada consta de las siguientes etapas: revisión bibliográfica, análisis de la base de datos de los registros de pozos, procesamiento del modelo digital del terreno (MDT), interpretación de los mapas regionales (suelos y espectrometría gamma), y la cartografía de los depósitos recientes. El MDT fue procesado para derivar los mapas de pendientes y de formas del relieve, los cuales juntos con el mapa disponible de depósitos cuaternarios, el mapa de suelos, el mapa de radioelementos y un profundo análisis de las condiciones geomorfológicas y litológicas, permitió determinar los tipos de sedimentos presentes en el área. Los espesores calculados en los pozos que atraviesan los depósitos superficiales fueron interpolados mediante el método geoestadístico *Kriging* Ordinario para construir el mapa de isópacas. El trabajo demostró la utilidad del procesamiento y análisis de los pozos de investigaciones geológicas regionales para actualizar los mapas de depósitos cuaternarios y revelar el patrón de distribución de sus espesores. A través del estudio se pudo identificar los siguientes tipos de depósitos: aluviales, eluvio-coluvio-proluviales, marinos, palustres y depósitos terrígenos constituidos por la Fm. Guane y un conjunto no diferenciable de las formaciones Guane más Guevara. Los resultados obtenidos pueden ser utilizados por ejemplo para la prospección y exploración de yacimientos minerales, la búsqueda de nuevas zonas para la perforación de pozos hidrológicos o estudios para la preservación del medio ambiente.

Palabras clave: depósitos cuaternarios, regolita, Cordillera de Guaniguanico, cartografía de depósitos superficiales, mapa de isópaca.



Abstract

Currently, it is imperative to study surface deposits, whether for economic, environmental or scientific purposes. This research aims at updating the map of quaternary deposits based on data from regional geological research drillholes, for which the complex interpretation of the drillholes logging was carried out. The methodology used consists of the following stages: literature review, analysis of the drillholes logging database, DTM processing, interpretation of regional maps (soils and gamma- spectrometry) and mapping of recent deposits. The digital elevation model was processed to derive the slope and landform maps, which together with the available map of Quaternary deposits, the soil map, the radioelement map and an in-depth analysis of the geomorphological and lithological conditions, allowed to determine the types of sediments present in the area. The thicknesses calculated in the drillholes that intercept the surface deposits were interpolated using the geostatistical method "Ordinary Kriging" to build the isopach map. The work demonstrated the usefulness of the processing and analysis of regional geological investigation drillholes to update Quaternary deposit maps and reveal the distribution pattern of its thicknesses. The study allowed to identify the following types of deposits: alluvial, eluvium-coluvium-proluvial, marine, marshy and terrigenous deposits formed by the Fm. Guane and a non-differentiable unit of the Guane and Guevara formations. The results obtained can be used for the prospecting and exploration of mineral deposits, the search for new areas for the drilling of hydrological wells and environmental studies.

Key words: quaternary deposit, regolith, Cordillera de Guaniguanico, superficial deposit mapping, isopach map.

1. Introducción.

La cartografía de los depósitos cuaternarios, así como el estudio de su génesis y de las regularidades de su localización revisten gran importancia científica y aplicada. En este sentido, estos depósitos pueden tener potencialidades mineralogénicas y hospedar importantes recursos metálicos e industriales. Por otra parte, en las zonas de clima tropical cubiertas por regolitas se dificulta considerablemente los trabajos de prospección y exploración. Por esta razón conocer los rasgos principales de las regolitas (distribución, espesor, génesis) resulta esencial para desarrollar programas efectivos de prospección geoquímica y geofísica y seleccionar el mejor método de investigación, el medio a muestrear, así como el espaciamiento del muestreo (Cornelius *et al.*, 2001; Cohen *et al.*, 2010).

También los mapas integrados de regolitas con formas del relieve han ganado importancia y uso en la exploración mineral en los últimos años (Anand, 2001; Anand y Butt, 2010; Gonzalez-Alvarez *et al.*, 2016; Salama *et al.*,

2016). Estos aportan dos elementos claves de información para los geólogos prospectores, por una parte, criterios sobre si los sedimentos superficiales están *in situ* (residuales) o han sido transportados y por otro el espesor de estos depósitos. Estas cuestiones son importantes para la revelación e interpretación de las anomalías de dispersión geoquímica. Por otra parte, las regolitas, específicamente las lateritas residuales y las ferricretas han demostrado ser útiles como medio de muestreo geoquímico para las investigaciones geológicas regionales y locales para oro, metales básicos y metales raros (Cornelius *et al.*, 2001).

La regolita, entendido en su concepto más general como el material superficial de diferente origen que cubre la roca fresca o roca madre (Hocking *et al.*, 2001), es un testigo inequívoco de las condiciones del clima, la relación entre la paleogeografía, el paleorelieve y la geología (Cohen *et al.*, 2010). Para la cartografía de la superficie es un componente crucial debido a su correspondencia con las formas del terreno (Bolster, 1999; Butt *et al.*, 2000; Anand y Paine, 2002; Brown y Hill,

2004).

La exploración de minerales a través de las formaciones superficiales se está convirtiendo en uno de los retos fundamentales para la industria. A lo largo del mundo se realizan investigaciones para reconsiderar áreas que antes eran desfavorables para la exploración, enfocándose en el estudio de zonas superficiales, esto debido a que cerca del 25% de la superficie continental está afectado por condiciones climáticas tropicales que resultan en una intensa lixiviación química. La compresión de los procesos de meteorización, erosión y desgaste que forman estas gruesas cubiertas transportadas requieren un enfoque de estudio diferente al que se aplica en áreas con una menor actividad de estos parámetros. De ahí la importancia de determinar los espesores de estas zonas superficiales, que en su mayoría coinciden con depósitos cuaternarios.

Para la cartografía de los depósitos cuaternarios y la cuantificación de sus espesores se utilizan diferentes métodos y técnicas como el procesamiento de imágenes satelitales y fotos aéreas, métodos geofísicos y trabajos de campo (Pedrera *et al.*, 2007; Bottelin *et al.*, 2019). También se emplean grandes bases de datos de sondeos, combinados con datos aeromagnéticos de alta resolución para construir modelos 3D de regolitas (Smith *et al.*, 2000). Para estimar los espesores de los depósitos superficiales a partir de datos puntuales se han usado métodos de interpolación espacial como el método del Vecino Natural (Lawley y García-Bajo, 2010) y el *Kriging* Ordinario (Malvić y Jović, 2012; García *et al.*, 2012; Malvić y Jović, 2012). En Cuba los espesores de todas las formaciones y depósitos cuaternarios se han estimado a partir de los trabajos de exploración y perforación llevados a cabo en la década de los 80 (Pérez, 2018). Estas estimaciones se hicieron a partir de los testigos de perforación, y nunca se ha realizado una homogenización de la información, por lo que resulta muy difícil conocer el espesor de una zona en particular.

La Cordillera de Guaniguanico (Fig. 1) se loca-

liza en el extremo occidental de Cuba y ha sido objeto de importantes investigaciones geológicas, incluyendo la cartografía geológica a escala 1:50 000 y la búsqueda acompañante de minerales sólidos (Astajov *et al.*, 1982; Burrov *et al.*, 1987; Martínez *et al.*, 1988) lo que ha permitido entender su estructura geológica y evaluar sus potencialidades metalogénicas. Sin embargo, los depósitos cuaternarios (formaciones y depósitos innominados), que están representados por una secuencia carbonático-terrágena (Peñalver *et al.*, 2021) no han sido estudiados con el mismo grado de detalle, y solo se cuenta con un mapa a pequeña escala 1: 250 000.

En el sector se han descrito los depósitos terrígenos, provenientes de la Fm. Guane con edad Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior. También se han cartografiado depósitos holocénicos innominados, como los aluviales, palustres y marinos que poseen una gran distribución superficial. Los de mayor extensión son los depósitos eluvio-coluvio-proluviales, siendo estos los que se desarrollan sobre la roca meteorizada, formando los grandes mantos de meteorización (regolitas), aunque sus áreas de afloramiento no han sido bien delimitadas en los mapas geológicos disponibles.

El presente trabajo está dirigido a actualizar el mapa de depósitos cuaternarios del NNW de la Cordillera de Guaniguanico (Fig.1), revelar el patrón espacial de distribución de los sedimentos superficiales e identificar las regularidades de sus espesores, a partir de datos de pozos de investigaciones geológicas regionales.

2. Contexto geológico del área de estudio

El área de estudio, que ocupa una superficie de 2341 km², se encuentra ubicada en la provincia de Pinar del Río, al NW de la Cordillera de Guaniguanico, y se extiende por los municipios de Matahambre, Guane, Viñales, San Juan y Martínez y Mantua (Fig. 1).

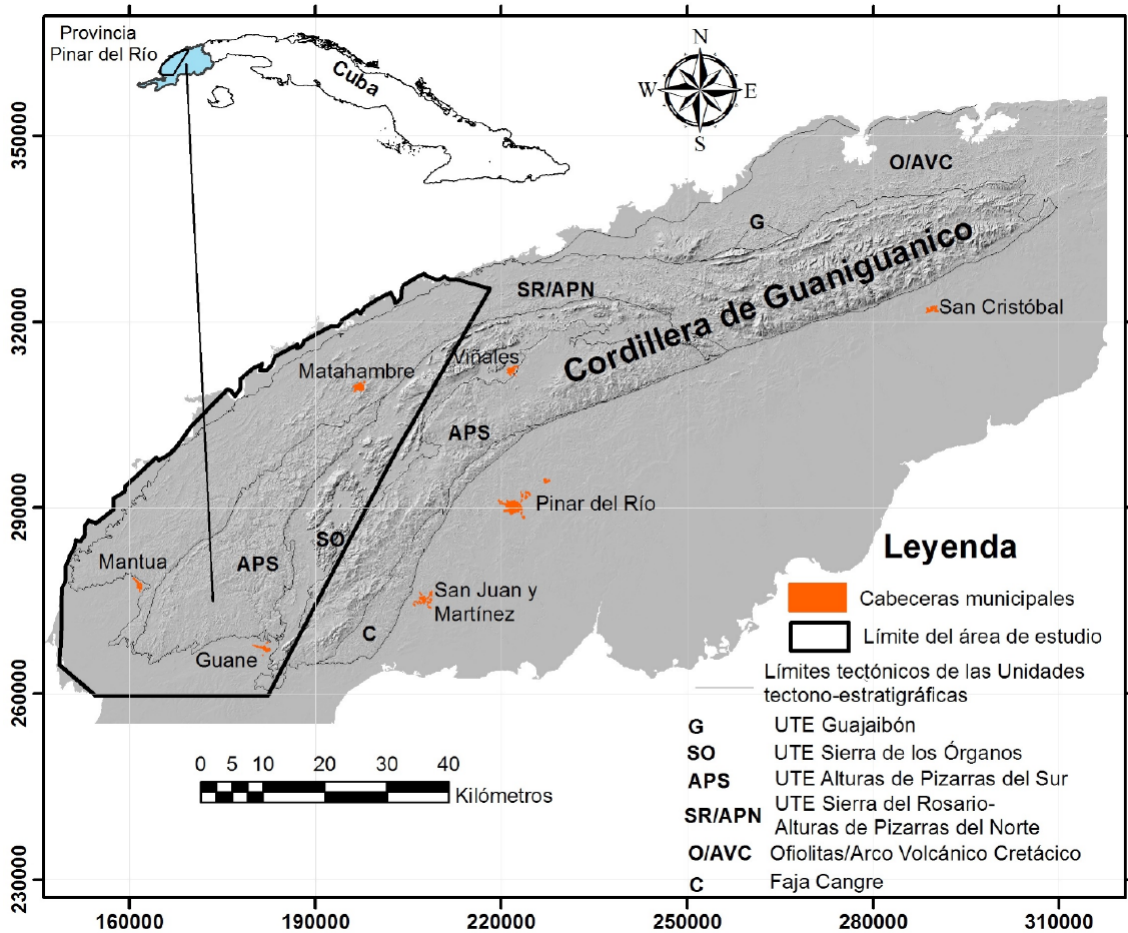


Figura 1. Mapa de relieve de sombras del extremo occidental de Cuba, mostrando la situación físico-geográfica del área de estudio y las unidades tectono-estratigráficas de la Cordillera de Guaniguanico.

Figure 1. Shaded relief of the westernmost part of Cuba, showing the physical-geographical situation of the study area and the tectono-stratigraphic units of the Guaniguanico Cordillera.

La Cordillera de Guaniguanico es un terreno tectono-estratigráfico (Iturralde-Vinent, 1996; Pszczolkowski, 1999) cuyas rocas proceden del paleomargen mesozoico de América del Norte (Iturralde-Vinent, 1994, 1998; Cobiella-Reguera, 2008). En la cordillera se desarrolla una tectónica de mantos de cabalgamiento (Hatten, 1957; Rigassi-Studer, 1963; Piotrowska, 1978; Martínez y Vázquez, 1987; Martínez *et al.*, 1991) cuyas profundidades superan los 5 km (Cobiella-Reguera, 2008) y que son consecuencia de la colisión entre el Paleomargen Pasivo de América del Norte y el Arco Volcánico Cretácico durante el Eoceno temprano. En la cordillera se reconocen cinco unidades

tectónicas: a) cabalgamientos de Sierra de los Órganos (SO), b) Alturas de Pizarras del Sur (APS), c) Cinturón Cangre, d) cabalgamientos de Sierra del Rosario/ Alturas de Pizarras del Norte/ Esperanza (SR/APN/E), y e) Pan de Guajaibón (Pszczolkowski, 1978; Somin y Millán, 1981; Ponce *et al.*, 1985; Pszczolkowski, 1999; Cobiella-Reguera, 2000) (Fig. 1).

La compleja estructura tectónica, el apilamiento en mantos y las características litoestructurales de la cordillera condicionan los rasgos principales del relieve. El mismo está formado por cadenas paralelas de montañas y alturas de orientación SW-NE, separadas por depresiones y valles intramontanos (Díaz

et al., 1989). En la Sierra de los Órganos, predomina el relieve kárstico de mogotes, sierras calcáreas y poljes marginales o de contacto, mientras que, en las Alturas de Pizarras, se destacan como formas orográficas las colinas y las alturas (Díaz-Guanche, 2017) (Fig. 1).

La secuencia del paleomargen, expuesta en la cordillera, está constituida por tres paquetes rocosos bien diferenciados que abarcan desde el Jurásico Inferior hasta el Eoceno: uno siliciclástico en la base, sobreyacido por un paquete carbonatado, y terminando con otro siliciclástico de carácter olistostrómico. También asociadas a las zonas de fallas o como grandes bloques en la secuencia olistostrómica se describen rocas magmáticas de composición máfica y ultramáfica.

Según Cobiella-Reguera (2008) el corte estratigráfico de estas unidades en su parte inferior está compuesto por rocas jurásicas, pre-Oxfordiano Superior de carácter turbidítico, acumuladas en ambientes fluviales y deltaicos (Fm. San Cayetano y su Mb. Castellano –areniscas cuarzo-feldespáticas, limolitas y lutitas con un metamorfismo muy incipiente que les da aspecto pizarroso), estas rocas transicionan hacia calizas micríticas finamente estratificadas intercaladas con lutitas laminares (Fm. Jagua). El segundo paquete comienza con un potente banco carbonatado (Fm. Guasasa) sobre el cual yace concordante una sección carbonatada de aguas profundas, bien estratificada, rica en materia orgánica del Tithoniano-Campaniano, con algunos niveles de silicitas (formaciones Pons y Moreno). Los cortes del paleomargen terminan con

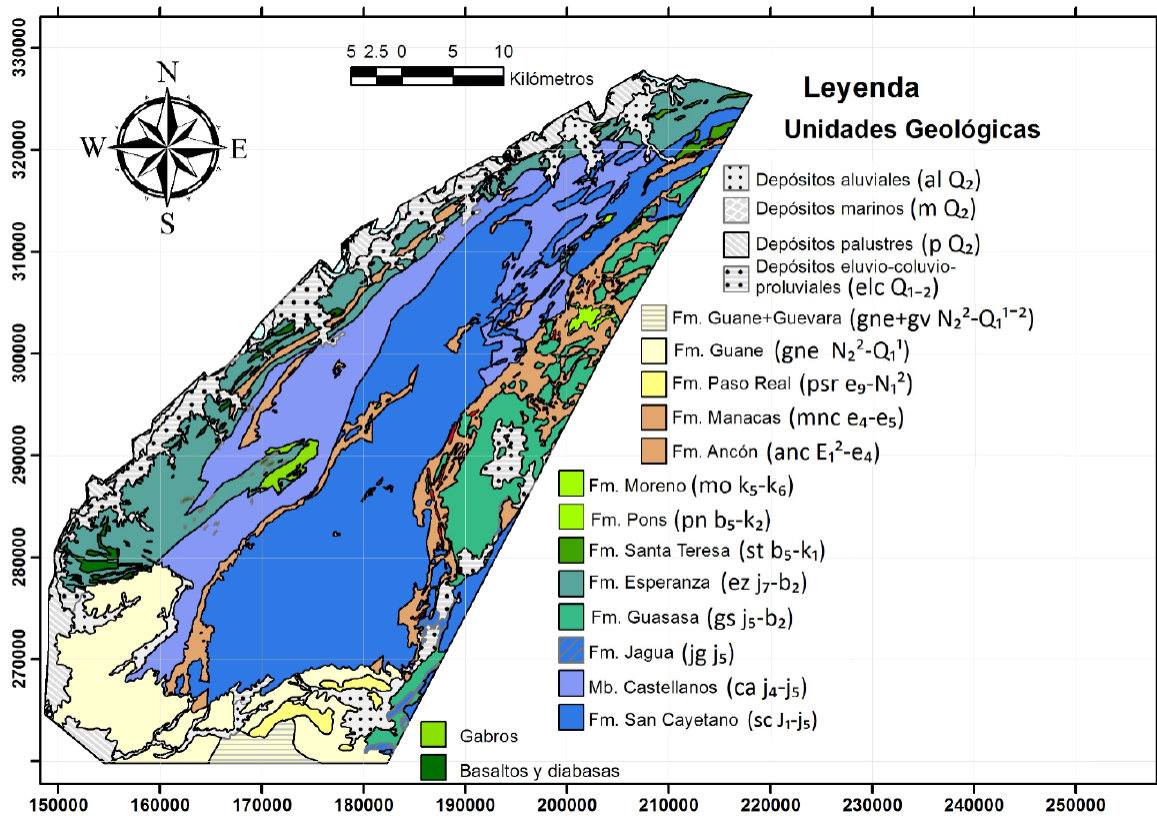


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio. Nótese la orientación de la estructura geológica en dirección NE-SW, y el predominio de las secuencias jurásicas (Fm. San Cayetano y el Mb. Castellano).

Figure 2. Geological map of study area. Note the NE-SW orientation of the geological structure, and the predominance of Jurassic sequences (San Cayetano Fm. and the Castellano Mb.).

Sistema	Serie	Unidad y Símbolo	Columna	
Cuaternario	Holoceno	Depósitos aluviales (al)		
		Depósitos marinos (m)		
		Depósitos palustres (p)		
	Pleistoceno Superior	Temp. Tardío		Depósitos eluvio-coluvio-proluviales (elc)
	Pleistoceno Inferior	Fm Guane + Guevara (gne+gv)		
Neógeno		Plioceno Superior	Fm Guane (gne)	

Figura 3. Esquema geocronológico del Cuaternario propuesto por el Servicio Geológico de Cuba (IGP-SGC). Modificado de Peñalver *et al.* (2021).

Figure 3. Quaternary geochronological scheme proposed by the Cuban Geological Service (IGP-SGC). Modified from Peñalver *et al.* (2021).

las calizas paleocénicas de la Fm. Ancón. Por encima, y concordantemente, yacen los depósitos sinorogénicos, clásticos, mayormente caóticos, de la Fm. Manacas, acumulados en una cuenca de antepaís, vinculados al emplazamiento de los cabalgamientos de la Cordillera de Guaniguanico entre finales del Paleoceno e inicios del Eoceno Temprano (Fig. 2).

Los depósitos recientes de esta región están representados por un corte carbonático-terrágeno (Fig. 2 y Fig. 3), estos incluyen unidades litoestratigráficas del Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior, los depósitos cuaternarios eluvio-coluvio-proluviales, así como los depósitos innominados del Holoceno.

Fm. Guane (gne). Según datos de perforaciones de los levantamientos geológicos regionales (Astajov *et al.*, 1982; Burov *et al.*, 1987; Martínez *et al.*, 1988) puede alcanzar hasta 50 m y de acuerdo a su posición estratigráfica se le ha asignado una edad Plioceno Superior- Pleistoceno Inferior. Esta formación está constituida por conglomerados, gravas, arenas y arcillas arenosas, débilmente cementados por arcillas. Estas rocas presentan una estratificación indefinida, lenticular y más raramente cruzada. Su composición es oligomíctica, con predominio de las rocas silíceas. Esta formación se depositó en un mar con abundante aporte aluvial, pudiendo llegar a ser estuarino.

Fm Guevara (gv). Está compuesta por arcillas plásticas (montmorilloníticas y montmorillonito-caoliníticas), arenas, gravas finas, fragmentos de ferricretas y cantos rodados. La composición es oligomíctica, con predominio de las rocas silíceas. Presenta alto contenido de pisolitas y nódulos ferríticos. La estratificación es horizontal no clara, paralela. Sus autores (Kartashov *et al.*, 1981), basándose en las particularidades litológicas de estos depósitos, el carácter de su yacencia (capas poco potentes e isométricas), su estrecha relación con llanuras costeras y el relieve aplanado de su superficie, la catalogaron como relictos de llanuras marinas.

Depósitos eluvio-coluvio-proluviales (elc).

Estos depósitos comprenden las cortezas de meteorización desarrolladas *in situ*, que se originan a expensas de su propio material y que se asocian comúnmente con depósitos eluviales así como el material friable desplazado ladera abajo por gravedad (depósitos proluviales). También se incluyen en esta categoría a los depósitos coluviales que se originan por el desprendimiento de grandes bloques, los que se acumulan en el piedemonte de las elevaciones, y que no necesariamente tienen que asociarse con alteración superficial. Por esta razón, este es un grupo de depósitos complejos que varían sensiblemente su litología, desde arcillas, limos y arenas, hasta bloques de calizas, granodioritas, tobas (Peñalver *et al.*, 2001).

Depósitos palustres (p).

Estos depósitos se forman en dos ambientes esencialmente diferentes y por tal motivo se pueden distinguir dos facies: los pantanos de mangles y los pantanos costeros de agua dulce (Peñalver *et al.*, 2001). Los pantanos de mangle se originan en el mar y su desarrollo representa un crecimiento de la tierra a expensas del mar. En los límites de los pantanos de mangles que bordean la costa, la línea costera sólo se puede trazar condicionalmente (Peñalver *et al.*, 2001). Estos depósitos están compuestos tanto por facies terrígenas (arcillas de color gris oscuro y pardo oscuro) como carbonatadas (limos finos carbonatado-organógenos con una cantidad variable de detrito vegetal).

Los pantanos costeros de agua dulce se originan en la tierra, en las zonas de descarga de las aguas subterráneas, fundamentalmente kársticas, como resultado de la contención de esta agua por el mar. El desarrollo de estos pantanos no cambia el límite entre la tierra y el mar y la línea costera, en las regiones donde se desarrolla, posee una configuración bien marcada (Peñalver *et al.*, 2021). Los pantanos costeros de agua dulce prácticamente no reciben material terrígeno y sus depósitos están representados, fundamentalmente, por residuos vegetales y limos carbonatados.

Depósitos aluviales (al). Los depósitos aluviales holocénicos están constituidos fundamentalmente por limos gris parduscos, limos arenosos y arcillas, con raras intercalaciones de gravas y guijarros pequeños (Peñalver *et al.*, 2001). La composición indica una relación directa con sus fuentes de alimentación. En las regiones donde el manto de meteorización caolinítico estaba destruido o donde no se desarrolló, los depósitos aluviales se caracterizan por una composición polimíctica. Su material clástico está representado por cuarzo, feldespato, hornblendas, piroxenos y fragmentos líticos de rocas carbonatadas y efusivas, serpentinitas y otras rocas locales (Peñalver *et al.*, 2001).

Depósitos marinos (m). Están representados principalmente por arenas y guijarros, acumulados en playas y camellones de tormentas, a veces cementados por carbonato, formando rocas de playa (*beach rock*) (Peñalver *et al.*, 2020).

3. Materiales y Métodos

La metodología utilizada para el estudio del patrón espacial de distribución de los sedimentos recientes y las regularidades de sus espesores, a partir de datos de pozos se muestra en la Figura 4. Esta consta de 4 etapas fundamentales: Revisión bibliográfica, análisis de la base de datos de los registros de pozos, procesamiento del MDT y generación de los mapas morfométricos y de formas del relieve, interpretación de los mapas regionales de suelos y aerospectrometría gamma y la cartografía de los depósitos recientes.

La revisión bibliográfica abordó las principales metodologías empleadas en el estudio y cartografía de las regolitas y los sedimentos recientes. La investigación documental incluyó: la revisión y recopilación bibliográfica, los antecedentes de investigaciones anteriores y la captura de información.

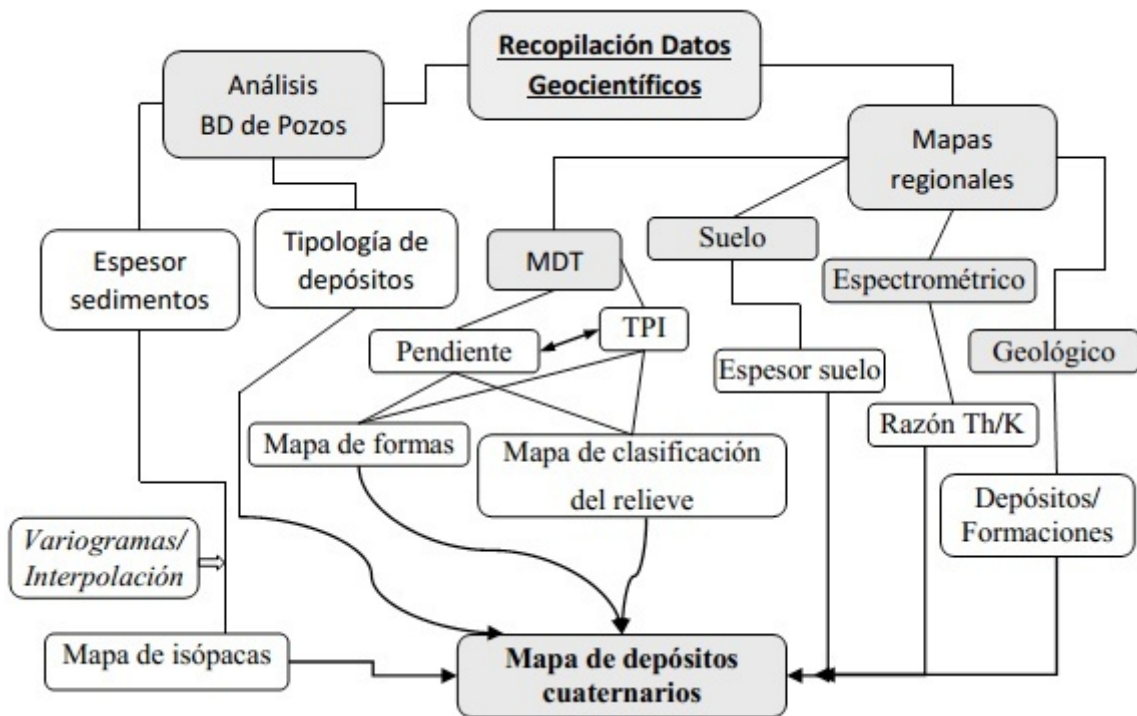


Figura 4. Diagrama de flujo de la investigación, describiendo las etapas del procesamiento y los datos geocientíficos procesados.

Figure 4. Research flowchart, describing the processing stages and the geoscientific data processed.

Los pozos utilizados en el estudio pertenecen a la base de datos del Instituto de Geología y Paleontología-Servicio Geológico de Cuba (IGP-SGC), la cual recoge todas las perforaciones realizadas durante los levantamientos geológicos regionales de los años 80 (Astajov *et al.*, 1982; Martínez *et al.*, 1988; Burov *et al.*, 1987).

La base de datos es accesible a través de dicha institución. Cada registro de pozo consta de los siguientes campos: identificador del pozo, desde, hasta, descripción litológica, coordenadas rectangulares de la boca del pozo, etc.

Se analizaron alrededor de 4500 pozos, con una distribución espacial bastante uniforme y una distancia media entre pozos de 400 m. De acuerdo a las descripciones litológicas un total de 1149 pozos interceptan los depósitos o formaciones cuaternarias. El corte geológico atravesado por cada perforación fue minuciosamente estudiado prestandose la máxima atención a los primeros metros perforados, desde la superficie hasta el inicio de la roca fresca. El intervalo identificado fue reclasificado atendiendo a su composición en: depósitos eluvio-coluvio-proluviales, depósitos marinos, depósitos palustres, depósitos aluviales

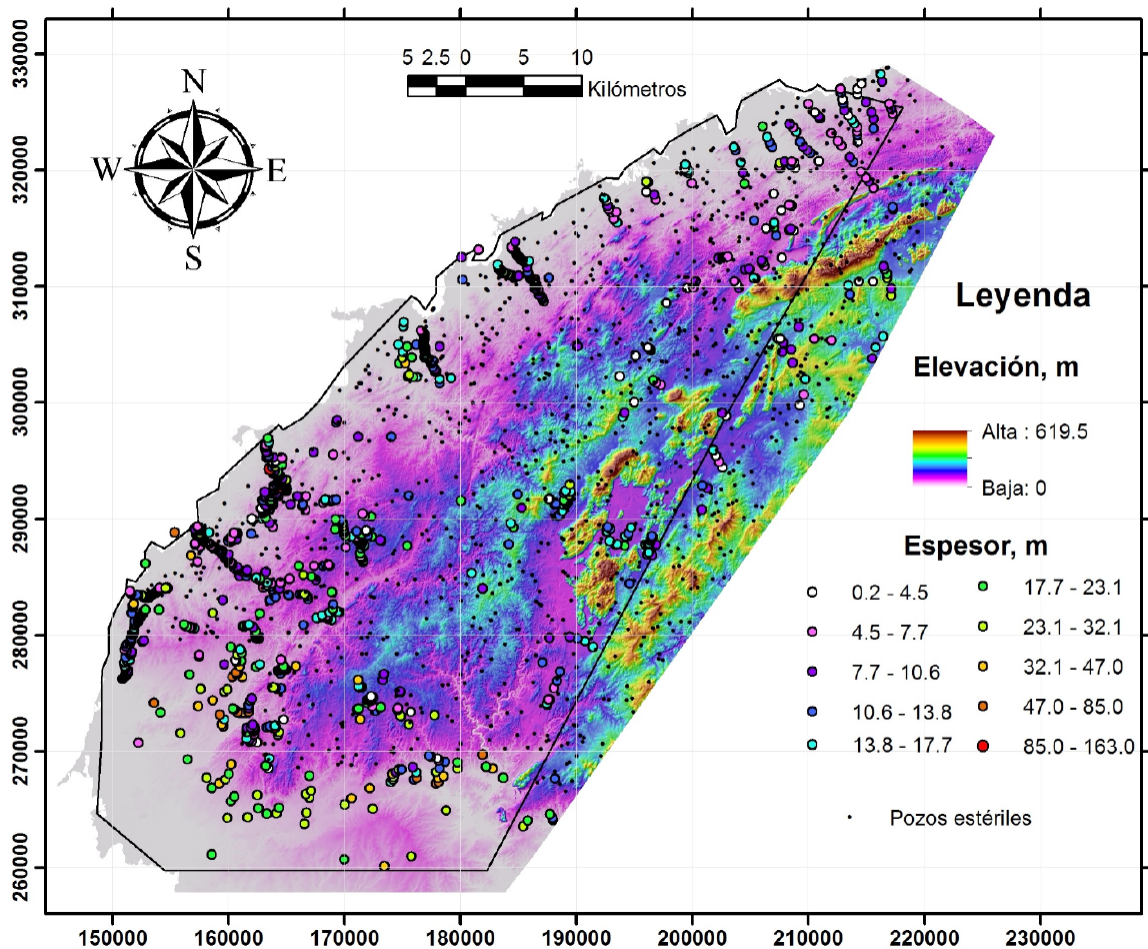


Figura 5. Red de pozos de los levantamientos geológicos regionales con los espesores interceptados de los depósitos superficiales, visualizado sobre el modelo digital de elevación.

Figure 5. Drillhole grid from regional geological surveys with the intercepted thicknesses of superficial deposits, visualized on the digital elevation model.

y depósitos terrígenos. Además, en cada uno de los pozos se determinó el espesor de regolita, a partir de la diferencia entre la cota de la boca del pozo y el tope de la roca fresca (Fig. 5). Considerando los datos obtenidos de la interpretación de las columnas de los pozos se elaboran los mapas regionales, donde se muestra la distribución de los depósitos recientes, así como los espesores alcanzados (mapa de isópacas).

El MDT con resolución espacial de 25 m, construido por el Grupo Empresarial GeoCUBA, fue procesado para determinar la relación entre las formas del relieve y la distribución espacial de los mantos de meteorización. En este sentido del MDT se derivaron los mapas de pendiente, modelo de sombra, así como mapas basados en el índice de posición topográfica (TPI- *topographic position index*).

Los sedimentos recientes se pueden clasificar atendiendo a su posición topográfica en el relieve en eluvio (cimas), aluvios (valles) y coluvios (bases de laderas) (Merrill, 1897/1906; Williams *et al.*, 1982; Powell, 1988; Arbogast y Johnson, 1994; Nemec y Kazanci, 1999; Heckrath *et al.*, 2005). Por esta razón, se construyeron mapas basados en el índice de posición topográfica (Weiss, 2001). Este índice que no es más que la diferencia entre la elevación de una celda del MDT y la media de las elevaciones de las celdas vecinas, dentro de una determinada vecindad espacial o radio (250 m en este caso), permite clasificar el relieve en clases morfológicas (Weiss, 2001; Skentos, 2018). En este sentido, atendiendo a los valores normalizados del TPI y el ángulo de la pendiente el relieve fue clasificado en 4 categorías morfológicas o de posición de las vertientes: zonas llanas ($-1 \leq \text{TPI} \leq 1$ y la pendiente $< 6^\circ$), laderas ($-1 \leq \text{TPI} < 1$ y la pendiente $> 6^\circ$), valles

Tabla 1. Clasificación de las formas del relieve basada en la combinación de índices de posición topográfica a diferentes escalas, vecindades de $R_1=100$ m y $R_2=300$ m. Modificado de Weiss (2001).

Table 1. Landform classification based on combined topographic position indexes at different scales, neighborhoods of $R_1=100$ m and $R_2=300$ m. Modified from Weiss (2001).

Clases de formas del relieve	Descripción*
Valles fluviales encajados	Vec 1: $\text{TPI} \leq -1$ Vec2: $\text{TPI} \leq -1$
Valles someros, poco diseccionados	Vec 1: $\text{TPI} \leq -1$ Vec2: $-1 < \text{TPI} < 1$
Drenajes en las cabeceras	Vec 1 $\text{TPI} \leq -1$ Vec2 $\text{TPI} \geq 1$
Valles en forma de U	Vec 1: $-1 < \text{TPI} < 1$ Vec2: $\text{TPI} \leq -1$
Zonas llanas	Vec 1: $-1 < \text{TPI} < 1$ Vec2: $-1 < \text{TPI} < 1$, pendiente $\leq 6^\circ$
Zonas de pendientes suaves	Vec 1 $> -1 < \text{TPI} < 1$ Vec2: $-1 < \text{TPI} < 1$, pendiente $> 6^\circ$
Zonas de pendientes pronunciadas	Vec 1 $> -1 < \text{TPI} < 1$ Vec2 1 $\text{TPI} \geq 1$
Sierras locales	Vec 1 $\text{TPI} \geq 1$ Vec2 $\text{TPI} \leq -1$
Sierras de pendientes medias	Vec 1 $\text{TPI} \geq 1$ Vec2 $-1 < \text{TPI} < 1$
Cimas	Vec 1 $\text{TPI} \geq 1$ Vec2 $\text{TPI} \geq 1$

*Vec-Vecindad

(TPI < - 1) y cimas (TPI > 1). Considerando esta clasificación se puede inferir si los sedimentos están “in situ” (cimas) o fueron transportados (laderas y sus bases), facilitando su clasificación de acuerdo a su génesis.

Por otra parte, combinando los valores del TPI a diferentes escalas o vecindades alrededor de la celda del MDT es posible discriminar diversas formas del relieve (Tabla 1). En este caso se usaron los mapas de TPI con vecindades de 100 y 300 m, combinados con el mapa de pendiente para clasificar las formas del relieve en 10 clases, siguiendo los criterios propuestos por Weiss (2001).

Otros mapas regionales fueron procesados e interpretados para precisar las áreas de afloramiento de los depósitos recientes. En el estudio se incluyeron el mapa de suelos a escala 1: 25 000 (MINAG, 2002), mapas de espectrometría gamma aérea (U, Th y K) a escala 1:50 000 (Mondelo y Sánchez, 2011) y el mapa de depósitos cuaternarios a escala 1: 250 000 (Peñalver *et al.*, 2020).

El suelo es un producto importante de la meteorización y, por lo tanto, su génesis está intrínsecamente relacionada con los procesos y productos de la meteorización. Por esta razón, se utilizó el mapa homónimo de la provincia de Pinar del Río (Departamento de suelo, Ministerio de la Agricultura) para estudiar los espesores del horizonte edafológico, partiendo del criterio que este parámetro refleja, en cierta medida, los espesores de sedimentos sobre la roca fresca. El procesamiento de este mapa se limitó a la reclasificación atendiendo al espesor del suelo, almacenado en la tabla de atributos.

La meteorización modifica la concentración y distribución de los radioelementos (U, Th, K) en relación con la roca fresca. Por lo tanto, el método de espectrometría gamma puede proporcionar información sobre los procesos geomórficos, las propiedades del suelo/regolita (Wilford *et al.*, 1997) y distinguir entre áreas de meteorización activa y erosión en contraposición a la acumulación de sedimen-

tos. En los últimos tiempos el método ha sido empleado, combinado con otras bases de datos en la cartografía de suelos y regolitas (Nicolet y Erdi-Krausz, 2003; Wilford, 2012). En este estudio se utilizaron los mapas de concentraciones de radioelementos U (ppm), Th (ppm) y K (%) del levantamiento gamma aéreo y magnético del IGP-SGC, que fueron compilados y sistematizados por Mondelo y Sánchez (2011). En esta investigación se calcularon las relaciones o razones K/U, Th/U, Th/K para evaluar su capacidad de delimitar áreas donde afloran los depósitos recientes y por tanto facilitar su cartografía.

El mapa de los depósitos cuaternarios (Peñalver *et al.*, 2020) constituyó la base cartográfica inicial para este estudio. Este mapa refleja el grado de conocimiento sobre los depósitos recientes en lo referido a: tipología de depósitos y su distribución espacial. También se utilizó el mapa geológico digital a escala 1:100 000 del Servicio Geológico Nacional (García-Delgado *et al.*, 2005) para caracterizar el marco geológico y tectónico regional, así como la distribución de las formaciones cuaternarias.

En la siguiente etapa se recurrió a la variografía para caracterizar la continuidad espacial de los espesores de los sedimentos, se estimaron variogramas direccionales y se ajustó un modelo matemático que describe la variabilidad espacial revelada. Los resultados fueron comparados con los rasgos geomórficos del relieve para entender los controles de su distribución. Posteriormente, estos modelos fueron utilizados para interpolar por métodos geoestadísticos (*Kriging* Ordinario) los espesores y de esta forma construir los mapas de isópacas.

Finalmente, con los resultados de la interpretación compleja de los datos de pozos, las formas del relieve derivadas del MDT y el TPI, así como la superposición de los mapas regionales de suelo y espectrometría gamma, se confecciona el mapa de depósitos cuaternarios donde se indica: la distribución espacial de los tipos genéticos, su espesor y su relación con el relieve del área.

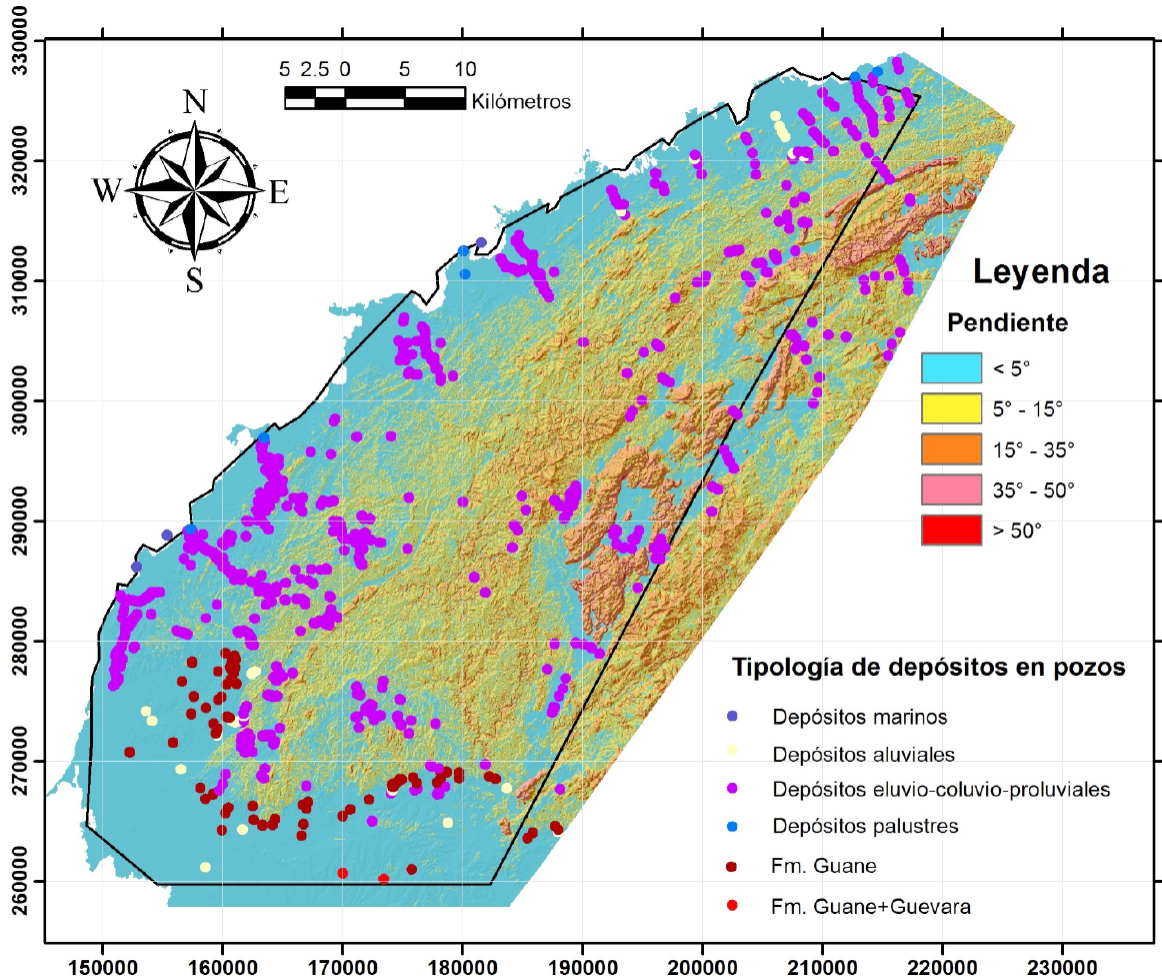


Figura 6. Mapa de pendiente sobre un modelo digital de elevación que muestra los principales rasgos geomórficos del área de estudio. Nótese la tipología de los depósitos interceptados por los pozos.

Figure 6. Slope map draped over a digital elevation model showing the main geomorphic features of the study area. Note the typology of the deposits intercepted by the wells.

4. Análisis de los resultados

4.1. Procesamiento del MDT

El análisis de MDT (Fig. 5) y el mapa de pendiente derivado de este (Fig. 6), muestra que gran parte del área está dominada por terrenos de alturas medias con inclinaciones de ligeras a fuerte entre 2°-15° (Demek, 1972), característica que favorece la acumulación de depósitos ya sean de génesis aluvial o eluvio-coluvio-proluvial. El 80 % de los pozos que

registran sedimentos se ubican en áreas con pendientes inferiores a 5°.

4.2. Análisis de los espesores de los sedimentos

Los espesores de los depósitos recientes, estimados a partir de los intervalos atravesados por los pozos, muestran una distribución asimétrica positiva con predominio de valores bajos y una cantidad limitada de valores extremos (Fig. 7). Los valores más característi-

Tabla 2. Distribución de los pozos y los espesores de sedimentos de acuerdo a las clases de posición de las pendientes.**Table 2.** Distribution of drillholes and sediment thickness according to the slopes position classes.

Clase	Área (km ²)	No pozos*	Esp_min	Esp_medio	Esp_max
Valles	197	21/88	1.3	9.93	21.8
Zonas llanas	1228	884/332	0.5	14.9	163
Laderas	678	194/297	0.5	13.7	108.4
Cimas	194	29/99	0.2	9.3	20.7

*Número de pozos, numerador-pozos que cortan sedimentos, denominador-pozos que cortan roca, Esp_min-espesor mínimo, Esp_medio-espesor promedio, Esp_max-Espesor máximo.

*Number of boreholes, numerator-wells intersecting sediment, denominator-wells intersecting rock, Esp_min-minimum thickness, Esp-average thickness, Esp_max-maximum thickness.

cos, clases del histograma con frecuencias máximas, se encuentran en el rango entre 5 y 15 m, lo que demuestra el desarrollo limitado de los sedimentos recientes en el área de trabajo.

No se evidencia correlación entre los espesores y la altimetría, aunque el análisis del diagrama de dispersión revela algunas regularidades. Los sedimentos con espesores extremos (superiores a 40 m) se distribuyen en zonas con cotas inferiores a 50 m, coincidiendo con las zonas llanas hacia los bordes del área, mientras que en las partes más elevadas del relieve los espesores son discretos. Como

generalidad la nube de puntos se concentra en cotas inferiores a 60 m (zonas bajas y de poca pendiente) y de espesores inferiores a los 20 m.

4.3. Análisis morfológico

El relieve y la posición en las pendientes condiciona los procesos de meteorización, erosión y acumulación y por consecuencia los tipos de sedimentos que se depositan. De acuerdo a la posición de las pendientes el relieve del área se clasificó en 4 clases morfológicas: cimas, laderas, zonas llanas y valles (Tabla 2). Cada una

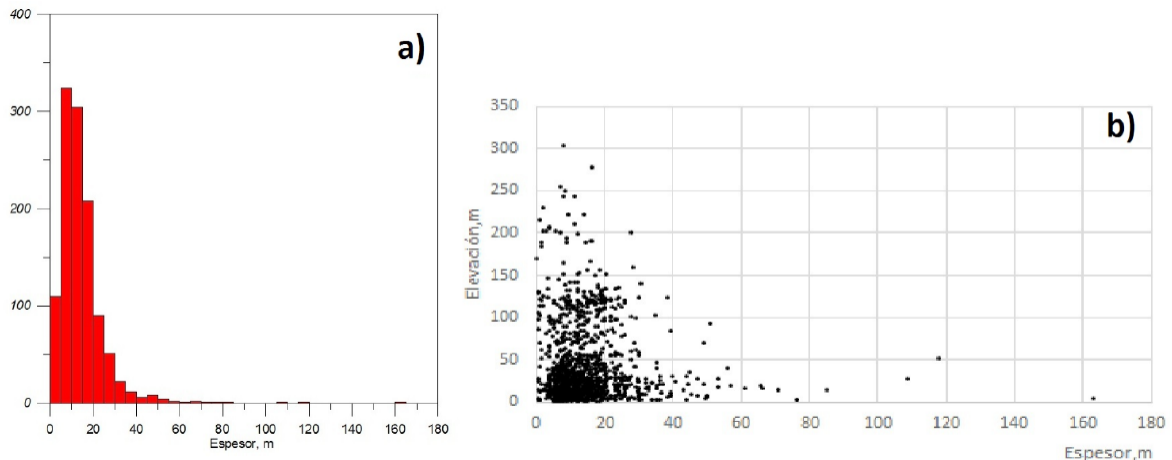


Figura 7. Gráficos de los espesores de los sedimentos recientes. a) Histograma indicando el carácter asimétrico de la distribución y los rangos de espesores más frecuentes. b) Gráfico de dispersión entre la cota del relieve y los espesores mostrando la ausencia de correlación entre ambas variables.

Figure 7. Graphs of recent sediment thicknesses. a) Histogram indicating the asymmetric nature of the distribution and the most frequent thickness ranges. b) Scatterplot between the elevation of the relief and the thicknesses showing the absence of correlation between both variables.

Tabla 3. Caracterización estadística de los espesores de las regolitas desarrolladas sobre las diferentes unidades de roca pre-cuaternaria.

Table 3. Statistical characterization of the thicknesses of the regoliths developed on the different pre-Quaternary rock units.

Unidad	No Pozos	Esp_min	Esp_max	Esp_media
Basaltos y diabasas	26	8.2	108.7	19.27
Mb. Castellanos	113	0.5	51	13.66
Fm. Esperanza	427	0.7	50	12.37
Gabros	45	2.8	30	16.56
Fm. Manacas	122	0.2	117.8	12.74
Fm. San Cayetano	104	1	56	12.98

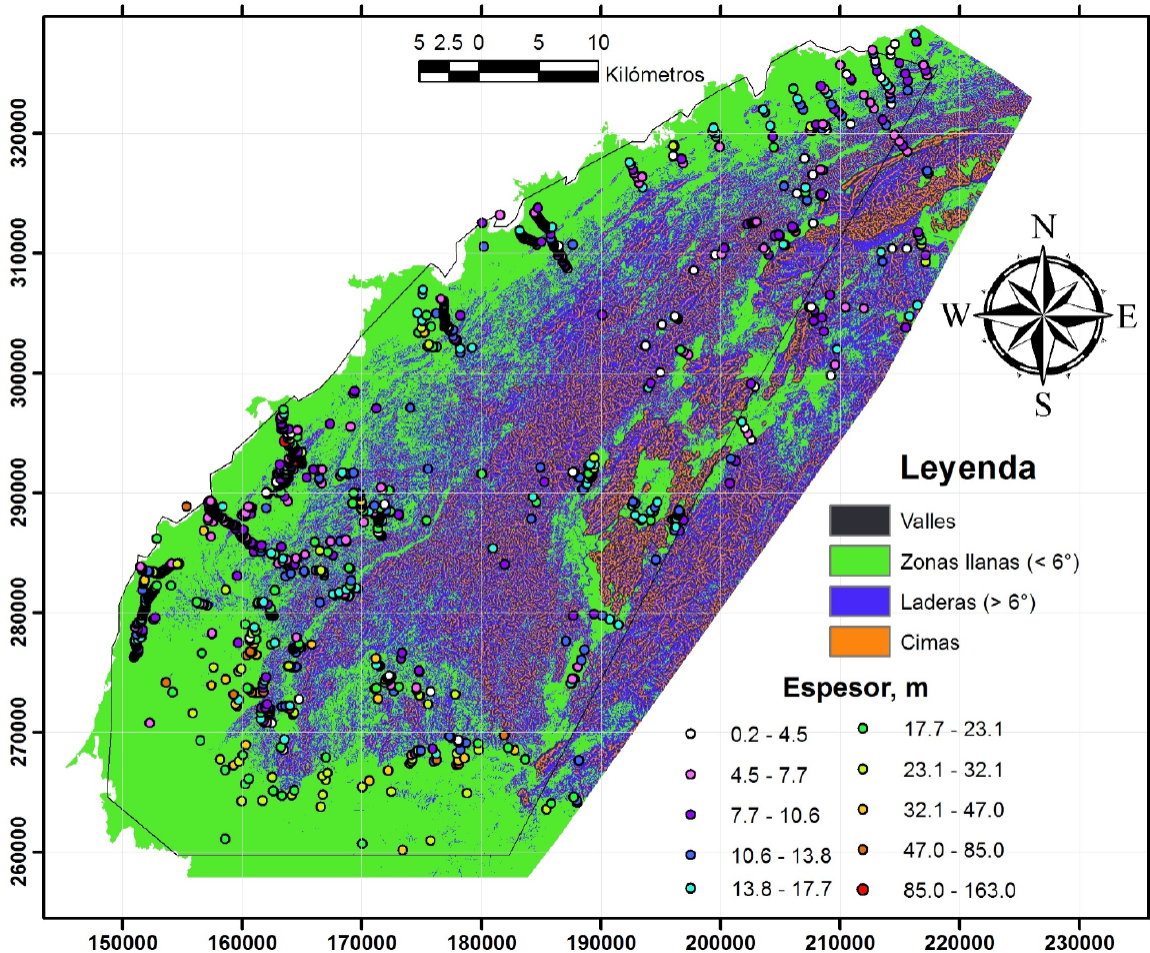


Figura 8. Mapa de clasificación morfológica del relieve de acuerdo al índice de posición topográfica y la pendiente según Weiss (2001), y los espesores de sedimentos cortados en los pozos de perforación.

Figure 8. Relief morphologic classification map based on topographic position index and slope, according to Weiss (2001), and the thickness of sediments cut in the drillholes.

de ellas muestra una distribución espacial típica y un determinado desarrollo de sedimentos recientes. La cimas o superficies cumbrales predominan en las zonas más elevadas, coincidiendo con la faja de mogotes y Alturas de Pizarras del Norte, aquí los sedimentos tienen espesores inferiores a 10 m y poco rango de variación, además de un origen eluvial.

Las regiones más bajas están ocupadas por zonas de valle, cañadas y vaguadas (Fig. 8), coincidiendo muchas de estas con ríos de orden superior, algunos incluso solo activos durante los períodos lluviosos del año, en estos lugares es muy factible la acumulación de los depósitos aluviales. En esta clase los espesores fluctúan entre 1,3 y 21,8 m.

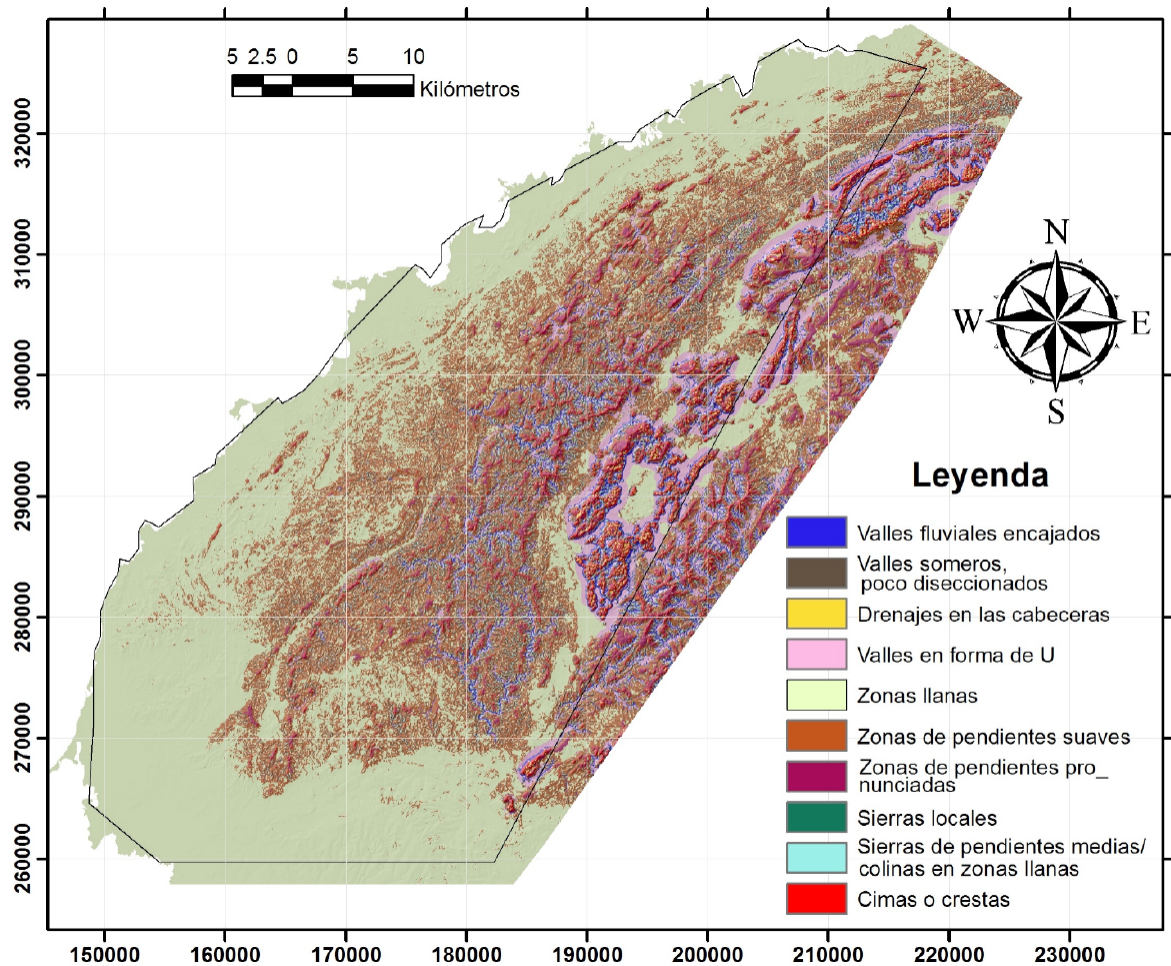


Figura 9. Mapa de formas del relieve, basado en la combinación de índices de posición topográfica con vecindades $R_1=100$ m y $R_2=300$ m, según Weiss (2001). Nótese el predominio de las zonas llanas en los valles intramontanos de la Sierra de los Órganos y en los bordes del área, mientras que las Alturas de Pizarras prevalecen las cimas y las zonas de pendientes pronunciadas y suaves.

Figure 9. Landforms map, based on combined topographic position indices with neighborhoods $R_1=100$ m and $R_2=300$ m, according to Weiss (2001). Note the predominance of plains in the intramontane valleys of the Sierra de los Órganos and on the edges of the area, while in the Alturas de Pizarras the mountain tops and the areas with open and upper slopes prevail.

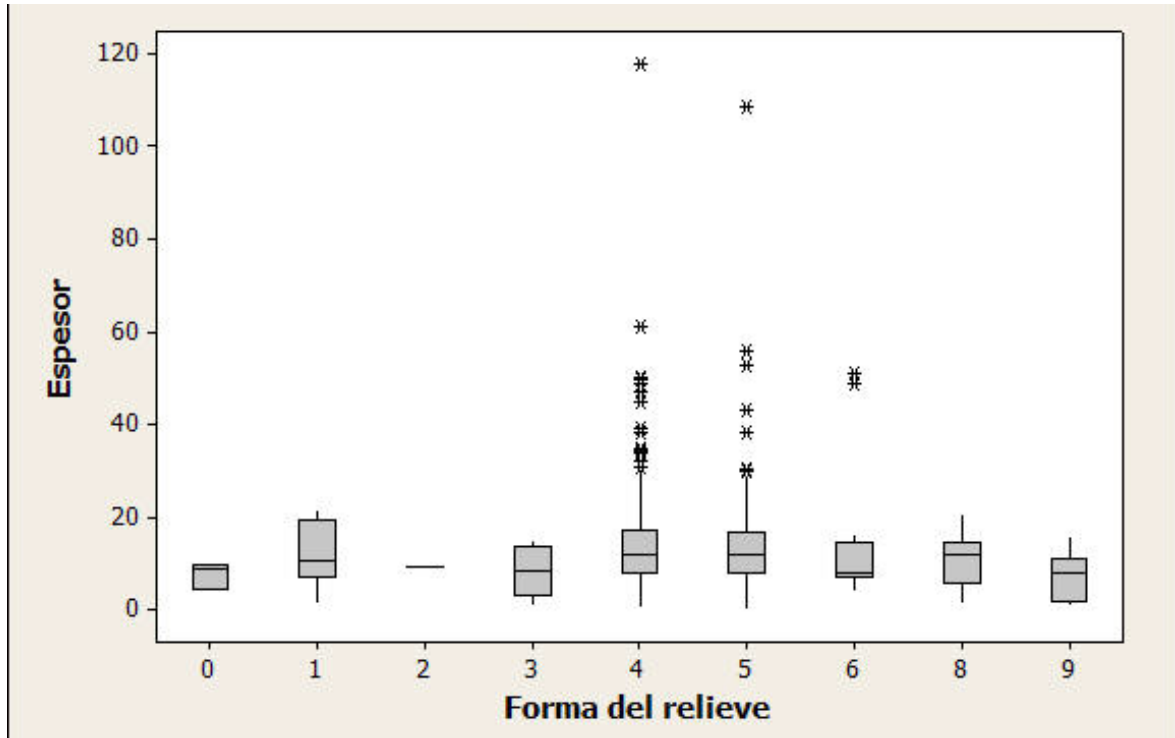


Figura 10. Diagrama de caja mostrando la distribución del espesor por formas de relieve. 0-Valles fluviales encajados, 1-Valles someros, poco diseccionados, 2-Drenajes en las cabeceras, 3-Valles en forma de U, 4-Zonas llanas, 5-Zonas de pendientes suaves, 6-Zonas de pendientes pronunciadas, 8-Sierras de pendientes medias, 9-Cimas o crestas.

Figure 10. Boxplot showing the distribution of thickness by landforms. 0-Deeply incised streams, 1-Shallow valleys, 2-Upland drainages/ headwaters, 3-U-shape valleys, 4-Plains, 5-Open slopes, 6-Upper slopes, 8-Midslope ridges, 9-Mountain tops.

Las zonas llanas, con pendiente de menos de 6° , se distribuyen en los valles intramontanos y bordeando la cordillera, tanto por el noroeste como por el sur, ocupan el 53 % del área de estudio.

En las laderas con pendientes más pronunciadas (mayor de 6°), encontramos sedimentos que están siendo arrastrados ladera abajo, ya sea por la fuerza de gravedad o por aguas estacionales. Tanto en las zonas llanas como en las laderas los sedimentos acumulados muestran una génesis eluvio-coluvio-proluvial. Los espesores observados son comparables con los de las zonas llanas.

Por otra parte, el mapa de formas de relieve indica que las zonas llanas y las laderas de pendientes suaves y pronunciadas son las geofomas predominantes (Fig. 9), al tiempo

que los sedimentos recientes se distribuyen de manera no uniforme en cada una de ellas (Fig. 10).

Los depósitos superficiales tienen poco desarrollo o están ausentes sobre las sierras locales y zonas de drenaje de las cabeceras, mientras que alcanzan los espesores máximos en las zonas llanas y las laderas de pendientes suaves, precisamente los sitios donde se acumulan los sedimentos arrastrados desde las zonas más elevadas.

4.4. Control litológico sobre el desarrollo de las regolitas

Con vistas a analizar el control que las principales unidades litoestratigráficas ejercen sobre el desarrollo de los sedimentos recientes

tes y determinar las más susceptibles a los procesos de meteorización y formación de las regolitas se determinó la formación geológica sobre la que se sitúa cada pozo (Fig. 6). El análisis se concentró en las formaciones pre-cuaternarias constituidas por roca dura (Tabla 3) y sobre las cuales se pueden acumular los mantos de meteorización, específicamente en aquellas áreas donde en el mapa disponible del Cuaternario (1: 250 000) no fueron delimitados anteriormente los depósitos eluvio-coluvio-proluviales. El 74 % de los pozos se localizan sobre las formaciones pre-cuaternarias.

Atendiendo a los valores medios de los espesores las regolitas alcanzan su mayor desarrollo sobre las rocas máficas (basaltos, gabros y diabasas), las cuales resultan más susceptibles a la meteorización que las rocas terrígenas y carbonatadas-terrígenas (formaciones San Cayetano, Esperanza y el miembro Castellanos), que afloran en la región (Tabla 2). En estas últimas los espesores de los depósitos eluvio-coluvio-proluviales son comparable y no se observan diferencias significativas entre ellas.

4.5. Distribución espacial de las tipologías de depósitos y comparación de sus espesores

En las zonas donde afloran las formaciones geológicas más viejas se desarrollan las regolitas, que constituyen los depósitos eluvio-coluvio-proluviales, y que descansan sobre las rocas sólidas inalteradas. En función del protolito que se altera se diferencian dos tipos principales de depósitos: a) los desarrollados sobre rocas terrígenas, pertenecientes fundamentalmente a la Fm. San Cayetano y su Mb. Castellanos y b) los formados sobre calizas, que poseen un limitado desarrollo, y se localizan geográficamente en las inmediaciones de los mogotes. En la franja norte, en las proximidades de la costa, se describieron testigos de perforación que por sus características se asocian con los depósitos palustres y marinos. Solamente seis pozos interceptan dichos depósitos. En la parte meridional del área de estudio los sedimentos descritos en

los pozos coinciden con las características principales de la Fm. Guane, además de encontrarse pozos con descripciones muy parecidas a la Fm. Guevara, que se intercalan con los conglomerados y arenas arcillosas típicas de la Fm. Guane, posiblemente pertenecientes al conjunto no diferenciable de las formaciones Guane más Guevara (Fig. 6).

Sobre la Cordillera de Guaniguanico predominan los mantos de meteorización (regolitas) y en menor medida los aluviones vinculados a los ríos principales, solo hacia los bordes se acumularon depósitos de génesis marina, palustre y aluvial-marina. En este sentido, los espesores cartografiados por los pozos sobre las rocas pre-cuaternarias se integraron con los depósitos eluvio-coluvio-proluviales para generalizar su distribución espacial.

Estos tienen espesores entre 0.5 y 163 m con una media de aproximadamente 14 m. El valor de 163 m parece ser un valor extremo que se ubica en las proximidades del contacto de la Fm. Guane y probablemente se asocia a esta unidad litoestratigráfica. Los depósitos aluviales tienen un rango de espesor entre 1 y 85 m, solo alcanzando los valores máximos en las áreas donde los ríos fluyen sobre la Fm. Guane. Los depósitos palustres, que se encuentran bordeando toda la costa norte y noroeste del área, muestran espesores entre los 5 y 17 m, con una media de 10 m. Los depósitos marinos solo son cartografiables en zonas muy puntuales del área y dada la escala del mapa resulta difícil su apreciación, estos presentan un espesor de alrededor de 8 m. El borde SW de la cordillera está cubierta por sedimentos poco consolidados de la Fm. Guane, las perforaciones arrojan datos de espesores, que varían entre 0.7 y 66 m, con una media de 26 m (Tabla 4).

4.6. Estudio de la continuidad espacial de los espesores de sedimentos

Con los espesores resultantes de la interpretación de la base de datos se realizó un análisis variográfico con vistas a cuantificar la variabi-

lidad de este parámetro y obtener un modelo matemático que permite interpolar y construir el mapa de isópacas (Fig. 11). Para calcular el variograma se utilizó un paso de 300 m considerando la distancia media entre los pozos que interceptan los depósitos. El variograma omnidireccional revela una estructura espacial con un alcance de aproximadamente 800 m, mientras que el mapa de variograma indica una anisotropía en la dirección N45E (Fig. 11).

Para describir la variabilidad espacial de los espesores de sedimentos se ajustó el siguiente modelo teórico ($\gamma(h) = 0.17 + 1.27 * \text{Esférico} (850, 527, 45.0)$) al variograma empírico. El mismo consta de efecto pepita ($C_0 = 0.17$) y modelo esférico con una meseta de 1.27, alcance máximo de 850 m en dirección N45E y alcance mínimo de 527 m. La anisotropía del espesor, con la máxima continuidad en dirección NE, está en correspondencia con la orientación NE, está en correspondencia con la orientación

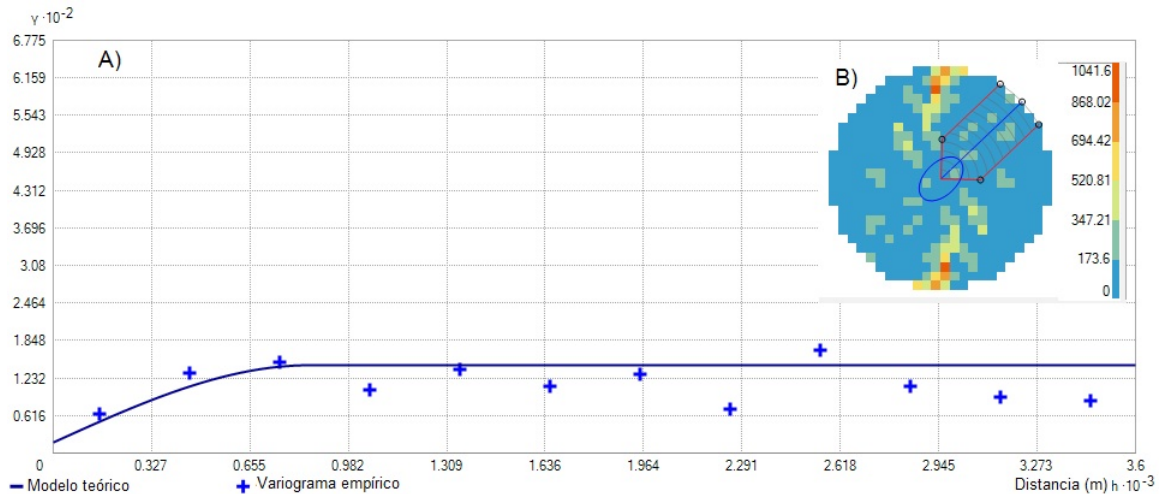


Figura 11. Variografía de los espesores de sedimentos. A) Variograma direccional y modelo teórico ajustado, B) Mapa de variograma. El mapa muestra la mayor continuidad de los espesores en dirección NE-SW, siguiendo la dirección de la estructura geológica y los rasgos geomórficos.

Figure 11. Variography of sediment thicknesses. A) Directional variogram and fitted theoretical model, B) Variogram map. The map shows the greatest thickness continuity in the NE-SW direction, following the direction of the geological structure and geomorphic features.

Tabla 4. Caracterización estadística de los espesores de las formaciones/depósitos cuaternarios a partir de la información de pozos.

Table 4. Statistical characterization of the thicknesses of the Quaternary formations/deposits from the drillholes information.

Formación o depósito	No Pozos	Esp_min	Esp_max	Esp_media
Depósitos aluviales	64	1	85	18.71
Depósitos palustres	4	5	17.8	10.2
Depósitos marinos	2	7.5	8.2	7.85
Depósitos eluvio-coluvio-proluviales	1010	0.5	163	13.47
Fm. Guane	66	0.7	66	26.05
Guane+Guevara	3	19	36	27.66
Pozos estériles (espesor= 0 m)	1246	0	0	0
	2395			

tación de las principales unidades tectónicas y el relieve del área, lo que indica claramente el control geológico sobre la distribución de los sedimentos.

Finalmente, aplicando los estimadores espaciales inverso de la distancia al cuadrado y *Kriging* ordinario se construyeron los mapas de isópacas que permitieron identificar las principales regularidades espaciales de los depósitos recientes (Fig. 12).

Los mapas reflejan que las regolitas sobre la cordillera de Guaniguanico no forman mantos continuos, existiendo amplios afloramientos de roca pre-cuaternalia, totalmente desprovista de sedimentos. Estos depósitos alcanzan una mayor distribución hacia los márgenes de la cordillera en áreas de menor altura y pendiente y donde afloran las rocas del Mb. Castellanos y la Fm. Esperanza. El límite meridional está cubierto por depósitos de génesis aluvial marino (Fm. Guane y Guane+Guevara), donde los espesores alcanzan los máximos valores.

Como el mapa de isópacas es obtenido a través de la interpolación del espesor en puntos

discretos de observación, relativamente distantes uno de otros, se aplican procedimientos indirectos que permitan su validación. Para corroborar los resultados del análisis de los pozos, el mapa de isópacas se comparó con el mapa de la razón Th/K (Fig. 13) y el mapa de espesores de suelo (Fig. 14). La razón Th/K es reconocida en la literatura como muy útil para delimitar los materiales meteorizados (Dauth, 1997).

Los valores de esta razón muestran un patrón muy similar al revelado por el mapa de isópacas, donde las zonas anómalas coinciden espacialmente con las áreas cubiertas por sedimentos resultantes de la meteorización y donde se presentan los máximos espesores (Fig. 13). Los depósitos holocénicos no son revelados por este mapa. Por otra parte, el mapa de espesores (Fig. 14) de suelo, también confirmó las regularidades en la distribución de los depósitos estudiados, con los mayores espesores hacia los bordes del área de estudio y amplios afloramientos de roca dura pre-cuaternalia.

Finalmente, se actualiza el mapa de depósitos cuaternarios (Fig. 15) considerando los re-

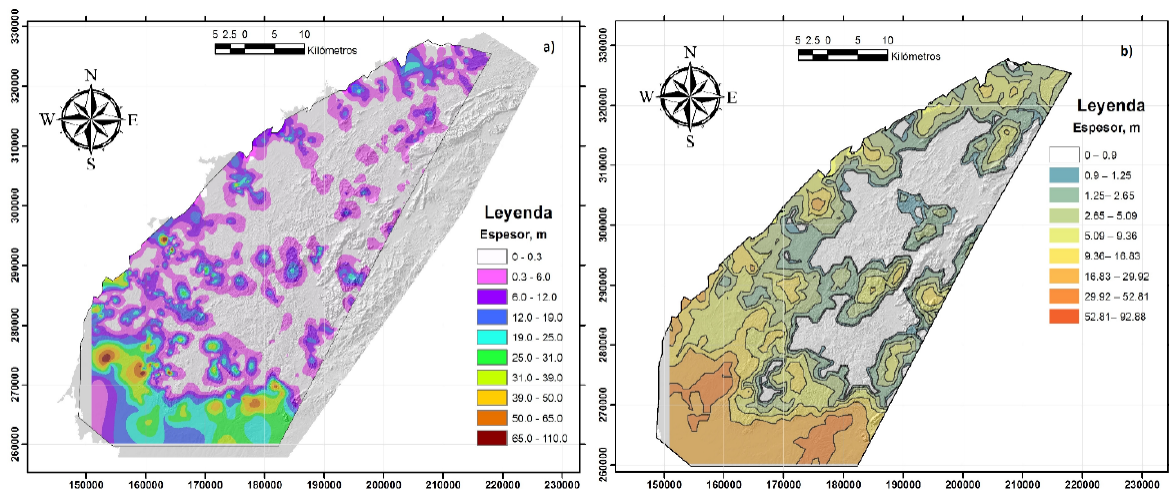


Figura 12. Mapas de isópacas de los depósitos recientes, interpolados por el método de Inverso de la Distancia (IDW) y el Kriging Ordinario (KO), mostrando los mayores espesores hacia el SW del área y la existencia de amplias zonas desprovistas de regolitas en la cordillera.

Figure 12. Isopach maps of the recent deposits, interpolated by the Inverse Distance Method (IDW) and Ordinary Kriging (KO), showing the greatest thicknesses towards the SW of the area and the existence of extensive zones devoid of regoliths in the Cordillera.

sultados de este trabajo, precisándose mejor las zonas cubiertas por los depósitos eluvio-coluvió-proluviales y donde afloran rocas pre-cuaternarias, además se complementa con las isólinas de espesor.

5. Discusión de los resultados

El nuevo mapa obtenido revela que la distribución espacial de las regolitas en la Cordillera de Guaniguanico es mucho más amplia que lo que aparece reflejado en los mapas geológicos disponibles. Estas se desarrollan

fundamentalmente sobre los afloramientos del Miembro Castellano y la Fm. Esperanza, específicamente en las zonas donde el relieve está menos diseccionado, coincidiendo con los bordes de la cordillera. Hacia el centro del área de estudio, donde el relieve es más vigoroso, con mayor pendiente y altitud, afloran las rocas pre-cuaternarias, los procesos gravitacionales y la erosión superficial transportan pendiente abajo los productos de la meteorización, impidiendo su acumulación *in-situ*.

Por otra parte, el análisis morfológico corrobora que en las cimas de las elevaciones se di-

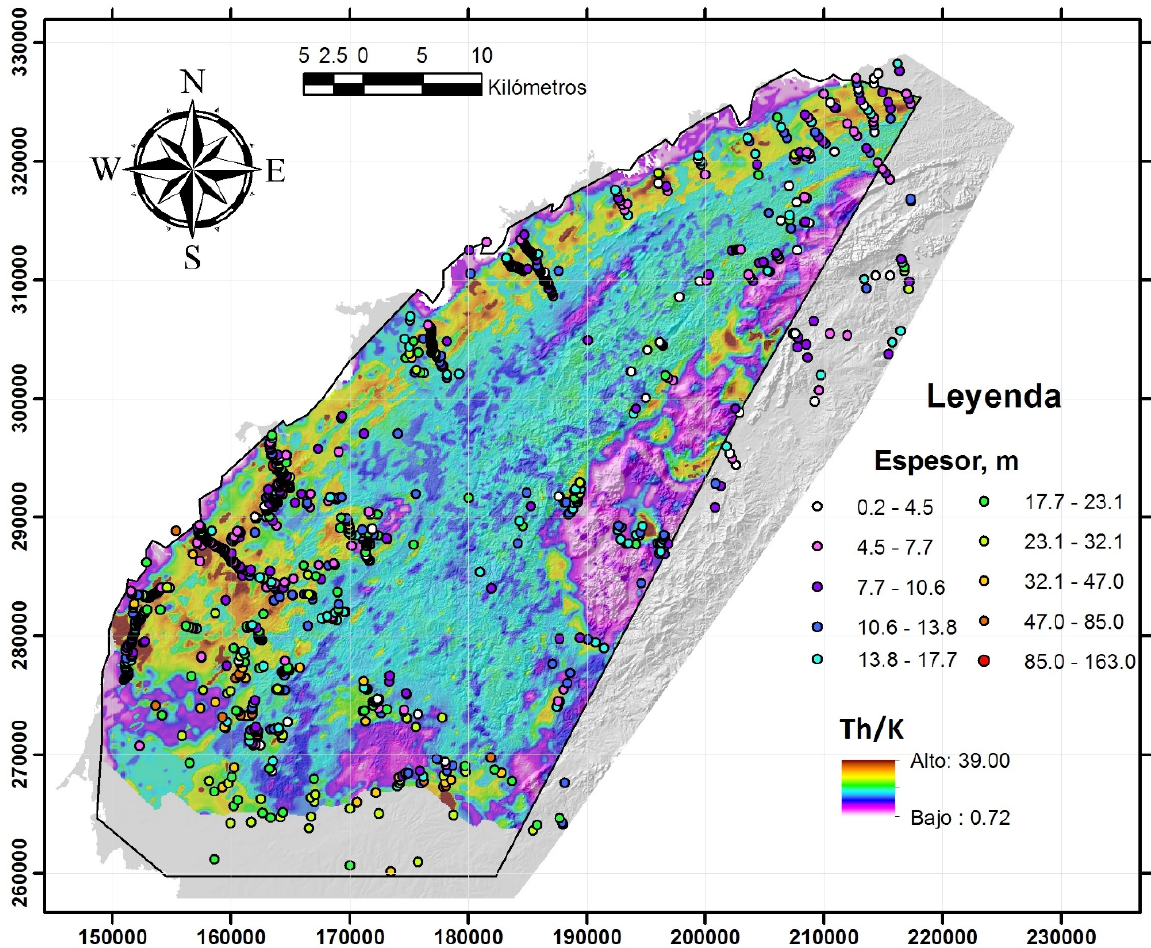


Figura 13. Mapa de la razón entre los canales del Th y el K (Th/K). Los máximos de Th/K cartografían las áreas de mayores espesores de los sedimentos, mientras que los mínimos coinciden con los afloramientos de las rocas pre-cuaternarias.

Figure 13. Map of the ratio between the Th and K channels (Th/K). The Th/K maxima map the areas of greatest sediment thickness, while the minima coincide with the outcrops of pre-quaternary rocks.

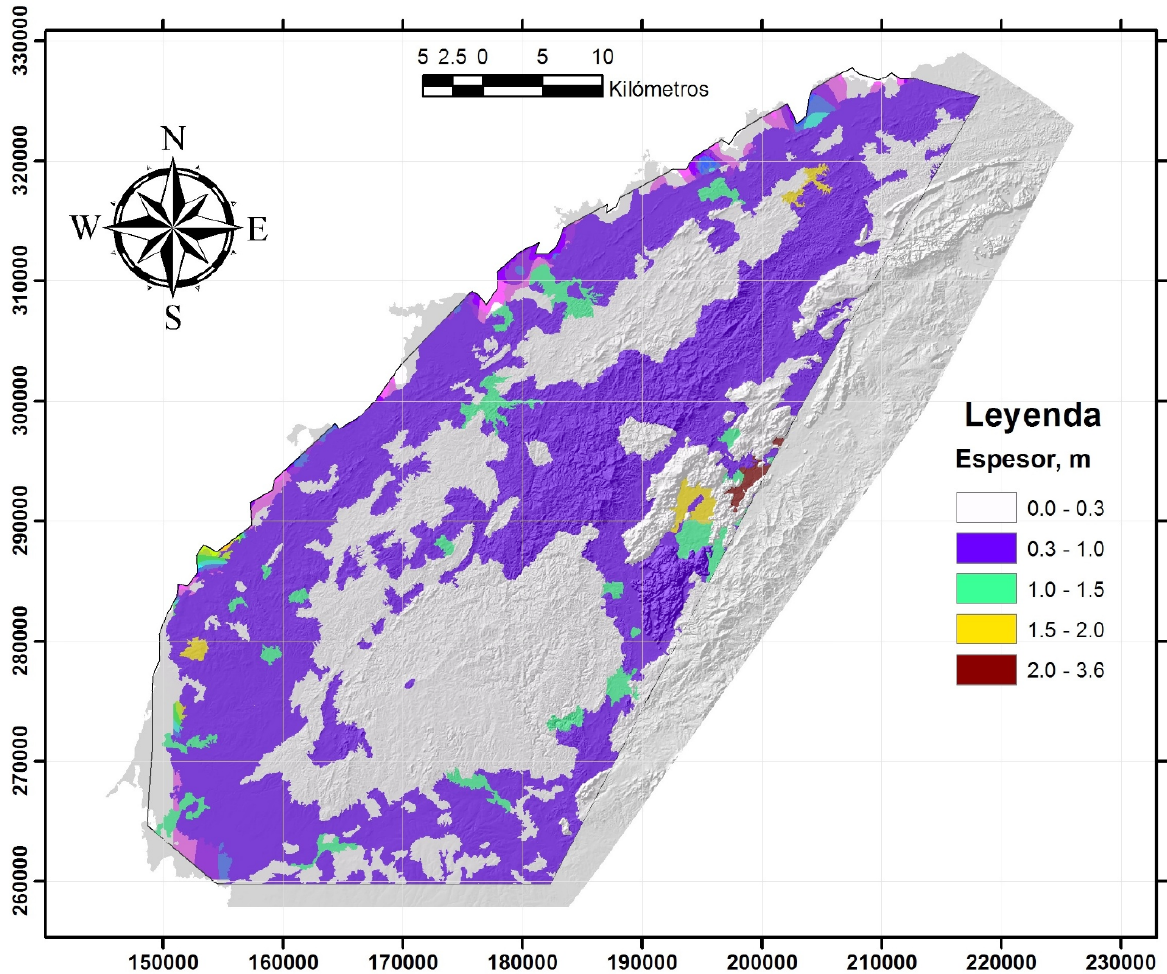


Figura 14. Mapa de espesor de suelo. El patrón de distribución espacial de los suelos coincide con el de los depósitos recientes, revelado a partir de los pozos.

Figure 14. Soil thickness map. The spatial distribution pattern of the soils coincides with that of the recent deposits, revealed from the drillholes.

ficulta la formación de depósitos cuaternarios (depósitos eluviales), debido a que la erosión actúa rápidamente sobre estos y los materiales son arrastrados y redepositados sobre las laderas de pendientes menos pronunciadas, formando los depósitos proluviales o en las bases de las vertientes (zonas llanas), como depósitos coluviales. Tampoco se puede desdeñar el hecho de las condiciones de poca accesibilidad determinan el menor número de perforaciones realizadas en estas formas del relieve. Naturalmente, los máximos espesores, así como los valores promedios de los depósitos eluvio-coluvio-proluviales, se con-

centran en las zonas llanas y laderas de poca pendiente, en los valles intramontanos de la Sierra de los Órganos y zonas de afloramiento de las secuencias siliciclásticas en las Alturas de Pizarras.

Los depósitos desarrollados sobre las formaciones terrígenas muestran poco espesor, debido a la composición mineralógica de estas rocas, predominantemente siliciclásticas, con abundancia de granos cuarzo-feldespáticos y altos contenidos de minerales arcillosos, lo cual limita el desarrollo de potentes espesores de alteritas. Las diferentes unidades

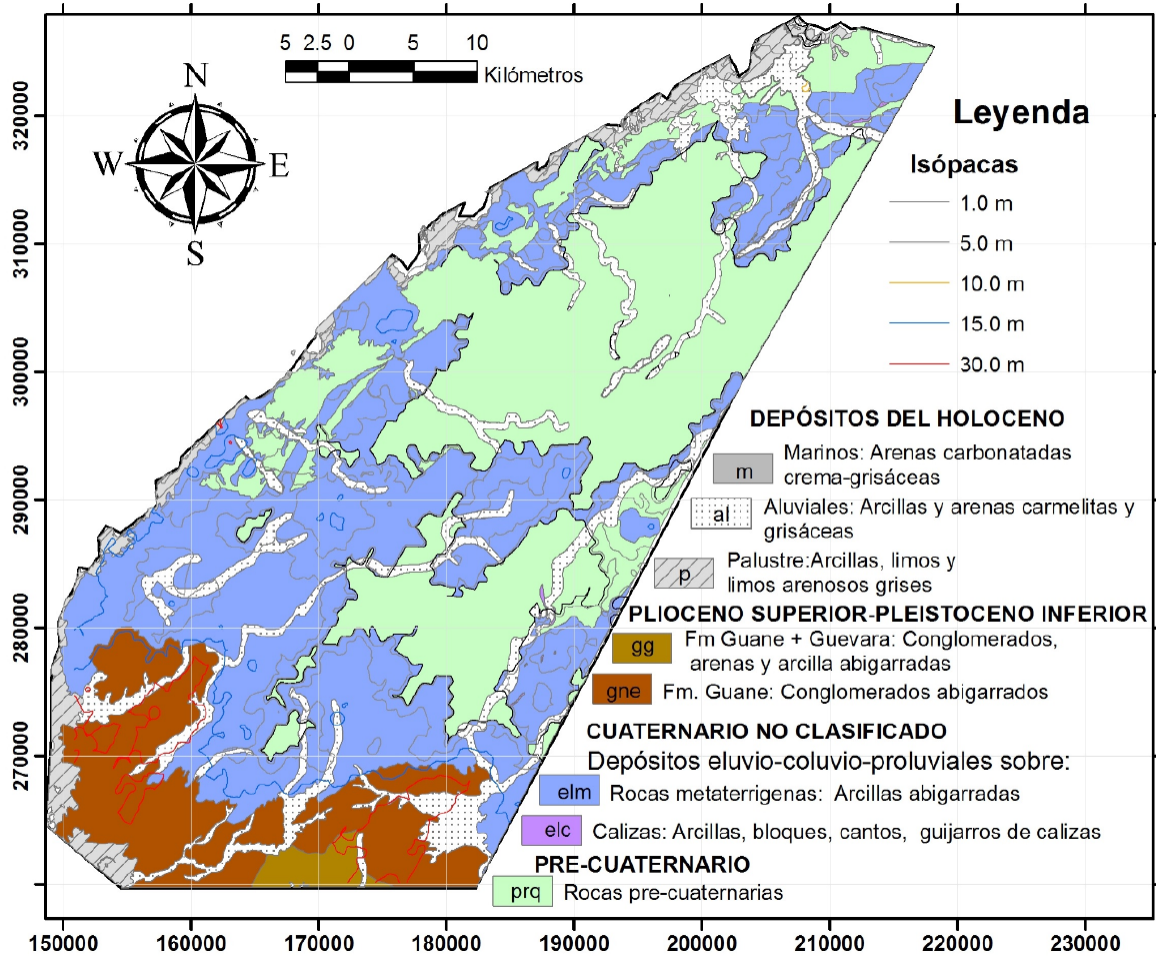


Figura 15. Mapa de depósitos cuaternarios con las isólinas de los espesores. Nótese los amplios afloramientos de rocas pre-cuaternaria, rodeados por depósitos eluvio-coluvio-proluviales.

Figure 15. Map of Quaternary deposits with thickness contours. Note the extensive outcrops of pre-Quaternary rocks, surrounded by eluvial-colluvial-proluvial deposits.

litoestratigráficas de composición siliciclástica (Esperanza, Castellanos y la Esperanza), no muestran diferencias sustanciales en la susceptibilidad a la meteorización, lo cual se refleja en los espesores comparables de las regolitas que sobre ellas se desarrollaron. En este sentido, el patrón espacial de los depósitos eluvio-coluvio-proluviales, que muestran mayor distribución sobre la Fm. Esperanza y el Mb. Castellanos, que sobre la Fm. San Cayetano, no es consecuencia de diferencias en las composiciones litológicas, sino de las condiciones geomórficas contrastantes en sus áreas de afloramientos.

La excelente correspondencia entre las zonas anómalas del mapa de la razón Th/K con las áreas de distribución de los depósitos eluvio-coluvio-proluviales refleja el empobrecimiento en K, resultante de la alteración de los minerales aluminosilicatados, fundamentalmente el feldespato potásico, y su transformación en arcillas caoliníticas. De igual forma, la relación espacial entre las áreas de distribución de los horizontes edáficos y los depósitos cuaternarios corroboran que los suelos tienen mayores posibilidades de desarrollo allí donde los sedimentos poseen los mayores espesores.

El número reducido de pozos que cortaron los depósitos holocénicos (palustres, aluviales y marinos) permitió confirmar sus áreas de distribución, limitadas a una franja norte en las proximidades de la costa, mientras que en la parte meridional las formaciones terrígenas (Guane y Guevara) yacen de forma transgresiva sobre las formaciones pre-cuaternarias de la cordillera.

6. Conclusiones

La recopilación, procesamiento y análisis de los pozos de investigaciones geológicas regionales demostró ser una vía eficaz para actualizar el mapa de depósitos cuaternarios, permitiendo la identificación, clasificación y estimación de los espesores de los depósitos. El área está compuesta fundamentalmente por alturas medias con inclinaciones entre 2° y 15°, predominando las zonas llanas y las laderas de pendiente suave. Es en estas formas del relieve donde los depósitos cuaternarios alcanzan su máximo desarrollo, los que se concentran en zonas con cotas inferiores a 60 m y poseen espesores menores a 20m.

El estudio permitió identificar los siguientes tipos de depósitos: aluviales, eluvio-coluvio-proluviales, marinos, palustres y depósitos terrígenos formados por las Fm. Guane y Guane+Guevara. No se evidenció correlación entre los espesores y la altimetría, aunque el relieve y la posición en las pendientes condiciona los tipos de sedimentos que se depositan. Los depósitos eluvio-coluvio-proluviales son los de mayor extensión en el área ocupando casi un 40% de la misma, con un espesor entre 5 y 40 m y una media de 15.5 m. Estas regolitas no forman mantos continuos, existiendo amplias zonas de afloramiento de rocas pre-cuaternarias, específicamente en las áreas, donde aflora la Fm. San Cayetano.

El patrón de distribución de los espesores de los depósitos cuaternarios, revelados a partir de los datos de pozos, fue confirmado por el mapa de espesor de suelo y el de las razones

de los radioelementos Th/K. Las anomalías de esta relación coinciden espacialmente con las áreas de distribución de las regolitas.

Agradecimiento.

Los autores agradecen al Ing. Agustín Robaina Iglesias de la Empresa Geominera de Pinar del Río por la propuesta inicial de la investigación y los datos proporcionados.

Bibliografía

- Anand, R. R. (2001). Evolution, classification and use of ferruginous regolith materials in gold exploration, Yilgarn Craton, Western Australia. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 1, 221-236. <https://doi.org/10.1144/geochem.1.3.221>
- Anand, R. R., Butt, C. R. (2010). A guide for mineral exploration through the regolith in the Yilgarn Craton, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 57(8), 1015-1114. <https://doi.org/10.1080/08120099.2010.522823>
- Anand, R. R., Paine, M. (2002). Regolith geology of the Yilgarn Craton, Western Australia, Implications for exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, 49, 4-162. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2002.00912.x>
- Arbogast, A. F., Johnson, W. C. (1994). Climatic implications of the late Quaternary alluvial record of a small drainage basin in the central Great Plains. *Quat. Res*, 41, 298-305. <https://doi.org/10.1006/qres.1994.1034>
- Astájov, K, Solianik, V, Secíliev, V, Martínez, D, Fernández, R, Orbiña, J, Demídiv, S, Santa María, Z. (1982). Trabajos de levantamiento geológico a escala 1: 50 000 en la parte NO de la provincia de Pinar del Río (Hojas 3484-III, 3483-IV y 3483-III-A). Informe inédito, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Energía y Minas, La Habana.
- Bolster, J. S. (1999). Regolith mapping. is it necessary? *Exploration Geochemistry for the New Millennium. Australian Institute of Geoscientists Bulletin*, 30, 125-135.
- Bottelin, P., Dufrechou, G., Seoane, L., LLubes, M., Monod, B. (2019). Geophysical methods for mapping Quaternary sediment thickness: Application to the Saint-Lary basin (French Pyrenees). *Comptes Rendus Geoscience*, 351(6), 407-419. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2019.07.001>

- Brown, A. D., Hill, S. M. (2004). Regolith-landform maps are an essential tool for interpreting regolith geochemistry- the White Dam, SA, experience. In: Proceedings of the CRC LEME Regional Regolith Symposia Roach, I.C. (ed.), CRC LEME, Perth, 37-41.
- Búrov, V., Martínez, D., Tusainev, Y., Fernández, R., Derbenev, V., Uspinsky, A. (1987). Informe sobre los trabajos de levantamiento Geológico a escala 1: 50 000 realizados en la parte occidental de la provincia de Pinar del Río (Hojas 3382-I, IV; 3383-I, II, III; 3482-IV a, c; 3483-III c). Informe inédito, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Energía y Minas, La Habana.
- Butt, C. R., Lintern, M. J., Anand, R. R. (2000). Evolution of regolith and landscapes in deeply weathered terrain-implications for geochemical exploration. *Ore Geology Reviews*, 16, 167-183. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(99\)00029-3](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(99)00029-3)
- Cobiella-Reguera, J. L. (2000). Estratigrafía y tectónica de la Sierra del Rosario, Cordillera de Guaniguanico, Cuba occidental. *Minería y Geología*, XVII (1), 5-15.
- Cobiella-Reguera, J. L. (2008). Reconstrucción palinospástica del paleomargen mesozoico de América del Norte en Cuba occidental y el sudeste del Golfo de México. Implicaciones para la evolución del SE del Golfo de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 382-401.
- Cobiella-Reguera, J. L., Olóriz, F. (2009). Oxfordian - Berriasian stratigraphy of the North American paleomargin in western Cuba: Constraints for the geological history of the proto-Caribbean and the early Gulf of Mexico. In: C. Bartolini, J. R. Román Ramos, (Ed.), *Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico*, AAPG Memoir 90, 421 - 451. <https://doi.org/10.1306/13191304M903339>
- Cohen, D. R., Kelley, D. L., Anand, R., Coker, W. B. (2010). Major advances in exploration geochemistry, 1998-2007. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 10(1), 3-16. <https://doi.org/10.1144/1467-7873/09-215>
- Cornelius, M., Smith, R. E., Cox, A. J. (2001). Laterite geochemistry for regional exploration surveys-a review, and sampling strategies. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 1(3), 211-220. <https://doi.org/10.1144/geochem.1.3.211>
- Dauth, C. (1997). Airborne magnetic, radiometric and satellite imagery for regolith mapping in the Yilgarn Craton of Western Australia. *Exploration Geophysics*, 28(2), 199-203. <https://doi.org/10.1071/EG997199>
- Demek, J. (1972). Manual of detailed geomorphological mapping. Academia for the International Geographical Union, Commission on Geomorphological Survey and Mapping, Prague, 344 pp.
- Díaz, J. L., Magaz, A. R., Portela, A., Bouza, O., Hernández, J. R. (1989). El Relieve de Cuba. *Ciencias de la Tierra y el Espacio*, 18, 33-44.
- Díaz-Guanche, 2017. El desarrollo del carso epigenético en el modelo evolutivo de la región central de la Sierra de los Órganos. Tesis doctoral, Universidad de Pinar del Río, Pinar del Río. 174 pp.
- García, P. C., Sand, F. G., Marotta, G. S., Menezes, B. J., Barbosa S. N., Llacer R. H. (2012). Spatial Interpolation Applied a Crustal Thickness in Brazil. *Journal of Geographic Information System*, 4, 142-152. <https://doi.org/10.4236/jgis.2012.42019>
- García-Delgado, D. E., Gil-González, S., Delgado, R.D., Millán, G., Peñalver, L. L., Cabrera, M. C., Denis, R., Chang, J.L., Fuentes, M., Díaz C. O., Suárez, V., Llanes, A. I., Pérez, R. A., Torres, M., Pérez, C.P., Díaz de Villalvilla, L.C. (2005). Mapa geológico de la provincia de Pinar del Río a escala 1: 100 000 en base digital. *Geociencias 2005*, La Habana, Cuba.
- Gonzalez-Alvarez, I., Boni, M., Anand, R. R. (2016). Mineral exploration in regolith-dominated terrains: Global considerations and challenges. *Ore Geology Reviews*, 73, 375-379. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.11.017>
- Griggs, J., Bamber, J. (2017). Antarctic ice-shelf thickness from satellite radar altimetry. *Journal of Glaciology*, 485-498. <https://doi.org/10.3189/002214311796905659>
- Hatten, C. (1957). *Geology of Central Sierra de los Órganos*, Pinar del Río Province, Cuba.
- Heckrath, G., Djurhuus, J., Quine, T. A., Van Oost, K., Govers, G., Zhang, Y. (2005). Tillage erosion and its effect on soil properties and crop yield in Denmark. *J. Environ. Qual*, 34, 312-324.
- Hocking, R. M., Langford, R. L., Thorne, A. M., Sanders, A. J., MORRIS, P., STRONG, C., Gozzard, J. R. (2001). A classification system for regolith in Western Australia. *Western Australia Geological Survey*.
- Iturralde-Vinent, M. A. (1994). Cuban geology: a new plate tectonic synthesis. *Journ. Petrol. Geol.*, 17(1), 39-70. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1994.tb00113.x>
- Iturralde-Vinent, M. A. (1996). Introduction to Cuban geology and geophysics, en Iturralde-Vinent, M. (ed.), *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba*. 254 pp. In: *Ophiolites and volcanic*

- arcs of Cuba. Iturralde-Vinent, M. (ed.) Miami. Florida: 83-120(
- Iturralde-Vinent, M. A. (1998). Sinopsis de la constitución geológica de Cuba. *Acta Geol. Hispánica*, 33(1-4), 9-56.
- Kartashov, I.P. Mayo, N., Cherniajovski, A.G. Peñalver, L. L. (1981). El Antropógeno en Cuba. Ed. Nauka. Moscú, 145 pp
- Lawley, R., Garcia-Bajo, M. (2010). The National Superficial Deposit Thickness Model (SDTM V5): A User Guide. Keyworth, Nottingham: British Geological Survey.
- Malvić, T., Jović, G. (2012). Thickness maps of Neogene and Quaternary sediments in the Kloštar Field (Sava Depression, Croatia). *Journal of Maps*, 260-266. <https://doi.org/10.1080/17445647.2012.710463>
- Martínez, D., Fernández de Lara, R., Peláez, R., Vázquez, M., Barrios, E., Valido, A., Pizlangs, J. (1991). Informe sobre los resultados del levantamiento geológico y prospección preliminar a escala 1: 50000 Pinar - Habana. Informe inédito, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Energía y Minas, La Habana.
- Martínez, D. y Fernández De Lara, R. (1988). Informe sobre los resultados del levantamiento geológico y búsqueda acompañante a escala 1:50 000 en la parte central de la provincia de Pinar del Río. Informe inédito, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Energía y Minas, La Habana.
- Merrill, G. P. (1897/1906). *A Treatise on Rocks, Rock-Weathering and Soils*, Ed. The Macmillan Co, New York, 325pp.
- Mondelo, M., y Sánchez, R. (2011a). Mallas del campo gravimétrico, aeromagnético y espectrometría gamma aérea (canales: IGT, U, Th y K) a escala 1:50 000. Informe del Instituto de Geología y Paleontología, La Habana (inédito). Ministerio de la Agricultura (2002). Mapa de suelos a escala 1:25 000. Instituto de Suelos. La Habana.
- Nemec, W., Kazanci, N. (1999). Quaternary colluvium in West-Central Anatolia: sedimentary facies and paleoclimatic significance. *Sedimentology* 46, 139-170. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00210.x>
- Nicolet, J. P., Erdi-Krausz, G. (2003). Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. Ed.: International Atomic Energy Agency, IAEA, Austria, 171 pp.
- Pedrerá, A., Galindo-Zaldívar, J., Duque, C., Marín-Lechado, C. (2007). Espesor de los sedimentos neógenos y cuaternarios en el Corredor del Almanzora a partir de datos gravimétricos (Cordillera Bética oriental). *Geogaceta*, 42, 39-42
- Peñalver, L. L., Cabrera, M., Trujillo, H., Morales, H., Pérez Lazo, J., Fundora, M., Pedroso, I. (2001). Cambios Climáticos en Cuba Occidental durante el Cuaternario sobre bases Geológicas. Inédito. Arch. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.
- Peñalver, L., Denis, R., Martín, D., Nuñez, A., Rodríguez, L. (2020). Mapa digital de los depósitos cuaternarios de la zona emergida de Cuba a escala 1:250 000. Ed. Centro Nacional de Información geológica/Instituto de Geología y Paleontología, Habana, 299 pp.
- Peñalver, L., Denis, R., Martín, D., Nuñez, A., Rodríguez, L. (2021). Geología del Cuaternario de Cuba. Ed. Centro Nacional de Información geológica/Instituto de Geología y Paleontología, Habana, 75 pp.
- Pérez, R. O. (2018). La Cartografía Geológica de Cuba. Ed. Centro Nacional de Información geológica/Instituto de Geología y Paleontología, Habana, 136 pp.
- Piotrowska, J. (1978). Nappe structures in the Sierra de Los Organos, western Cuba. *Acta Geologica Polonica*, 28 (1), 1-96.
- Ponce, N., Daniliuk, L., Razomsk, O., Dilla, M., Domínguez, A. Y., Osipov, V. (1985). El yacimiento de bauxitas Pan de Guajaibón en la Isla de Cuba. *Revista tecnológica*, XV (1), 51-60.
- Powell, J. W. (1988). Major Powell's report: operations of the national survey. -Yellowstone Park. - Atlantic coast work. - Archaean geology. - glacial geology. -Appalachian division; classification of soils. *Science* 12 (295), 148-150.
- Pszczolkowski, A. (1978). Geosynclinal Sequence of the Cordillera de Guaniguanico in Western Cuba, their Lithostratigraphy, Facies Development and Paleogeography. *Acta Geologica Polonica*, 28 (1), 1-96.
- Pszczolkowski, A. (1999). The exposed passive margin of North America in western Cuba, En: P. Mann, (ed.), *Caribbean Basins, Sedimentary basin of the World*. Elsevier Science B.V., Amsterdam, 93-121. [https://doi.org/10.1016/S1874-5997\(99\)80038-0](https://doi.org/10.1016/S1874-5997(99)80038-0)
- Rigassi-Studer, D. (1963). Sur la géologie de la Sierra de los Organos, Cuba. *Arch. Sci. Soc. Phys. Hist. Nat.*, 16, 339-350.
- Salama, W., González-Álvarez, I., Anand, R. R. (2016). Significance of weathering and regolith/landscape evolution for mineral exploration in the NE Albany-Fraser Orogen,

- Western Australia. *Ore Geology Reviews*, 73, 500-521. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.07.024>
- Skentos, A. (2018). Topographic Position Index based landform analysis of Messaria (Ikaria Island, Greece). *Acta Geobalcanica* 4 (1), 7-15. <https://doi.org/10.18509/AGB.2018.01>
- Smith, R. E., Anand, R. R., Alley, N. F. (2000). Use and implications of paleoweathering surfaces in mineral exploration in Australia. *Ore Geology Reviews*, 16(3-4), 185-204. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(99\)00030-X](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(99)00030-X)
- Somin, M., Millán, G. (1981). *Geología de los complejos metamórficos en Cuba*. Ed. Nauka, Moscú, 299 pp.
- Weiss, A. D. (2001). Topographic Positions and Landforms Analysis (poster). ESRI International User Conference. San Diego, CA, USA.
- Wilford, J. (2012). A weathering intensity index for the Australian continent using airborne gamma-ray spectrometry and digital terrain analysis. *Geoderma* 183-184, 124-142. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.12.022>
- Wilford, J., Bierwirth, P. N., Craig, M. A. (1997). Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics* 17 (2), 201-216.
- Williams, D. P., Watson, A., Goudie, A. S. (1982). Quaternary colluvial stratigraphy, archaeological sequences and paleoenvironment in Swaziland, Southern Africa. *Geogr. J*, 148 (1), 50-67. <https://doi.org/10.2307/634243>

Recibido el 5 de abril de 2022

Aceptado el 20 de marzo de 2023



**Spatial patterns of exposure to sediment-laden flows
on an experimental alluvial fan**

*Patrones espaciales de exposición a flujos cargados de sedimento
en un abanico aluvial experimental*

Blasi, Alessio ⁽¹⁾, Mazzorana, Bruno ^{(2), (3)*}, Sturm, Michael ⁽⁴⁾, Gems, Bernhard ⁽⁵⁾

(1) Free University of Bozen-Bolzano, Faculty of Science and Technology, Bolzano 39100, Italy.

(2) Universidad Austral de Chile, Faculty of Sciences, Instituto de Ciencias de la Tierra, Valdivia 5090000, Chile.

(3) Universidad Austral de Chile, RINA, Natural and Anthropogenic Risks Research Center, Valdivia 5090000, Chile.

(4) Department of Water Management, Office of the Tyrolean Regional Government, Imst 6460, Austria.

(5) University of Innsbruck, Unit of Hydraulic Engineering, Innsbruck 6020, Austria.

Abstract

Sediment-laden flows with significant amounts of large wood can impact alluvial fans and seriously damage infrastructure and property which makes a profound knowledge of exposure an essential requisite for risk mitigation. To investigate its spatial variability, we executed experiments on a simplified physical model and assessed the observed spatial process and exposure patterns by quantifying synthetic indexes and geostatistically analysing spatial probabilities. We systematically varied the loading conditions, i.e. total flow volume, solid fraction and the tank opening controlling water release, and repeated each experimental configuration eight times. Two alluvial fan layouts were considered, one equipped with a guiding channel and a bridge and one with a guiding channel only. First, we tested the hypothesis, that water released through the fully opened tank outflow valve induces a sediment-laden flow which is associated with higher exposure and lower spatial uncertainty of exposure if compared to flows generated by a half-opened tank outflow valve. Second, we tested whether a higher flow volume is associated with higher exposure on the alluvial fan and with lower spatial uncertainty. It turned out that neither of the aforementioned hypotheses is verified for the whole set of tested flow conditions. The first hypothesis is rejected in the majority of the considered conditions. The second hypothesis is prevalingly corroborated when the exposed areas due to both sediment and water were considered. Instead, when only the areas of sediment deposition are considered, this hypothesis is prevalingly corroborated on the alluvial fan featuring the presence of the bridge. We provided exposure probability

* Corresponding author: Bruno Mazzorana – tel: 0056966515334; email: bruno.mazzorana@uach.cl; address: Campus Isla 9 Teja, Edificio Pugin, office 339, 5090000, Valdivia, Chile.



maps for all experimental conditions and presented the variability of exposure by standard deviation ellipses. Although solely indicative for the adopted alluvial fan layouts, a variation of the loading parameters led to remarkable changes in the patterns of exposure probability and the parameters of the standard deviation ellipses. Our results urge decision makers to fully acknowledge the potential variability of geomorphic responses on alluvial fans in their risk management practices as to avoid underestimating the impacts for the built environment.

Keywords: alluvial fan, fluvial hazards, exposure, modelling.

Resumen

Los flujos cargados de sedimentos con cantidades significativas de madera de gran tamaño pueden afectar a los abanicos aluviales y dañar seriamente la infraestructura y la propiedad expuesta, lo que hace que un conocimiento profundo de la exposición sea un requisito esencial para la mitigación del riesgo. Para investigar su variabilidad espacial, ejecutamos experimentos en un modelo físico simplificado y evaluamos el proceso espacial observado y los patrones de exposición cuantificando índices sintéticos y analizando geoestadísticamente las probabilidades espaciales de ocurrencia. Variamos sistemáticamente las condiciones de carga, es decir, el volumen de flujo total, la fracción sólida y la potencia de la corriente, y repetimos cada configuración experimental ocho veces. Se consideraron dos diseños de abanicos aluviales, uno equipado con un canal guía y un puente y otro con el canal guía solamente. En primer lugar, contrastamos la hipótesis de que un régimen de mayor potencia de la corriente del flujo cargado de sedimentos está asociado con una mayor exposición y una menor incertidumbre espacial de la exposición en comparación con flujos generados con una menor potencia de la corriente. En segundo lugar, probamos si un mayor volumen de flujo está asociado con una mayor exposición en el abanico aluvial y con una menor incertidumbre espacial. Ninguna de las hipótesis antes mencionadas se verifica para todo el conjunto de condiciones de flujo. La primera hipótesis se rechaza en la mayoría de las condiciones consideradas. La segunda hipótesis se corrobora predominantemente cuando se consideran las áreas expuestas tanto por sedimentos como por agua. En cambio, cuando se consideran sólo las áreas de depósito de sedimentos, esta hipótesis se corrobora predominantemente en el abanico aluvial que presenta el puente. Proporcionamos mapas de probabilidad de exposición para todas las condiciones experimentales y presentamos la variabilidad de la exposición mediante elipses de desviación estándar. Aunque los resultados cuantitativos de este estudio son concluyentes solamente para los diseños de abanicos aluviales adoptados, ellos, en general, indican que una variación de los parámetros de carga conduce a cambios notables en los patrones de probabilidad de exposición y los parámetros de las elipses de desviación estándar. A la luz de los resultados obtenidos, los tomadores de decisiones deberían tomar en cuenta la variabilidad potencial de las respuestas geomórficas en los abanicos aluviales en sus prácticas de gestión de riesgos para evitar subestimar los impactos en el entorno construido.

Palabras clave: abanico aluvial, peligros fluviales, exposición, modelización.

1. Introduction

Alluvial fans are depositional landforms extending from the locations where the streams leave the mountainous terrain and enter into the receiving waters on the valley floor or debouche into the sea (Bull, 1977). Their dimensions are highly variable both in terms of radial extension and deposition thickness (Bull,

1977; Galloway and Hobday, 1996; Bowman, 2019). Depending on the dominant formation processes, fans can be classified into alluvial and debris flow fans (Blair and McPherson, 1994).

Frequently sediment-laden flows are the main formative processes of alluvial fans (Blair and McPherson, 2009). The variability of these

formative processes is remarkable, either in terms of the composition of the constituting phases (i.e., water, organic and inorganic sediment) or of their magnitude and temporal dynamics (Bowman, 2019). Furthermore, once the flow becomes unconfined on the alluvial fan, a remarkable aleatory uncertainty seems to characterize its distribution and deposition behaviour (Mazzorana *et al.*, 2020; Santibañez *et al.*, 2021; Diaz *et al.*, 2022).

The presence of different geomorphic forms suggests that flow propagation is influenced both by allogenic processes and by interaction with pre-existing morphologies giving rise to autogenic phenomena that may render the geomorphic trajectories even more unpredictable (Clarke, 2015; Diaz *et al.*, 2022). Hence, also the resulting geomorphic patterns will be reminiscent of allogenic (i.e. external forcings on the fan system such as changing climate, glacier lake outburst floods, tectonics, and volcanism) and autogenic controls which Clarke (2015) described as internally derived thresholds within the fan system or process responses (i.e. avulsions and channel migrations) arising from internal feedbacks (Muto *et al.*, 2007).

On alluvial fans, fluvial hazards (i.e. the intensities generated by the ensemble of unfolding flow processes with their associated return periods) may hit in an often rapid and almost unforeseeable manner (National Research Council, 1996) and flood control is a challenging social and engineering endeavor. Nonetheless, the gentle slopes, the open area and the favorable location in terms of sun exposure and water availability make alluvial fans preferred settlement and agricultural areas. Despite ever-increasing investments in structural protection, the flood risk management agencies could not provide a perfectly safe environment for settlement development and the expanding economy (Mazzorana *et al.*, 2014). On the contrary, vicious risk cycles unfolded whenever the additional construction of protective elements induced a perceived sense of safety and prompted further land occupation (Mazzorana *et al.*, 2018). In many re-

gions of the European Alps, significant efforts have been undertaken to provide reliable hazard maps as an essential tool for enhanced spatial planning, aiming at achieving effective risk mitigation (Alexander, 2000; Kienholz *et al.*, 2004; Fuchs, 2009; Bubeck *et al.*, 2016). However, in light of the discussed complexities and interactions of sediment-laden flows on alluvial fans, the following questions arise: (i) How reliable can these assessments be in the context of pronounced process variabilities? (ii) Are there hidden risks (i.e. not considered potential monetary losses) of inhabiting alluvial fan areas declared as safe based on traditional hazard assessments, and in this case, how can these be quantified?

In this context, we contend that the intrinsic variability of distributary processes should be carefully analysed and considered since it could play a crucial role in determining exposure (i.e. the set of assets impacted by the considered hazard processes) on alluvial fans (Whipple *et al.*, 1998; Muto *et al.*, 2007; Van Dijk *et al.*, 2009, 2012). While climate change has been identified as one of the main causes of the ongoing and future increase of exposure to natural hazards (Röthlisberger *et al.*, 2017; De Haas *et al.*, 2018), the aleatory uncertainty associated with distributary processes on alluvial fans has not yet been sufficiently accounted for by flood risk managers (Santibañez *et al.*, 2021; Diaz *et al.*, 2022). If distributary processes on alluvial fans exhibited, at least partially, a random behaviour, the implications for risk assessment would be far-reaching. On the one hand, it would be necessary to find suitable ways to incorporate this variability into deterministic simulations and, on the other hand, additional experimental studies would be deemed as necessary to point out the process pattern diversity to be expected.

Recently, Mazzorana *et al.* (2020) provided experimental evidence that the loading conditions of alluvial fans in terms of supplied flow and sediment volumes have a remarkable influence on exposure. The obtained results indicated that autogenic distributary processes

play a crucial role in determining the exposure of alluvial fans corroborating previous findings of Whipple *et al.* (1998), Muto *et al.* (2007), and Van Dijk *et al.* (2009). They conceded, however, that the experimental program fore-saw only one experiment for each parameter set of the considered loading variables and that this limitation could have overshadowed the potential variability of hazard process patterns associated with repeated experiments under experimentally indiscernible loading conditions (Church *et al.*, 2020). To address this issue Santibañez *et al.* (2021) adopted the same experimental setup and alluvial fan layout and repeated each experimental configuration eight times considering also large wood (LW) as part of the flow mixture. In that study, however, the effects of a guiding channel on exposure were not analysed. Santibañez *et al.* (2021) could provide experimental evidence that the variability of hazard processes associated with repeated experiments under experimentally indiscernible loading conditions is, indeed, remarkable and that the water release mode and the fixed proportion of LW exert a decisive effect on these patterns. No specific geostatistical analyses were performed to study the hazard process variability discerning spatial patterns and associating them with the applied loading conditions.

The first step in this direction was attempted by Diaz *et al.* (2022). The performed experimental program was analogous to that adopted in Santibañez *et al.* (2021), with the following remarkable differences: i) the experimental alluvial fan was equipped with a curved guiding channel (i.e. establishing a gross analogy with the real setting of the Blanco River in Chaitén located in Chilean Patagonia) and ii) no LW was added to the flow mixture. Diaz *et al.* (2022) generated an exposure probability map for each loading condition, allowing for a visual interpretation of the peculiar spatial differences emerging from repeated experiments under experimentally indiscernible loading conditions.

Our study aims at refining the understanding of how the spatial patterns of exposure,

here defined as the alluvial fan area affected by the sediment-laden flow propagation and by sediment deposition only, are associated with the applied loading conditions and how they may be influenced also by the specific topographic characteristics of the alluvial fan (i.e. presence of a guiding channel equipped or not with a crossing superstructure).

For this, we choose an experimental modelling strategy that has been largely adopted also by hydro-geomorphologists to study alluvial fan processes (Hooke, 1968; D'Agostino *et al.*, 2010; Clarke, 2015; Santibañez *et al.*, 2021; Diaz *et al.*, 2022). Following a recent study by Mazzorana *et al.* (2020), we adopt the 'similarity of process concept' originally proposed by Hooke (1968), who stated that natural systems can be reproduced in laboratory settings by treating them "*as small systems in their own right, not as scale models of prototypes*". Thereby, the relation between specific loading conditions and the resulting patterns of exposure is investigated and the complex physics of the process dynamics occurring on a real alluvial fan is not considered using a Froude-scaled experimental setup (see also Mazzorana *et al.*, 2020). On the contrary, important advances could be achieved by applying the aforementioned approach in determining the primary factors influencing alluvial fan dynamics, such as slope (Hooke, 1968; Guerit *et al.*, 2014), avulsion (Bryant *et al.*, 1995; Reitz and Jerolmack, 2012), auto-genic processes (Muto *et al.*, 2007; Van Dijk *et al.*, 2012), and risk (Davies *et al.*, 2003).

Our experimental set-up is aimed at studying a general case not related to any particular case-study and, therefore, is tailored at exploring mainly theoretical questions, therefore the specific study aims are: i) detecting exposure on the alluvial fan due to the generated sediment-laden flows, ii) assessing the variability of exposure associated with the specified loading conditions through suitable indices and probability maps, iii) correlating exposure area and probability with the loading conditions (i.e. total flow volume, solid fraction and the water release from the sup-

ply tank), iv) testing specific correlation hypotheses (e.g. a higher exposure is associated with more severe loading conditions), and v) exploring the main spatial characteristics of exposure maps through spatial analysis tools beyond the reach of the studies conducted recently by Santibañez *et al.* (2021) and Diaz *et al.* (2022).

2. Materials and methods

In this section, we describe the experimental model setup and the applied testing program disclosing both the methodological similarities and highlighting the specific differences with previous studies (see Santibañez *et al.*, 2021; Diaz *et al.*, 2022). Further, the analytic steps to quantify the exposure resulting from the propagation of the sediment-laden flows and the delineation of the spatially explicit exposure probabilities are pointed out. Finally, we describe the applied geostatistical methods (i) to establish correlations between loading conditions and exposure variables, (ii) to test the discussed correlation hypotheses and (iii) to analyse how exposure is affected by the distributary patterns of the sediment-laden flows.

2.1. Experimental model setup and testing programme

We adopted a small-scale experimental model setup, which, despite its simplicity, allows the definition and measurement of the system loading and response variables (Mazorana *et al.*, 2020). The experimental model consists of three movable components: (i) the alluvial fan, (ii) the feeding channel, and (iii) the supply tank. The dimensions of the model are reported in Figure 1. The employed layout features a guiding channel along its symmetry axis. Alluvial areas are laterally plain and the presence or absence of a bridge superstructure crossing the channel situated at 25 cm from the apex is considered. The entire structure of the feeding channel is made of PVC and the channel bed is covered by PEVA, the

fan model is made of PVC as well. The fan itself covers an area of 15.3 dm² and the guiding channel consists of three segments. From a water tank with a capacity of 1.5 L, water is manually released to the feeding channel by handling a valve that can take three different positions: (i) closed, (ii) half opened and (iii) fully opened. The released water is conveyed along a feeding channel to the alluvial fan. The longitudinal profile of the feeding channel features halfway a vertical step followed by a horizontal segment, a configuration that provides wedge storage for the supplied sediments and LW which can be mobilized by the water flow. In this way, a flowing mixture consisting of water, sediments and LW is generated. Depending on the proportion of the mixture components, processes ranging from fluvial sediment transport to hyper-concentrated flows are generated. The LW elements are initially positioned transversally on the top of the stored sediment wedge and the fan model presents a non-erodible surface. Two layouts are adopted to conduct the experiments: (i) Layout 0, with the bridge crossing the channel, and (ii) Layout 1, without the bridge.

A camera, model GoPro Hero Session with a photo resolution of 8 megapixels and a video resolution of 1920x1080 pixel at 60 fps, is installed 0.9 m orthogonally above the model base to record the experiments.

The supplied sediment is a mixture of quartz particles (density of 2.58 g/cm³) with a diameter ranging from 1 to 2 mm ($\mu = 1.53$ mm, $\sigma = 0.17$ mm). The LW material consists of wooden poles with a length of 4.8 cm (84 % of the channel width), a diameter of 0.3 cm and a density of 0.7 g/cm³. The experiments were conducted with specific combinations of the total flow volume (V) and the sediment fraction (s). Standard total volume (V_s), to which all the results are referred to, was set to 1.0 l, while the volumes 0.7 l and 1.3 l represent the conditions with reduced (V_r) and increased (V_i) total volume. Similarly, the standard solid fraction (S_s) was set to 15 % of V , while the fractions 5 % and 25 % represent the con-

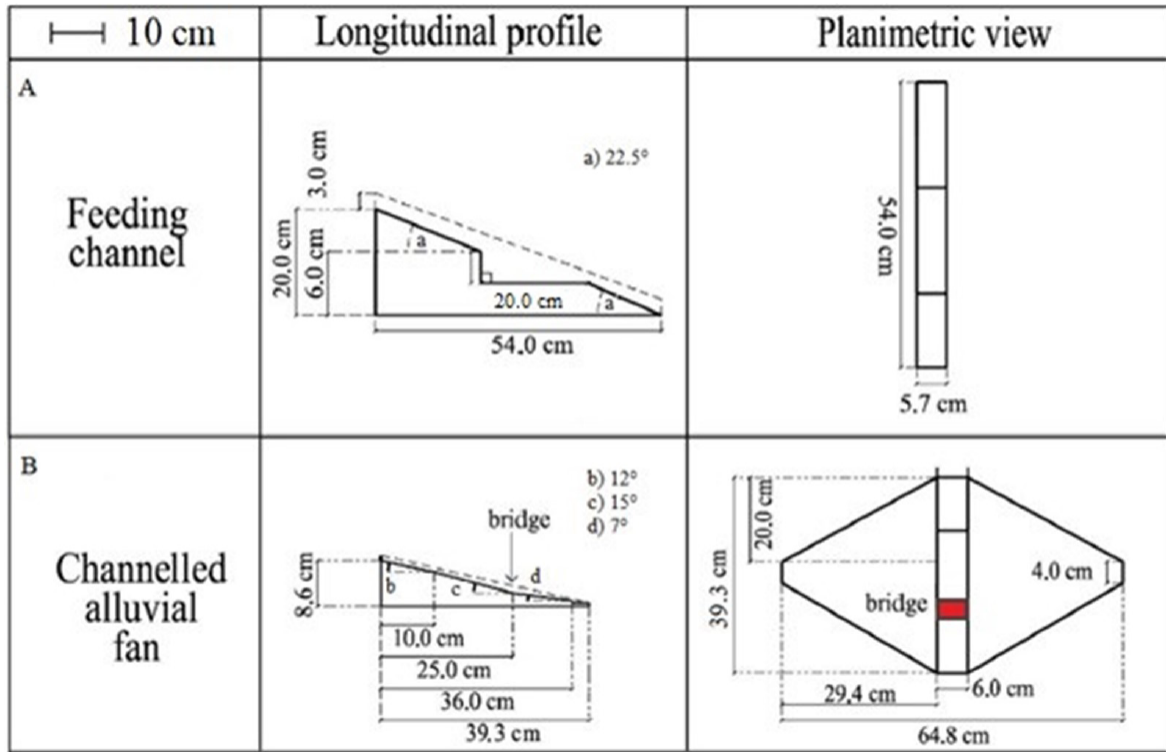


Figure 1. Longitudinal profile (left) and planimetric view (right) of the feeding channel (A) and the artificially channelled alluvial fan model (B) (modified after Mazzorana *et al.*, 2020). Hatched in red: the crossing bridge present in half of the conducted experiments (compare also the experimental programme shown in Figure 2).

Figura 1. Perfil longitudinal (izquierda) y vista planimétrica (derecha) del canal de alimentación (A) y el modelo de abanico aluvial canalizado artificialmente (B) (modificado según Mazzorana *et al.*, 2020). Sombreado en rojo: el puente cruzante presente en la mitad de los experimentos realizados (compárese también el programa experimental que se muestra en la Figura 2).

figurations of reduced (S_r) and increased (S_i) solid fraction. The number of supplied LW elements (n_{lw}) was related to the values of V and s since the LW volume is always 10 % of the total solid volume. Each combination of V and s was repeated with two different water release modes, labelled water release by half-opening the container tap (α_h) and water release by fully opening the container tap (α_f) corresponding to lower and higher average flow rates, respectively. This was accomplished by opening the water container tap at half (45°) or full (90°) rotation, whereby the full rotation approximately led to a halved release time, compared to the half rotation. Each experimental condition was applied to the two fan configurations, Layout 0 with the crossing bridge and Layout 1 without. To as-

sess the variability of the response variables (see Section 2.2) every experimental configuration was repeated eight times (Gschnitzer *et al.*, 2017; Santibañez *et al.*, 2021; Diaz *et al.*, 2022) giving a total number of 288 experimental runs (Figure 2).

Specifically, we employed the same solid fractions as in Santibañez *et al.* (2021), but we adopted an alluvial fan layout that has been previously tested only in Mazzorana *et al.* (2020). In that case, however, only one experimental run was executed for each experimental sediment-laden flow configuration. Hence, the emerging experimental programme is original, although obtained by combining and extending previously adopted designs and experimental configurations.

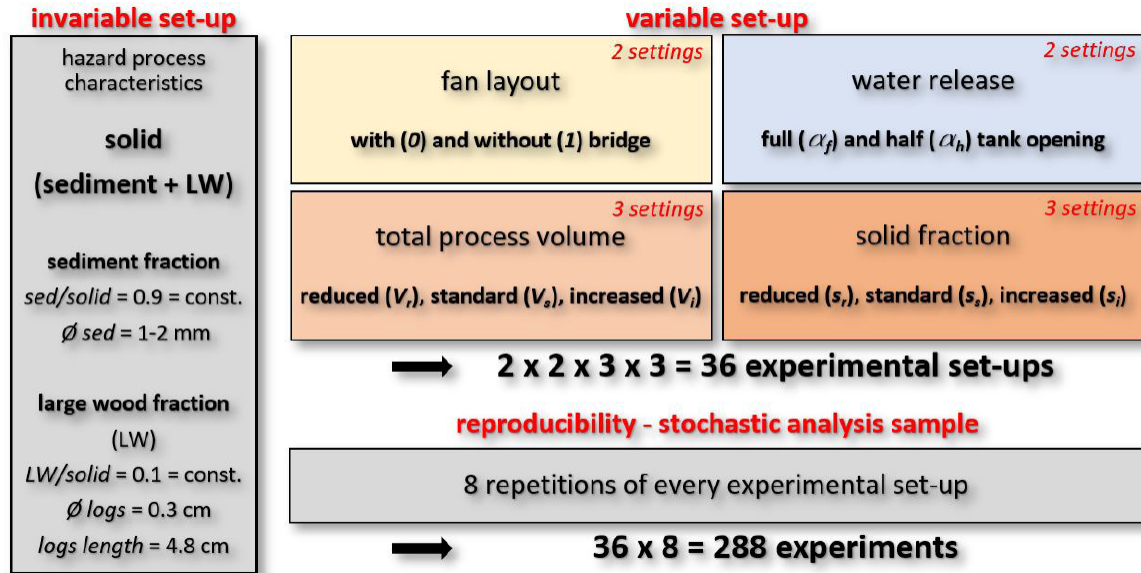


Figure 2. Experimental programme specifying the invariable and variable setup of the conducted experiments. With respect to the latter, we highlight the adopted solid fraction and fan layouts, the water release accomplished by two different tank openings, the total flow volumes, the percentage of the solid fractions within the sediment-laden flow and the number of repetitions (modified after Santibañez et al., 2021 and Diaz et al., 2022).

Figura 2. Programa experimental que especifica los factores invariables y variables de los experimentos realizados. Con respecto a estos últimos, destacamos la fracción sólida y los diseños de abanico adoptados, la descarga de agua realizada por dos bocas de tanque diferentes, los volúmenes de flujo total, el porcentaje de fracción sólida dentro del flujo cargado de sedimentos y el número de repeticiones (modificado según Santibañez et al., 2021 y Diaz et al., 2022).

Recently different authors recommended a higher required number of experimental runs for specific fluvial processes and process-structure interactions (Schalko, 2017; Furlan et al., 2019).

An exploratory study on a similar alluvial fan layout by Florin (unpublished) indicates that the number of eight repetitions for each loading condition seems sufficient to reliably capture the variability of the produced process patterns. In the supplementary material (Figure S1) we show the remarkable similarity of the process pattern variability obtained with 8 and 16 repetitions, respectively.

2.1.1. Exposure analysis and probability maps

The detection of exposure on the alluvial fan was accomplished through a series of operations involving the use of two software pack-

ages, Anaconda© and ArcGIS© by ESRI. In the first step, the frames from the video recordings of all experimental runs were extracted. Therefore, the videos were processed with a Python script able to obtain a jpg file for every time frame of the analysed video. The jpg file of the last time frame was selected for further analysis since we are particularly interested in detecting the maximum total exposure due to both, the water and the solid material deposits on the alluvial fan surface. The images were further analysed by using ArcMap to obtain i) the exposure area of the solid material deposits only (E_s), and ii) the exposure area due to the sediment-laden flow as a whole (E_{s+w}), that is the areas wetted by water and covered by solid material deposits.

After delineating a common mask for the fan surface, raster maps were generated for all conducted experiments discerning between pixels covered by the solid fraction (E_s) only

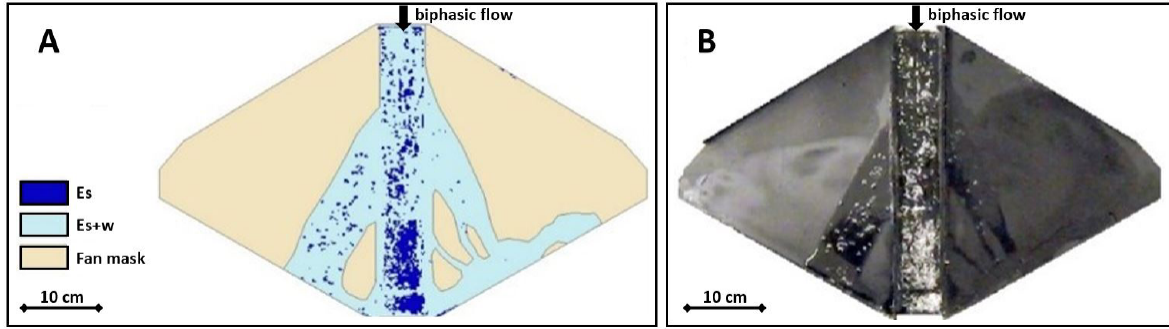


Figure 3. Exposure detection for the experiment with V_i , s_s , α_f and layout 1. A) Result of the GIS analysis for E_s and E_{s+w} . B) Last time frame.

Figura 3. Detección de la exposición para V_i , s_s , α_f y el diseño 1. A) Resultados del análisis SIG para E_s and E_{s+w} . B) Captura del último instante.

and those wetted by the liquid-solid mixture (E_{s+w}) (see Figure 3). Considering the entire set of experiments, a total number of 576 raster maps (288 E_s and 288 E_{s+w}) was obtained. Thus, the exposed areas, E_s and E_{s+w} , are available in form of raster images with two-pixel classes (1 and 0 valued) that identify the exposed (1) and the not-exposed (0) pixels.

Based on the exposure raster maps, the exposure index (i), which is defined as the number of times that a single pixel is exposed throughout the eight repetitions ($0 \leq i \leq 8$), was calculated. The index is expressed in form of percentage assuming the form of the exposure probability EP_i ($EP_i = i/8 \cdot 100[\%]$). Subsequently, raster maps showing the exposure probability for every experimental condition in a spatially explicit fashion were generated as in Diaz *et al.* (2022), distinguishing, however, between the exposures E_s and E_{s+w} , respectively (see Figure 4). This analytic step was performed for a total of 72 exposure probability maps in a GIS environment.

While in Diaz *et al.* (2022), spatial analyses focused on obtaining exposure probability maps, further geostatistical investigations are conducted in this study. We subsequently assessed the Exposure Probability Index ($EPI_{V,S}$) for every experimental condition by calculating the sum of the exposure probability of each pixel divided by the total number

of pixels. Only alluvial fan areas external to the guiding channel were considered since the exposure to the flow within the channel boundaries is not a harmful condition and thus not relevant in this context. This index is calculated as follows:

$$EPI_{V,S} = \frac{\sum_{i=1}^8 (px_i \cdot EP_i)}{px_{tot}} \Big|_{V,S} \quad (1)$$

Where: V is the total volume (V_r , V_s , V_i); s is the solid fraction (s_r , s_s , s_i); i is the exposure index; px_i is the number of pixels with exposure index i ; EP_i is the exposure probability at exposure index i ; px_{tot} is the total number of pixels of the fan surface minus the pixels belonging to the channel ($px_{tot} = \sum px_i - \sum px_{i,channel}$).

We also calculated the Specific Exposure Probability Index ($SEPI$), which accounts only for the pixels that have been exposed at least once during the eight repetitions. This allows referring the randomness of the distributary process to the exposed areas and making the exposure generated under different experimental conditions comparable. By subtracting px_0 (i.e. the number of pixels corresponding to non-exposed conditions in all eight repetitions) from px_{tot} in the denominator, the $SEPI$ can be defined as follows:

$$SEPI_{V,S} = \frac{\sum_{i=1}^8 (px_i \cdot EP_i)}{px_{tot} - px_0} \Big|_{V,S} \quad (2)$$

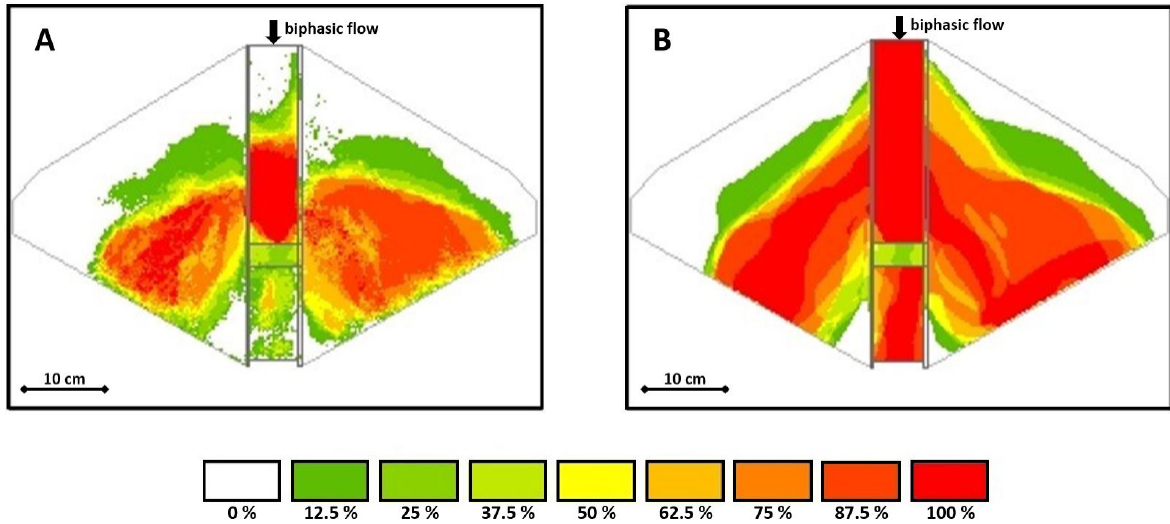


Figure 4. Exposure probability (EP) maps associated with the experiment with V_i , s_s , α_h , and layout 0. (A) Exposure index map considering the exposure area of the solid material deposits only (E_s) and (B) exposure area due to the water flow and the solid material deposits (E_{s+w}).

Figura 4. Mapas de probabilidad de exposición (EP) asociados con el experimento con V_i , s_s , α_h , y diseño 0. (A) Mapa del índice de exposición que considera el área de exposición de los depósitos de material sólido únicamente (E_s) y (B) área de exposición debida al flujo de agua y a los depósitos de material sólido (E_{s+w}).

2.2. Geo-statistical analysis of distributary process patterns

2.2.1. Parameter correlation

To study the statistical relationship between considered input and observed output variables, correlation matrices were determined. These matrices contain the Pearson coefficients r_{xy} defined as follows (Asuero *et al.*, 2006):

$$r_{xy} = \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_x \sigma_y} \quad (3)$$

Where: x and y are controlled or measured variables, σ_{xy} is the covariance between x and y , σ_x and σ_y are the respective standard deviations:

$$\sigma_{xy} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - x_m)(y_i - y_m) \quad (4)$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - x_m)^2} \quad ; \quad (5)$$

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - y_m)^2}$$

The coefficients r_{xy} were calculated to quantify the linear relationship between every controlled input parameter (V , s , n/w) and the mean value of every output variable (E_s , E_{s+w} , EPI_s , EPI_{s+w}) considering the adopted alluvial fan Layout (0 or 1), the water release mode (α_h , or α_p) and the number of repetitions of every loading condition. The obtained correlations values can be associated with different “correlation strengths” based on the criteria in Table 1 (Hartmann *et al.*, 2018).

Table 1. Correlation strengths between variables depending on the r_{xy} value ranges (modified after Hartmann *et al.*, 2018).

Tabla 1. Intensidades de correlación entre variables dependiendo de los rangos de valores de the r_{xy} (modificado según Hartmann *et al.*, 2018).

Value range	Linear Relationship	Symbol
0-0.49	Nor/Doubtful Positive	NP
0.5-0.69	Weak Positive	WP
0.7-0.89	Medium Positive	MP
0.9-1.0	Strong Positive	SP

2.2.2. Correlation hypotheses

Generally, traditional knowledge and experience may suggest that exposure is positively related to fluvial hazard magnitude and that, in turn, increased exposure is associated with a lower spatial uncertainty given a more extended coverage of the available alluvial fan area (Wagenaar *et al.*, 2016). We stated two specific hypotheses (H) in this study:

H1: the shorter the water release time generating the flow process (i.e. in other words, the more intense the average flow is), the higher is hazard exposure and the lower its associated uncertainty. In operational terms, this means that for given values of V and s , the exposure area (E) releasing water faster (α_f) is larger than the corresponding value obtained by a slower water release (α_h). Further, the *SEPI* index is comparably higher for a shorter water release time (α_f).

H2: the higher the total flow volume of the fluvial hazard process, the higher is the hazard exposure and the lower its associated uncertainty. In operational terms, this means that for given water release time values (α_f , α_h) and s , the exposure area (E) increases with increasing values of V . Further, the *SEPI* index associated with a higher total volume is higher than the corresponding *SEPI* index associated with a lower volume.

The testing of these correlation hypotheses can be traced back, in general, to the comparison of the means of two independent and normally distributed samples and, in particular, to the one-sided test problem. Herein, the Null hypothesis is $\mu_x \geq \mu_y$ and the Alternative hypothesis $\mu_x < \mu_y$. The variances of the samples are both unknown but assumed to be equal ($\sigma_x^2 = \sigma_y^2$). In this specific case, a two-sample t-test is applied, where the variance is estimated quantifying the pooled sample variance S^2 . The test statistic $T(X, Y)$ with the standard deviation S follows a t-distribution with $n_1 + n_2 - 1$ degrees of freedom if the Null hypothesis is true.

2.2.3. Standard Deviation Ellipses

The spatial analysis of exposure was conducted by calculating Standard deviation ellipses (SDEs), which represent a measure of the spatial distribution of the studied phenomenon (Lefever, 1926; Yuill, 1971). The reader is referred to the supplementary material for the methodological details (see Section A.1).

3. Results

3.1. Exposure analysis and probability maps

Exposure areas (E_s , E_{s+w}) as a percentage of the total fan area are highlighted in Figures 5 and 6.

Figure 5 shows two boxplot graphs of E_s , one with Layout 0 (upper graph) and one with Layout 1 (lower graph), each one reporting the visual summaries associated with the different experimental conditions. These boxplots visualize the position of the median (i.e. bold horizontal line), the interquartile range (IQR = Q3-Q1, i.e. the height of the box), Q1 - 1.5*IQR and Q3 + 1.5*IQR (i.e. the extremities of the vertical lines attached to the box) and the outliers. The single exposure data points associated with each experimental run belonging to the specific experimental conditions are also shown as small green circles.

As shown in Figure 5 one can see, comparing the medians of exposure associated to each experimental configuration, that their values were always higher when Layout 0 was installed and a fast water release time was imposed by fully opening the container tap. With this experimental configuration also the IQR of exposure was larger in almost all cases. The sole exception is IIF0. Releasing water more slowly, no clear absolute dominance is attributable to a specific alluvial fan layout, although with Layout 0 the exposure values are higher in 6 out of 9 experimental configurations and in 4 of them also the IQR is larger.

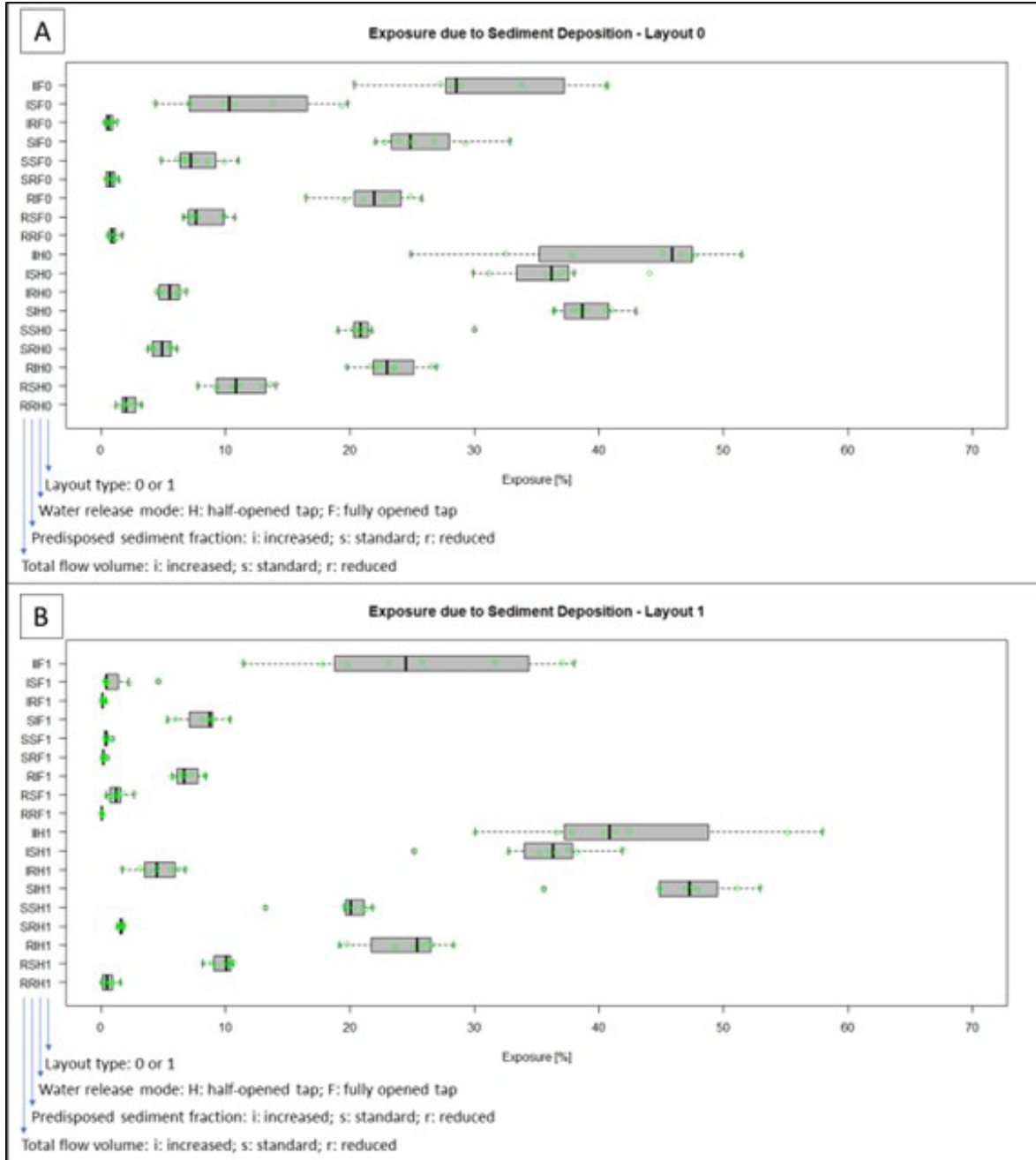


Figure 5. Boxplots for the Layouts 0 (Panel A) and 1 (Panel B), reporting the degree of dispersion and skewness of E_s (i.e. minimum, lower quartile, median, upper quartile and maximum) associated with the different experimental conditions, that is discerning between different levels of released total volume (i.e. V_r , V_s and V_i), predisposed solid fractions (i.e. s_r , s_s and s_i) and the imposed water release mode (α_r , α_n).

Figura 5. Diagramas de caja para los Diseños 0 (Panel A) y 1 (Panel B), que proporcionan el grado de dispersión y sesgo de E_s (es decir, mínimo, cuartil inferior, mediana, cuartil superior y máximo) para las diferentes condiciones experimentales, distinguiendo entre diferentes niveles de volumen total liberado (es decir, V_r , V_s and V_i), fracciones sólidas predispuestas (es decir, s_r , s_s and s_i) y el modo de descarga de agua impuesto (α_r , α_n).

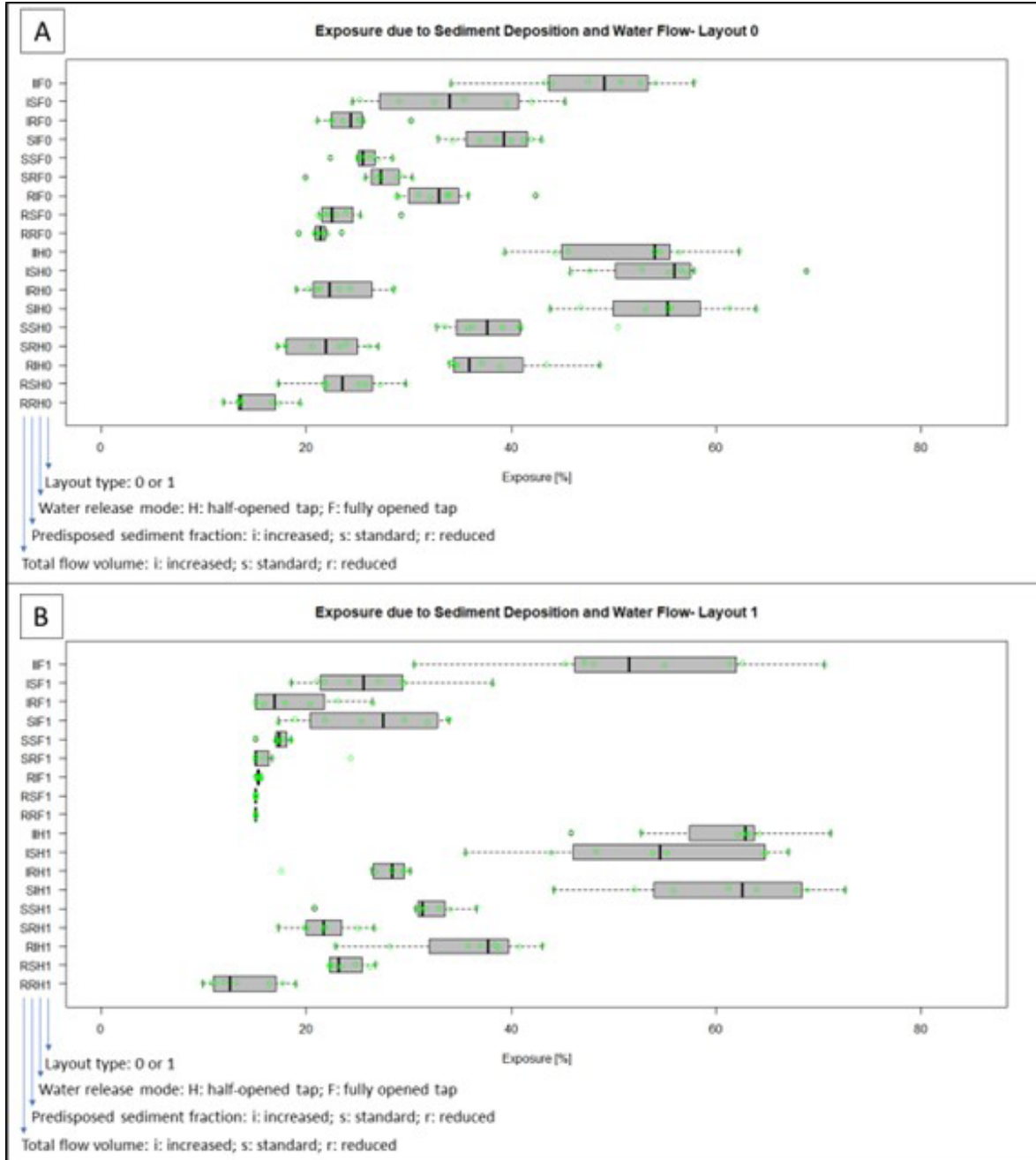


Figure 6. Boxplots for the Layouts 0 (Panel A) and 1 (Panel B), reporting the degree of dispersion and skewness of E_{s+V} (i.e. minimum, lower quartile, median, upper quartile and maximum) associated with the different experimental conditions, that is discerning between different levels of released total volume (i.e. V_r , V_s and V_i), predisposed solid fractions (i.e. s_r , s_s and s_i) and the imposed water release mode (α_r , α_h).

Figura 6. Diagramas de caja para los Diseños 0 (Panel A) y 1 (Panel B), que proporcionan el grado de dispersión y sesgo de E_{s+V} (es decir, mínimo, cuartil inferior, mediana, cuartil superior y máximo) para las diferentes condiciones experimentales, distinguiendo entre diferentes niveles de volumen total liberado (es decir, V_r , V_s and V_i), fracciones sólidas predispuestas (es decir, s_r , s_s and s_i) y el modo de descarga de agua impuesto (α_r , α_h).

On comparing the median values of exposure depending on the water release mode for each alluvial fan layout we observe higher values when the mode of slower water release was set. Keeping the released volume constant and increasing the sediment fraction always resulted in observed increasing exposures (median values). Instead, keeping the sediment fraction constant and increasing the released volume resulted in a more differentiated response. Considering the fully opened (i.e. faster) water release mode on the alluvial fan with Layout 0 only with the increased sediment fraction an increased exposure trend is associated with an increased released total volume. With the same Layout but imposing the half-opened water release mode the increasing exposure trend as a function of the released total volume is observable with the standard and with the increased sediment fraction. Employing Layout 1 with the fully opened water release mode an increase in the released volume increased exposure only when an increased solid fraction was predisposed. Instead, experiments with Layout 1, half-opened water release mode and increasing the released volumes, showed increasing exposure trends when the reduced and standard sediment fractions were apportioned.

As shown in Figure 6 one can appreciate, comparing the medians of exposure associated to each experimental configuration, that the E_{s+w} values were almost always higher when Layout 0 was installed and the fully opened water release mode was imposed. The sole exception is given by releasing an increased total volume and predisposing an increased sediment fraction. Contrarily to the E_s experiments, with this experimental configuration also the interquartile range of exposure is larger only in a subset of cases. In fact, with the release of an increased total volume, two exceptions (i.e. predisposing a reduced and an increased sediment fraction) and with the release on a standard total volume one exception (i.e. with the apportionment of an increased sediment fraction) can be detected.

Setting a half-opened water release mode, no clear absolute dominance is attributable to a specific alluvial fan layout, although with Layout 0 exposure the exposure values are higher in 6 out of 9 experimental configurations. With this experimental setting, the IQR was larger in 5 out of 9 cases. When comparing the exposure (median values) between water release modes for each alluvial fan layout we observe, with alluvial fan Layout 1, higher values when the half-opened water release mode was set. This dominance is less pronounced with alluvial fan Layout 0. Keeping the released volume constant and increasing the sediment fraction almost always resulted in observed increasing exposures (median values). The sole exception can be observed in the conduction of the experiment with the alluvial fan Layout 0 and, specifically, when the half-opened water release mode was imposed and an increased total volume was released. Keeping the sediment fraction constant and increasing the released volume resulted in a more differentiated picture.

Considering shorter water release times (i.e. with the container tap fully opened) on the alluvial fan with Layout 0 only with the standard and with the increased sediment fraction an increased exposure trend is associated with an increased released total volume. With the same Layout but with longer water release times (i.e. half-opened container tap), the increasing exposure trend as a function of the released total volume is observable with the standard and with the reduced sediment fraction. In this experimental configuration, apportioning an increased sediment fraction results in a decreasing exposure when passing from a standard to an increased released volume. Employing Layout 1 an increase in the released volume keeping the predisposed sediment fraction constant resulted almost always in an increase of exposure, irrespective of the employed alluvial fan layout. All only when an increased solid fraction was predisposed. Instead, experiments on the alluvial fan with Layout 1 with a half-opened water release mode and increasing the released volumes, showed increasing exposure

trends when the reduced and standard sediment fractions were apportioned.

In Figure 7 subset of the obtained exposure probability maps is exemplarily shown (i.e. total exposure and sediment exposure respectively) for the standard experimental condition, both alluvial fan Layouts (0 and 1) and both imposed water release modes (α_p , α_h). These maps provide evidence about the inherent experimental variability of the distributary processes on alluvial fans. Clear differences in spatial exposure patterns and probabilities are highlighted due to a change in the water release mode. In both alluvial fan layouts, passing from the half-opened to the fully opened water release mode, is overall associated with less extended exposure areas, both due to water and sediment and solid material deposition areas (see Figure 7), to more extended areas with zero exposure probability and an overall lower mean probability of exposure on both alluvial plains.

In comparison to what is observed with Layout 1, in Layout 0 areas with a high probability of exposure extend further upstream. This pattern appears to be more pronounced when α_h is applied. Figure 7 also evidences that the areas subject to highly variable exposure probability (from 12.5 % to 50 %) constitute mainly “belts” at the borders (but also spots within areas featuring a less variable exposure).

The probability maps corresponding to all experimental conditions (i.e. a total of 72 exposure probability maps) are illustrated in the supplementary material (see Figures S2 to S9).

Figure 8 shows the values of the *EPI* and the *SEPI* for all experimental conditions. Firstly, focusing on the *EPI* values associated with Layout 0, the values obtained by applying the half-opened water release mode α_h are higher than the corresponding values obtained by setting the fully opened water release mode α_f when predisposing the sediment fractions

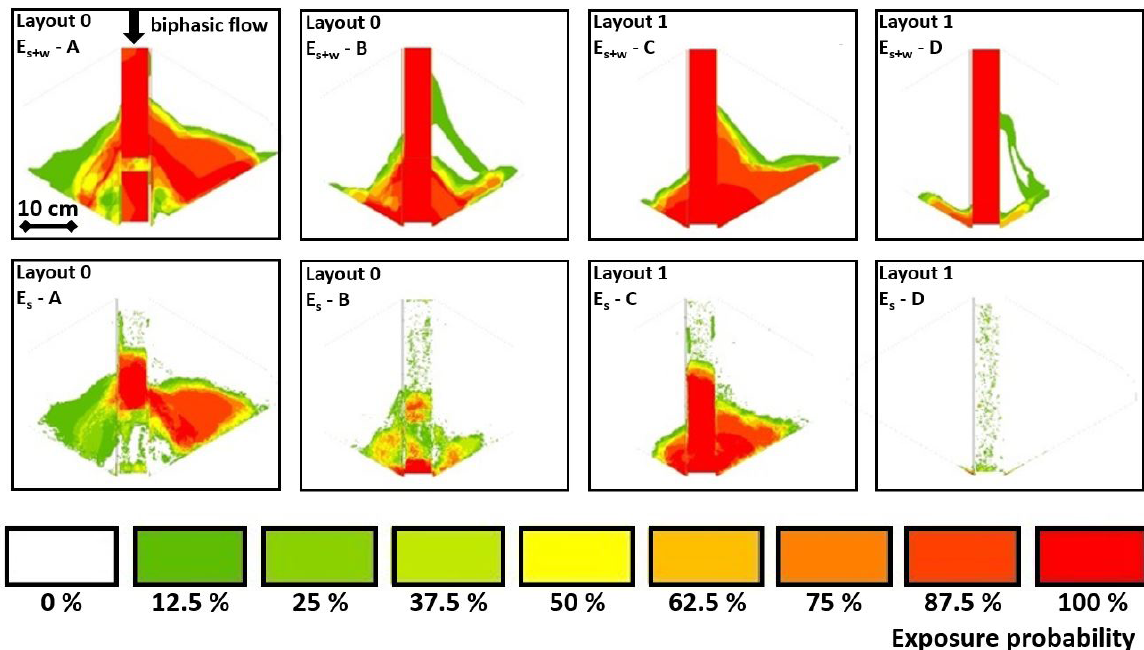


Figure 7. Exposure probability maps relative to the total exposure (E_{s+w}) and sediment exposure (E_s) for the standard experimental condition (V_s , s_s). (A) Layout 0, α_h . (B) Layout 0, α_f . (C) Layout 1, α_h . (D) Layout 1, α_f .

Figura 7. Mapas de probabilidad de exposición considerando a la exposición total (E_{s+w}) y la exposición debida al depósito de sedimentos (E_s) por la condición experimental estándar (V_s , s_s). (A) Diseño 0, α_h . (B) Diseño 0, α_f . (C) Diseño 1, α_h . (D) Diseño 1, α_f .

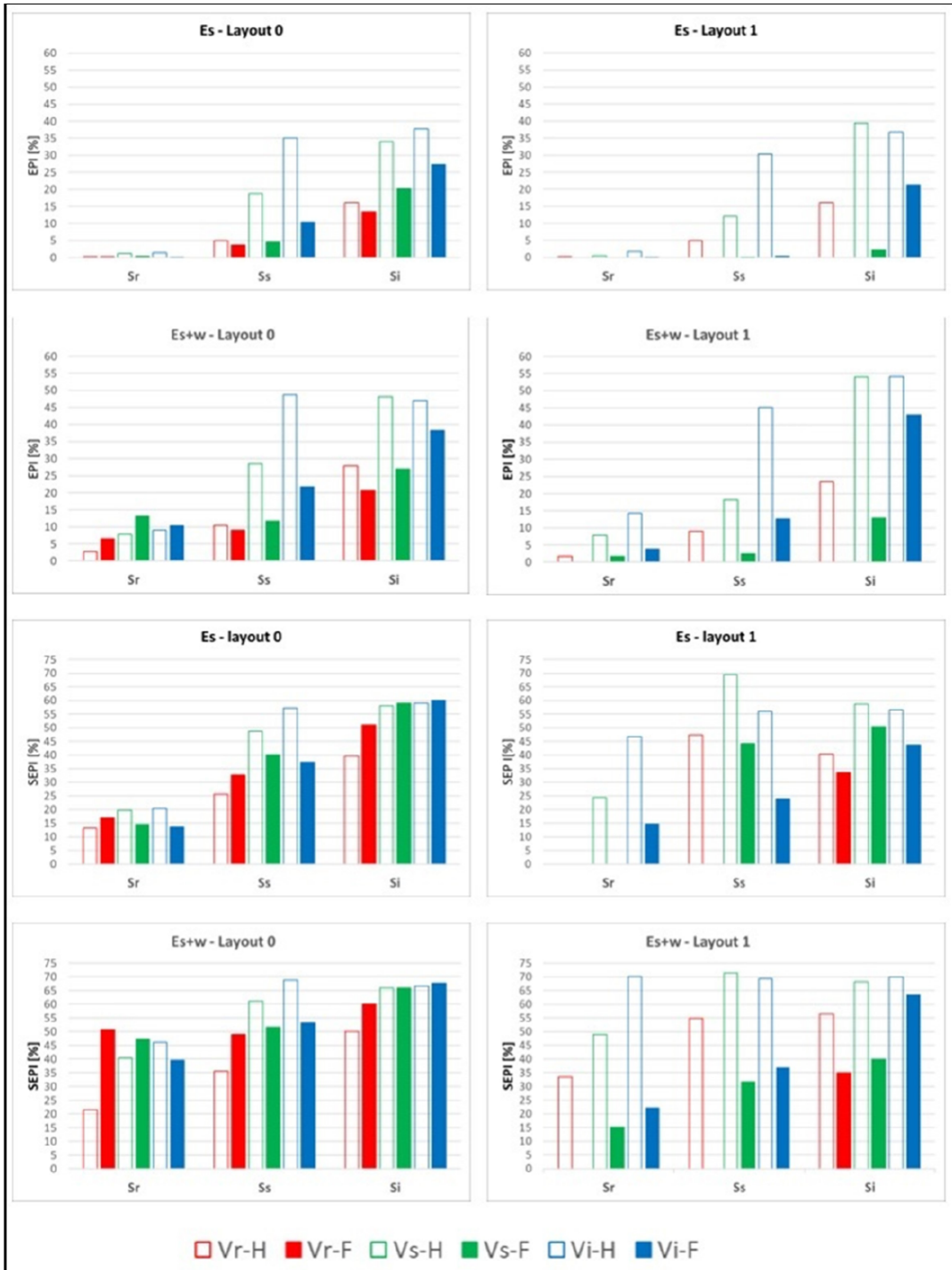


Figure 8. EPI and SEPI values of the exposure area E_s and the exposure area E_{s+w} relative to the entire set of imposed conditions. Red bars: reduced volume V_r ; green bars: standard volume V_s ; blue bars: increased volume V_i ; empty bars: α_i ; full bars: α_r .

Figura 8. Valores EPI y SEPI del área de exposición E_s y del área de exposición E_{s+w} relativos a todo el conjunto de condiciones impuestas. Barras rojas: volumen reducido V_r ; barras verdes: volumen estándar V_s ; barras azules: volumen aumentado V_i ; barras vacías: α_i ; barras plenamente coloradas: α_r .

s_s and s_i . Instead with s_r , an inverse relationship emerges. Moreover, considering the sediment fractions s_s and s_r , the experiments conducted in the fully opened water release mode α_f exhibit increasing *EPI* values when releasing increasing total volumes. This is not the case when predisposing s_r . Imposing α_h , *EPI* values increase strictly with volume with s_r and s_s , but not with s_i since, in this case, the *EPI* values peak with V_s .

When considering Layout 1, the pattern of the *EPI* values of the experiments conducted with α_h reflects, with slight magnitude differences, the one from the experiments with Layout 0. Instead in the experiments conducted with the fully opened release mode, *EPI* values are remarkably lower than the Layout 0 - counterparts, except for the highest total volume (V_i) with the highest sediment fraction (s_i).

The *SEPI* values obtained for the experiments with Layout 0 show an increasing trend with increasing total volume only when α_h is imposed. Instead, when α_f is set, the *SEPI* values decrease with increasing total volume if s_r is predisposed, otherwise, the opposite is the case. Overall, when considering Layout 0,

neither of the water release modes give rise to remarkably higher *SEPI* values.

The *SEPI* bar chart associated with Layout 1 is far less balanced. Generally, the *SEPI* values obtained by setting the half-opened water release mode α_h are significantly higher compared to those α_f generated by the other release mode. Only with s_i and V_i , the values of this index associated with both water release modes are somewhat close. With α_f , the *SEPI* values increase augmenting the released total volume within all sediment fraction categories. With α_h , an increasing trend can only be detected in the lowest and highest sediment fraction class.

3.2. Parameter correlation

The Pearson coefficient matrices quantifying the degree of correlation between process loading variables (V , s , n/w) and the mean values of the exposure variables (E_s , E_{s+w}) are reported in the supplementary material (Tables S1 and S2). Here one synthesis table are provided for Layout 0 and one for Layout 1 (see Table 2). There, the intensity of linear

Table 2. Intensity of the linear correlation between hazard and exposure variables for layout 0. NP: no/doubtful positive correlation; WP: weak positive correlation; MP: medium positive correlation; SP: strong positive correlation.

Tabla 2. Intensidad de correlación lineal entre las variables de carga (peligro hidráulico) y respuesta (exposición) para el diseño 0; WP: correlación positiva débil; MP: correlación positiva de nivel promedio; SP: correlación positiva fuerte.

Layout 0	Variables	E_s	E_{s+w}	EPI_s	EPI_{s+w}
α_h	V	NP	NP	NP	NP
	s	MP	MP	MP	MP
	n/w	SP	SP	SP	SP
α_f	V	NP	NP	NP	NP
	s	SP	MP	MP	MP
	n/w	SP	SP	SP	SP
Layout 1	Variables	E_s	E_{s+w}	EPI_s	EPI_{s+w}
α_h	V	NP	WP	NP	WP
	s	MP	MP	MP	MP
	n/w	SP	SP	SP	SP
α_f	V	MP	MP	MP	MP
	s	WP	WP	MP	WP
	n/w	MP	MP	SP	MP

correlation between process loading variables and exposure is determined individually for every applied water release mode (α_f, α_h). The released volume exhibits almost always no or rather a doubtful positive linear correlation with the considered exposure variables except in two cases for Layout 1 with α_h . In these cases, weak correlations with the total flow volume are detected both for the exposure E_{s+w} and the EPI_{s+w} . The sediment fraction exhibits always a moderate positive correlation with the mean values of all exposure variables independently of the Layout and the applied water release mode. When considering Layout 0, the intensity of correlation between the number of wood logs (n/w) and the mean values of all exposure variables is always strong positive. In Layout 1 the strong correlation intensity can be retraced consistently in the experiments with α_h , whereas in the experiments carried out with α_f it is almost medium positive (except between n/w and EPI_s).

Focusing specifically on the effect of the water release mode and calculating the differences of the values of the correlation coefficients between loading variables ($V, s, n/w$) and the exposure variables (E_s, E_{s+w}), reference is made to the results in Table 3.

Table 3. Differences between correlations at fully opened and half-opened water release modes (α_f, α_h). >: 0.1 – 0.2; >>: larger than 0.2; <: -0.1 – -0.2; <<: less than -0.2; ≈: 0.1 – -0.1.

Tabla 3: Diferencias entre correlaciones con modo de descarga de agua completamente abierto y semiabierto (α_f, α_h). >: 0.1 – 0.2; >>: mayor que 0.2; <: -0.1 – -0.2; <<: menor que -0.2; ≈: 0.1 – -0.1.

Layout	Hazard variable	Exposure variable	
		E_s	E_{s+w}
0	V	>>	≈
1		≈	≈
0	s	<	≈
1		>	>>
0	n/w	≈	≈
1		>	>

Applying a half-opened water release mode gives rise to stranger correlations between

s and E_s (in Layout 1), n/w and E_s (in Layout 1) and n/w and E_{s+w} (in Layout 1); to bigger differences in the respective values of the correlation coefficients between V and E_s (in Layout 0), s and E_{s+w} (in Layout 1). In the remaining cases, the differences are limited. In Table S3 the effect of the alluvial fan Layout is reported analogously.

3.3. Correlation hypotheses

Recalling the two formulated hypotheses (H1 and H2) and their operationalization in two separated inferences (a and b) to make them testable based on the values of the loading variables and the measured and calculated values of the exposure variables, two statistical inference tables (Tables 4 and 5) are deployed. Herein, first, each operational part of the hypothesis is verified or rejected and the logical AND conjunction of both parts are subsequently evaluated.

From the results of the two separated tests (a and b) associated with H1 and their logical AND conjunction, it emerges (see Table 4) that if E_s is considered as exposure variable the hypothesis that experiments conducted with a fully opened water release mode do not necessarily imply a higher exposure and higher $SEPI$ values. It is statistically corroborated that E_s obtained with α_f is not significantly higher than E_s values associated with α_h . All associated hypotheses are rejected for both alluvial fan Layouts. So, although the operational test b ($SEPI$ value centred hypothesis) is confirmed in a subset of cases, the overall hypothesis is rejected. When considering E_{s+w} as the exposure variable, H1 is rejected in the majority of the considered experimental configurations. There are, however, some noticeable exceptions (i.e. adopting V_r and s_r in the Layouts 0 and 1 and adopting V_s and s_r in Layout 0).

Table 5 reports the results related to H2. When considering E_s as the exposure variable, keeping the water release mode and the predisposed sediment fraction equal, higher exposure and higher $SEPI_s$ values can be as-

Table 4. Results of testing H1. r: rejected hypothesis; v: a verified hypothesis.**Tabla 4.** Resultados relativos al contraste de H1. r: hipótesis rechazada; v: hipótesis aceptada.

HYPOTHESIS 1		E_s		E_{s+w}		$SEPI_s$		$SEPI_{s+w}$		$H1_s$		$H1_{s+w}$	
Layout		0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1
V_r	s_r	r	r	v	v	v	r	v	r	r	r	v	v
	s_s	r	r	r	r	v	r	v	r	r	r	r	r
	s_i	r	r	r	r	v	r	v	r	r	r	r	r
V_s	s_r	r	r	v	r	r	r	v	r	r	r	v	r
	s_s	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r
	s_i	r	r	r	r	v	r	v	r	r	r	r	r
V_i	s_r	r	r	v	r	r	r	r	r	r	r	r	r
	s_s	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r
	s_i	r	r	r	r	v	r	v	r	r	r	r	r

Table 5. Results of testing H2. r: rejected hypothesis; v: a verified hypothesis.**Tabla 5.** Resultados relativos al contraste de H2. r: hipótesis rechazada; v: hipótesis aceptada.

HYPOTHESIS 2		E_s		E_{s+w}		$SEPI_s$		$SEPI_{s+w}$		$H2_s$		$H2_{s+w}$	
Layout		0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1
α_h	s_r	v	v	v	v	v	v	v	v	v	v	v	v
	s_s	v	v	v	v	v	r	v	r	v	r	v	r
	s_i	v	r	r	r	v	r	v	v	v	r	r	r
α_f	s_r	r	r	r	v	r	r	r	v	r	r	r	v
	s_s	r	r	v	v	r	r	v	v	r	r	v	v
	s_i	v	v	v	v	v	r	v	v	v	r	v	v

sociated in a statistically underpinned manner to higher released total volumes in the following experimental setups: (i) Layout 0, α_h , all s , and (ii) Layout 0, α_f , s_i . Further, with Layout 0 and α_h , H2 is verified irrespectively of the predisposed s . With Layout 1, H2 is verified only for α_h and s_r .

When focusing on E_{s+w} as the exposure variable, H2 can be rejected only in the following 4 cases: (i) Layout 0, α_h and s_r ; (ii) Layout 0, α_f and s_r ; (iii) Layout 1, ceteris paribus condition referred to α_h and s_s , and (iv) Layout 1, α_h and s_r . Noticeably with Layout 1, H2 is verified when the fully opened release mode is applied independently of the predisposed s . H2 is verified for both Layouts when the half-opened water release mode is imposed and the lower sediment fraction is predisposed, and for ex-

periments with a fully opened water release mode, when either s_s or s_i is predisposed.

3.4. Standard Deviation Ellipses

Figure 9 shows the location of the centers of the SDEs curves. The lower “density” of the centers in the case of Layout 1, at first sight, suggests a higher process variability due to the presence of the bridge. Moreover, some trends can be identified when considering the change of the SDE centers related to the modification of single hazard variables (V and s). Keeping the water release mode unchanged and the total flow volume constant, an increase in s is generally associated with an upstream migration of the centres, except from two configurations: (i) Layout 1, α_f and V_i .

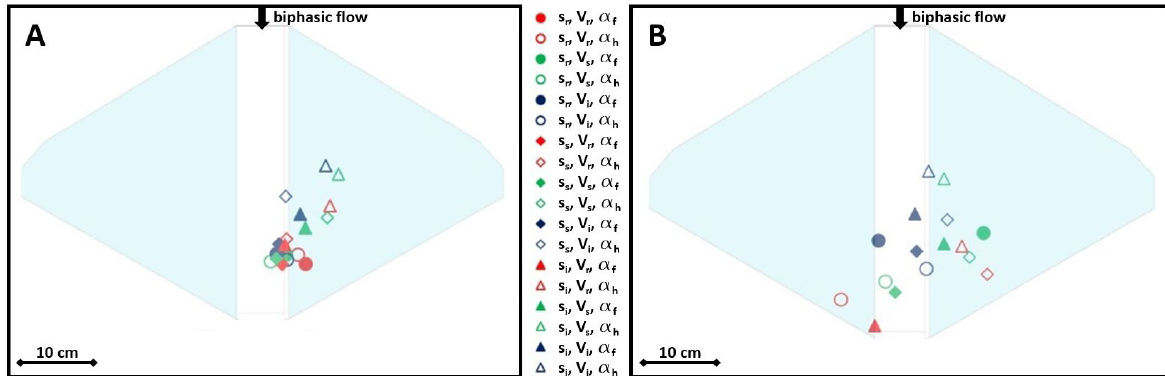


Figure 9. Centres of the SDE curves for the entire set of conditions at layout 0 (A) and 1 (B). Circles, diamonds and triangles represent s_r , s_s , s_i ; empty and full symbols represent the α_h and α_f water release mode; red, green and blue represent V_r , V_s , V_i .

Figura 9. Centros de las EDS (elipses de desviación estándar) para todo el conjunto de condiciones en el diseño 0 (A) y 1 (B). Los círculos, rombos y triángulos representan s_r , s_s , s_i ; los símbolos vacíos y llenos representan el modo de descarga de agua α_h y α_f ; rojo, verde y azul representan V_r , V_s , V_i .

where the center of the distribution obtained by setting s_r is located further upstream than the center of the distribution obtained predisposing s_s , and (ii) Layout 1, α_f and V_s , where the center of the distribution obtained by setting s_r is located further upstream than the centres resulting from experiments conducted by predisposing s_s and s_i . The same effect is given by an increase of V while keeping the water release mode unchanged and the solid fraction constant. Also, in this case, two exceptions can be noticed: (i) Layout 1, α_f and s_r , where the V_s centre is slightly upper than the V_r centre, and (ii) Layout 0, α_h and s_r , where the V_d centre is slightly upper than then V_i centre.

In Figure 10 the higher variability in shape and direction of the SDEs associated with Layout 1 compared to the ones associated with Layout 0 is visualized. Moreover, the trend by which SDEs migrate upstream and closer to the apex when increasing either V or s is confirmed. An important parameter to analyse the spatial distribution of the SDEs is eccentricity. Generally, eccentricity decreases with increasing s but not all the cases confirm this trend. In both Layouts 0 and 1, this behaviour is confirmed for conditions generated by setting the half-opened water release mode that

also feature a stronger upstream migration of the SDE centers.

4. Discussion and Conclusions

4.1. General statements: compelling evidence for process randomness

Regarding the adopted experimental approach, we reiterate that the setup of the accomplished experiments is based on the similarity of process-concept and a small model extent, which has been used in modified fashions in previous studies (compare Hooke, 1968; D'Agostino *et al.*, 2010; Clarke, 2015; Mazzorana *et al.*, 2020; Santibañez *et al.*, 2021; Diaz *et al.*, 2022). As extensively discussed in these studies, a quantitative representation of sediment transport processes in unconfined natural conditions is necessarily limited. When referring to Froude similarity the applied scale of the model would indeed lead to noticeable scale effects, both concerning the flow and sediment transport behaviour. Geometrical conditions as typical for natural conditions, e.g. surface roughness and detailed bridge structures, or as well grain size of the sediments which are representative for torrential catchments, are not

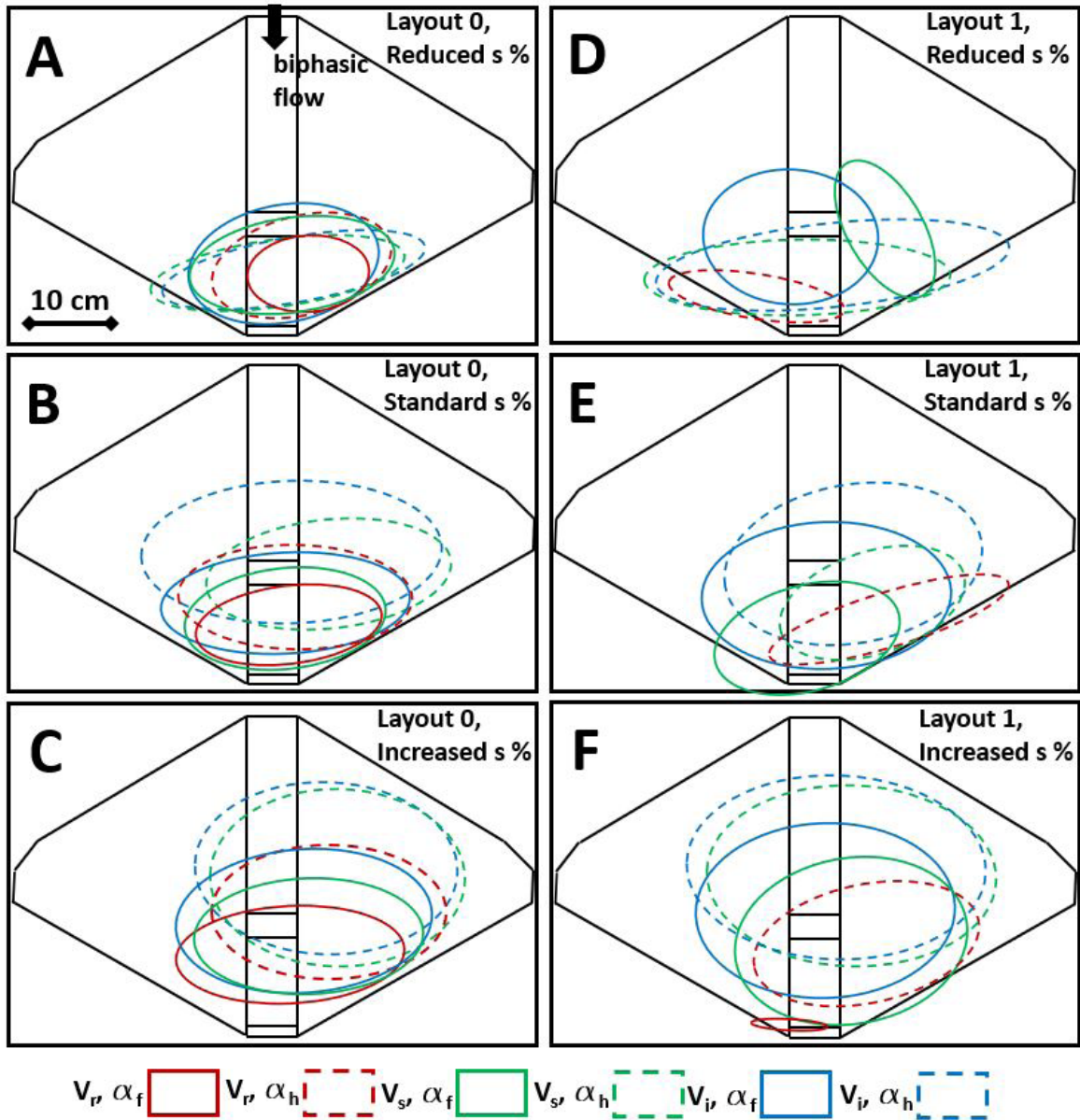


Figure 10. SDEs for all the conditions relative to the total exposure probability (E_{s+w}) of layout 0 (A, B, C) and layout 1 (D, E, F). V_r : reduced flow volume; V_s : standard flow volume; V_i : Increased flow volume; F: fully opened water release mode; H: half-opened water release mode.

Figura 10. EDS (elipses de desviación estándar) para todas las condiciones relativas a la probabilidad de exposición total (E_{s+w}) del diseño 0 (A, B, C) y diseño 1 (D, E, F). V_r : volumen de flujo reducido; V_s : volumen de flujo estándar; V_i : Volumen de flujo aumentado; F: modo de descarga de agua completamente abierto; H: modo de descarga de agua semiabierto.

even replicable (Church *et al.*, 2020). However, also with this very simplified experimental set-up and based on the obtained results, we conclude that a kind of randomness of exposure generated by sediment-laden processes

at unconfined conditions has to be expected also in large-scale physical models or natural conditions (Paola *et al.*, 2009). Randomness can for instance be caused by marginal changes of grain size during the hazard event, by

a single boulder being mobilized, or by any other minor fluctuations of model boundary conditions, which could influence the system in a way of a tipping point, so that deposition patterns and exposure change. Even though it is not possible to comprehensively analyse the dimension of randomness with this small-scaled model, the results indicate that this randomness generally exists, thereby further corroborating the general findings of Santibañez *et al.* (2021) and Diaz *et al.* (2022).

Another study on fluvial hazard processes on a torrential fan (Moser, 2018), which comprised several complex experiments on a large Froude-scaled (1:30) model, confirms this hypothesis: Figure 11 illustrates results of experiments for the fan of the Schnannerbach torrent (Austria). The model accurately reproduced the natural conditions and covered a set of buildings on the torrential fan (Sturm *et al.*, 2018a, 2018b). Sediment deposition pat-

terns of five experiments, each accomplished under experimentally indiscernible initial and boundary conditions, are presented. By referring to one experiment as a reference case, the differences in sediment deposition at the end of the experiments are indicated by spatial patterns of differences. In this regard, we argue that establishing experimentally indiscernible boundary conditions, being only almost identical, inevitably introduces a root cause of apparent randomness, whose influence can be limited but not eliminated, by improving both the accuracy and precision of the experiments.

While the small and simplified model in the present study allows a large number of experiments with limited effort and thereby gives a qualitative insight into the stochastics of sediment and LW transport and exposure only on a specific alluvial fan like topography featuring a longitudinal channel with and without

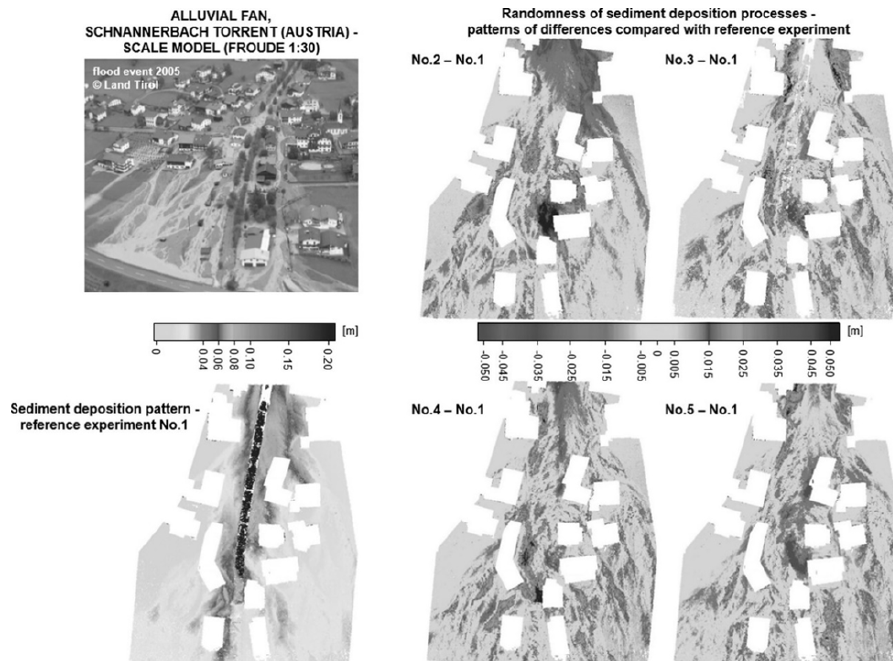


Figure 11. Patterns and spatially distributed differences of sediment depositions at the fan of Schnannerbach torrent (Austria) – results from experiments with a large Froude-scale physical model (1:30) (Sturm *et al.*, 2018a, 2018b; modified after Moser, 2018).

Figura 11. Patrones y diferencias espacialmente distribuidas de las deposiciones de sedimentos en el abanico del Río Schnannerbach (Austria): resultados de experimentos con un modelo físico de gran tamaño a escala de Froude (1:30) (Sturm *et al.*, 2018a, 2018b; modificado según Moser, 2018).

a crossing superstructure, larger and more complex models represent the natural conditions more accurately and thus deliver also more robust results. However, only a small number of tests can be managed with reasonable efforts. With this, any statistical analyses could have a limited validity as Schalko (2017) and Furlan *et al.* (2019) pointed out in their studies. So, both types of experiments, either based on the similarity of process-concept or Froude-similarity, despite their specific limitations, can conjointly contribute to a better understanding of the stochastic behaviour of sediment-laden processes in unconfined conditions on alluvial fans (Sturm *et al.*, 2018a, 2018b; Diaz *et al.*, 2022). In light of the foregoing, it seems reasonable to employ the similitude by process approach to detect which experimental settings (i.e. flow conditions and specific unconfined topographies) have the potential to generate markedly stochastic distributary dynamics. In such cases, it may be advisable to foresee a sufficient number of experimental repetitions for the same conditions also on large Froude-scaled models, thereby capturing the emerging process randomness accordingly (compare Schalko, 2017; Furlan *et al.*, 2019).

It is often asserted that only calibrated computational flow models guarantee a high degree of accuracy of the performed simulations as a requisite for reliable hazard and risk assessments (Nguyen *et al.*, 2020). In light of the potential randomness of sediment-laden flows in unconfined flow settings calibration might be extremely challenging. The following argumentations clarify this point.

Let's assume the availability of an extensive set of historical records of extreme events in a thoroughly assessed hydrological context, of carefully documented silent witnesses (watermarks, levees, deposition lobes, grain samples, etc.), of gathered flow data and video-recorded flow patterns (compare also Diaz *et al.*, 2022). Assume furthermore that endowed with these data, the calibration of a validated numerical model (i.e. spatio-temporal match of the propagation patterns of the observed

event with the simulated one) is feasible. The calibrated model would then be used with increased confidence in a forward-analysis to deterministically simulate flood hazards with different initial and boundary conditions (i.e. corresponding to prescribed return periods) to provide information for a detailed hazard assessment according to the adopted regional and national standards. But what if rather than being deterministic, process propagation at unconfined landforms such as alluvial fans naturally exhibited an inherently stochastic process behaviour due to the effects of auto-genic phenomena? The results from this and other cited studies provide compelling evidence for this. Calibrating, for specified initial and boundary conditions, a computational model to precisely match one particular outcome (i.e. the spatio-temporal process patterns of one specific experimental run) would be misleading in such cases (i.e. remarkable randomness). Any further design endeavour could be affected by significant uncertainties.

4.2. Exposure on alluvial fans: Embracing complexity in light of the compounding effects of imposed experimental conditions and topographic characteristics on process propagation

The peculiarity of descriptive statistical summaries regarding the exposure areas (E_s, E_{s+w}) as a percentage of the total fan area for the imposed boundary conditions and the adopted alluvial fan layouts as visualized in Figures 5 and 6 urged us to test two specific hypotheses reflecting widespread assumptions in hazard management, namely that: i) a higher average flow rate (i.e. accomplished by the fully opened water release model) of the sediment-laden flow was associated with higher exposure and lower spatial uncertainty of exposure if compared to flows generated by a half-opened water release mode and ii) a higher flow volume was associated with higher exposure on the alluvial fan and with lower spatial uncertainty. In our specific alluvial fan settings, neither of the aforementioned hypotheses could be verified for the whole set

of tested flow conditions. The first hypothesis was rejected in the majority of the considered experimental conditions. The second hypothesis was prevalently corroborated when the exposed areas due to both sediment and water were considered. Instead, when only the areas of sediment deposition were considered, this hypothesis could be prevalently corroborated only on the alluvial fan featuring the presence of the bridge.

In synthesis, one cannot expect *a priori* neither that a higher exposure on the alluvial fan resulted from imposing more extreme flow conditions nor that the uncertainties within the exposed spots would be less pronounced than the uncertainties associated with flows generated by a half-opened water release mode. Indeed, the topographical characteristics of the alluvial fan definitively play a significant role as also reported by Santibañez *et al.* (2021). This study also corroborates that the presence of a bridge affects the exposure values remarkably. Our hypothesis testing scheme did not consider the role of the number of wood logs (n/w). In this respect, the performed correlation analysis highlighted that the interaction of transported LW with the crossing superstructure (i.e. bridge clogging) exacerbated exposure independently of the average flow rate generated the specific water release mode (i.e. strong correlation), whereas in absence of this feature such a decisive effect is retraceable with the half-opened water release mode (i.e. lower average flow rate). When the fully opened water release mode was set, the correlation strength decreased, although remaining medium positive. Regarding the experiments conducted in absence of the bridge, a careful visual inspection of the process dynamics led to the following insights: With the half-opened water release mode, the interaction of LW with the channel boundaries promoted instream sediment deposition throughout the guiding channel, which, in turn, lead to channel outbursts in different locations. On the contrary, during experiments conducted with a fully opened water release mode, LW jammed preferentially in the distal channel

reach thereby reducing the channel sector where frequent outbursts could occur.

The sediment fraction always exhibited a moderate positive correlation with the mean values of all exposure variables independently of the Layout and the applied water release mode. This experimental result has to be interpreted carefully.

Given the experimental set-up of the alluvial fan with a rigid floodplain and channel surface, the present analyses of spatial exposure patterns were based on simplified conditions as the focus was on sediment deposition and re-erosion of deposits only (Sturm *et al.*, 2018b). Erosion of the initial, pre-event channel bed and floodplain was disabled mostly for practical reasons, (i) due to constraints in the construction of the model, (ii) the expense in experimentation and (iii) for ensuring perfectly equal starting conditions for all experimental runs. These non-erodible conditions mean a major simplification when comparing to natural alluvial fans, not consisting of any river engineering measures and infrastructure elements such as streets and sealed areas. Even though the focus in the experiments was on events with high sediment concentrations, not causing sediment-limited conditions at any time during the event, channel erosion would be likely to occur at least locally. Regarding the potential effects of channel erosion on the spatial exposure patterns, we expect that increasing erosion would decrease the spatial extent and volume of sediments on the floodplain. Consequently, channel erosion could cause major erosion along the channel confining geomorphic work. Likely, the hypothesis that higher hazard process intensities lead to higher exposure values would not be corroborated in this case. Comparing, however, the experimental set-up to “engineered” conditions at alluvial fans, where channel erosion is often prevented by a rigid channel bed, we assume that the model results are representative. Channel incision was possible only on deposited sediment lobes but not below the fixed alluvial fan surface. Hence, instream channel

deposition entailed a reduction of flow conveyance either partially obstructing the flow section at the bridge or giving rise to aggradation processes in the distal part of the flow channel. Both processes triggered channel outbursts that, at least on a visual judgement, increased exposure. Sturm *et al.* (2018a, 2018b) could observe similar phenomena in their experimental investigations pointing at the importance of detecting channel aggradations accurately to avoid any further increase of the uncertainty of sediment-laden flow hazards on channelized alluvial fans.

In this study, we retraced in detail the patterns of exposure probability and explored the nexus with the experimental conditions and the adopted alluvial fan layouts through the quantification of specific indices, the visualization of exposure probability maps and geostatistical calculations as, for example, the determination of the parameters of standard deviations ellipses. Although the specific results were indicative only for the adopted alluvial fan layouts, the patterns of exposure probability and the parameters of the SDEs changed to a significant extent and often in an unexpected way upon altering any of the values of the considered loading parameters.

4.3. Further Implications and conclusions

We contend that fostering tailored research aiming at further unravelling the complexity and hidden variability of sediment-laden flows on unconfined landforms (i.e. alluvial fans) becomes essential for the societies' ability of proactive adaptation (compare Diaz *et al.*, 2022).

A more complete process understanding could arise from an extensive experimental programme aiming at disentangling, on different alluvial fan topographies, the effects of allogenic factors (i.e. boundary conditions) on the occurrence of autogenic phenomena (i.e. avulsion, channel migration etc.) and the distributary behaviour (i.e. emerging alluvial forms), and on how these mutually coevolve

(Clarke, 2015). In this context, the contribution of De Haas *et al.* (2018) is foundational for future research efforts to understand the specific role of avulsion phenomena in determining the distributary behaviour.

These considerations have also important implications for hazard mapping and risk assessment and mitigation.

Rather than providing for hazard maps with crisply delimited zone boundaries, it could be advisable to opt for more smoothed representations based on the results of both experimental and computational studies. Based on improved hazard maps, land use planning strategies could appropriately consider the nuances of the variability of process propagation.

In light of the gained insights, risk mitigation design could attempt removing hydraulic bottlenecks which could lead to highly uncertain process patterns. Interventions should increase the buffer capacity for a broader range of process scenarios rather than optimizing the system performance only for a narrowly defined design event (i.e. concerning a specific return period, a defined composition of the flow mixture and a unique, computationally assessed, system response). Hence, exposed systems should be designed to be flexibly adaptable as to maintain a broad range of functionalities also when heavily perturbed by the impacts of sediment-laden flows.

Statements and Declarations

The authors declare that they have NO financial or non-financial interests that are directly or indirectly related to the work submitted for publication. The authors declare that they have NO competing interests.

Acknowledgements

The research was funded by the project ANID/CONICYT FONDECYT Regular Folio 1200091 "Unravelling the dynamics and impacts of sediment-laden flows in urban areas in south-

ern Chile as a basis for innovative adaptation (SEDIMPACT)” led by Bruno Mazzorana. The results presented in Figure 11 were accomplished in the course of the project “Vulnerability analysis of buildings exposed to torrent hazards – small scale experimental modelling of impacts on buildings and derivation of physics-based vulnerability functions”, funded by the Austrian Science Fund (FWF; P27400-NBL). In this context, special thanks also go to Maximilian Moser, who greatly supported these experiments in the hydraulic engineering laboratory at the University of Innsbruck. In addition, we thank Justinne Rybertt for her assistance in editing the manuscript.

References

- Alexander, D. (2000). *Confronting Catastrophe*. Dunedin Academic Press Ltd, Edinburgh UK, 288 pp.
- Bachi, R. (1963). Standard distance measures and related methods for spatial analysis. *Papers of the Regional Science Association*, 10(1), 83-132. <https://doi.org/10.1111/j.1435-5597.1962.tb00872.x>
- Blair, T.C., McPherson, J.G. (1994). Alluvial Fans and their Natural Distinction from Rivers Based on Morphology, Hydraulic Processes, Sedimentary Processes, and Facies Assemblages. *Journal of Sediment Research*, 64(3a), 450-489. <https://doi.org/10.1306/D4267DDE-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Blair, T.C., McPherson, J.G. (2009). Processes and Forms of Alluvial Fans. In Parsons, A.J., Abrahams, A.D. (editors). *Geomorphology of Desert Environments*, (pp. 413-467). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5719-9_14
- Bowman, D. (2019). *Principles of Alluvial Fan Morphology*. Springer, Netherlands, 151 pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-024-1558-2>
- Bryant, M., Falk, P., Paola, C. (1995). Experimental study of avulsion frequency and rate of deposition. *Geology*, 23(4), 365-368. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0365:E SOAFA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0365:E SOAFA>2.3.CO;2)
- Bubeck, P., Aerts, J.C.J.H., De Moel, H., Kreibich, H. (2016). Preface: Flood-risk analysis and integrated management. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(4), 1005-1010. <https://doi.org/10.5194/nhess-16-1005-2016>
- Bull, W.B. (1977). The alluvial-fan environment. *Progress in Physical Geography*, 1(2), 222-270. <https://doi.org/10.1177/030913337700100202>
- 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.E., Quine, T.A., Nicholas, A. (2010). An experimental investigation of autogenic behaviour during alluvial fan evolution. *Geomorphology*, 115(3-4), 278-285. doi: 10.1016/j.geomorph.2009.06.033
- Church, M., Dudill, A., Venditti, J.G., Frey, P. (2020). Are results in geomorphology reproducible? *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125(8), e2020JF005553. <https://doi.org/10.1029/2020JF005553>
- D’Agostino, V., Cesca, M., Marchi, L. (2010). Field and laboratory investigations of runoff distances of debris flows in the Dolomites (Eastern Italian Alps). *Geomorphology*, 115(3-4), 294-304. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.06.032>
- Davies, T.R.H., McSaveney, M.J., Clarkson, P.J. (2003). Anthropogenic aggradation of the Waiho River, Westland, New Zealand: microscale modelling. *Earth Surface Processes Landforms*, 28(2), 209-218. <https://doi.org/10.1002/esp.449>
- De Haas, T., Densmore, A.L., Stoffel, M., Suwa, H., Imaizumi, F., Ballesteros-Cánovas, J.A., Wasklewicz, T. (2018). Avulsions and the spatio-temporal evolution of debris-flow fans. *Earth-Science Reviews*, 177, 53-75. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.007>
- Diaz, H., Mazzorana, B., Gems, B., Rojas, I., Santibañez, N., Iribarren, P., Pino, M., Iroumé, A. (2022). What do biphasic flow experiments reveal on the variability of exposure on alluvial fans and which implications for risk assessment result from this? *Natural Hazards*, 111, 3099-3120. <https://doi.org/10.1007/s11069-021-05169-8>
- Florin, R. (2022). *Explorando el alcance de la independencia de escala en la modelación física de la dinámica distributiva en un abanico aluvial*. Diploma Thesis, School of Geology, UACH. 92 pp.
- Fuchs, S. (2009). Susceptibility versus resilience to mountain hazards in Austria - Paradigms of vulnerability revisited. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9(2), 337-352. <https://doi.org/10.5194/nhess-9-337-2009>

- 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>
- Galloway, W.E., Hobday, D.K. (1996). *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. Springer, Berlin Heidelberg Germany, 423 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-61018-9>
- Gschnitzer, T., Gems, B., Mazzorana, B., Aufleger, M. (2017). Towards a robust assessment of bridge clogging processes in flood risk management. *Geomorphology*, 279, 128–140. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.11.002>
- Guerit, L., Métiévier, F., Devauchelle, O., Lajeunesse, E., Barrier, L. (2014). Laboratory alluvial fans in one dimension. *Physical Review E*, 90, 022203. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.90.022203>
- Hartmann, K., Krois, J., Waske, B. (2018). E-Learning Project SOGA: Statistics and Geospatial Data Analysis. Department of Earth Sciences, Freie Universität Berlin. <https://www.geo.fu-berlin.de/en/v/soga/index.html>
- Hooke, R.L. (1968). Model Geology: Prototype and Laboratory Streams: Discussion. *Geological Society of America Bulletin*, 79(3), 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)
- Kienholz, H., Krummenacher, B., Kipfer, A., Perret, S. (2004). Aspects of integral risk management in practice: Considerations with respect to mountain hazards in Switzerland. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*, 56(3), 43-50.
- Lefever, D.W. (1926). Measuring Geographic Concentration by means of the Standard Deviation Ellipse. *American Journal of Sociology*, 32(1), 88-94. <https://doi.org/10.1086/214027>
- Mazzorana, B., Simoni, S., Scherer, C., Gems, B., Fuchs, S., Keiler, M. (2014). A physical approach on flood risk vulnerability of buildings. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(9), 3817-3836. <https://doi.org/10.5194/hess-18-3817-2014>
- Mazzorana, B., Ruiz-Villanueva, V., Marchi, L., Cavalli, M., Gems, B., Gschnitzer, T., Mao, L., Iroumé, A., Valdebenito, G. (2018). Assessing and mitigating large wood-related hazards in mountain streams: recent approaches. *Journal of Flood Risk Management*, 11(2), 207-222. <https://doi.org/10.1111/jfr3.12316>
- 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>
- Moser, M. (2018). *Physikalische Modellversuche zur Frage der Reproduzierbarkeit von Geschiebetransportprozessen am Schwemmkegel eines Wildbaches*. Mater thesis. Unit of Hydraulic Engineering, University of Innsbruck, 185 pp.
- Muto, T., Steel, R.J., Swenson, J.B. (2007). Autostratigraphy: A framework norm for genetic stratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, 77(1-2), 2-12. <https://doi.org/10.2110/jsr.2007.005>
- National Research Council (1996). *Alluvial Fan Flooding*. The National Academies Press, Washington, DC United States of America, 1-182. <https://doi.org/10.17226/5364>
- Nguyen, N.T., He, W., Zhu, Y., Lü, H. (2020). Influence of Calibration Parameter Selection on Flash Flood Simulation for Small to Medium Catchments with MISDC-2L Model. *Water*, 12(11), 3255. <https://doi.org/10.3390/w12113255>
- Paola, C., Straub, K., Mohrig, D., Reinhardt, L. (2009). The “unreasonable effectiveness” of stratigraphic and geomorphic experiments. *Earth-Science Reviews*, 97, 1-43. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.05.003>
- Reitz, M.D., Jerolmack, D.J. (2012). Experimental alluvial fan evolution: Channel dynamics, slope controls, and shoreline growth. *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*, 117, F02021, <https://doi.org/10.1029/2011JF002261>.
- Röthlisberger, V., Zischg, A.P., Keiler, M. (2017). Identifying spatial clusters of flood exposure to support decision making in risk management. *Science of the Total Environment*, 598, 593–603. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.03.216>
- Santibañez, N., Mazzorana, B., Iribarren, P., Rojas, I., Mao, L. (2021). Dinámica distributiva de flujos bifásicos con carga de madera en un abanico aluvial experimental. *Ingeniería del Agua*, 25(2), 145-168. <https://doi.org/10.4995/ia.2021.14703>
- Schalko, I. (2017). Large wood accumulation probability at a single bridge pier. In Ghani (Editor), *Proceedings of the 37th IAHR world congress*. Kuala Lumpur, Malaysia: IAHR and Usains Holding SDN BHD, 1704-1713.
- Sturm, M., Gems, B., Keller, F., Mazzorana, B., Fuchs, S., Papatoma-Köhle, M., Aufleger, M. (2018a). Experimental analyses of impact

- forces on buildings exposed to fluvial hazards. *Journal of Hydrology*, 565, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.07.070>
- Sturm, M., Gems, B., Keller, F., Mazzorana, B., Fuchs, S., Papathoma-Köhle, M., Aufleger, M. (2018b). Understanding impact dynamics on buildings caused by fluvial sediment transport. *Geomorphology*, 321, 45-59. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.08.016>
- Van Dijk, M., Postma, G., Kleinhans, M.G. (2009). Autocyclic behaviour of fan deltas: an analogue experimental study. *Sedimentology*, 56(5), 1569-1589. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01047.x>
- Van Dijk, M., Postma, G., Kleinhans, M.G., Kraal, E. (2012). Contrasting morphodynamics in alluvial fans and fan deltas: effect of the downstream boundary. *Sedimentology*, 59(7), 2125–2145. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01337.x>
- Wagenaar, D.J., De Bruijn, K.M., Bouwer, L.M., De Moel, H. (2016). Uncertainty in flood damage estimates and its potential effect on investment decisions. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(1), 1-14. <https://doi.org/10.5194/nhess-16-1-2016>
- Whipple, K.X., Parker, G., Paola, C., Mohrig, D. (1998). Channel dynamics, sediment transport, and the slope of alluvial fans: Experimental study. *Journal of Geology*, 106(6), 677-693. <https://doi.org/10.1086/516053>
- Yuill, R.S. (1971). The Standard Deviation Ellipse; An Updated Tool for Spatial Description. *Geografiska Annaler: Series B, Human Geography*, 53(1), 28-39. <https://doi.org/10.1080/04353684.1971.11879353>

Recibido el 31 de julio de 2021

Aceptado el 29 de marzo de 2023

Supplementary material

A1. Calculation of Standard Deviation Ellipses (SDEs)

To calculate an SDE, first, the centre of the exposure index distribution for every experiment was determined. To explain the employed procedure, let us consider a single exposure map and the origin of the Cartesian coordinate system (x, y) centred at the fan apex α . The longitudinal fan axis is the x-axis of the Cartesian coordinate system (x, y) . Then, every pixel k can be considered as a point feature that has three main attributes: the two coordinates of the pixel centre (x_k, y_k) and the assigned value of exposure index (i) ranging from 0 to 8.

Every pixel centre is considered as the statistical unit of a population of n units, where n is the total number of pixels inside the fan area, and outside the channel ($n = px_{tot}$). The coordinates of the centre of the population, the mean centre, is calculated as the weighted mean of the coordinates of the n points inside the fan:

$$(x_c, y_c) = \left(\sum_{k=1}^n x_k w_k, \sum_{k=1}^n y_k w_k \right) \quad (1)$$

Where: n is the total number of pixels, x_k and y_k are the coordinates of the k^{th} pixel's centre and w_k is the weight of the k^{th} pixel, calculated as the ratio between its exposure index and the sum of the exposure indices considering the whole set of pixels:

$$w_k = \frac{i_k}{\sum_{k=1}^n i_k} \quad (2)$$

The spatial dispersion of the distribution can be measured by calculating the standard distance (d) (Bachi, 1963) which depends on w_k and the distance of each point from the centre (d_k):

$$d = \sqrt{\sum_{k=1}^n w_k d_k^2} \quad (3)$$

$$d_k = \sqrt{(x_k - x_c)^2 + (y_k - y_c)^2} \quad (4)$$

The spatial dispersion of the exposed pixels can also be assessed by d^2 , termed the distance-variance, which can be easily decomposed into the two-directional variances σ_x^2 and σ_y^2 .

Also, σ_x and σ_y are the quadratic mean errors in the two directions of the spatial distribution. These two parameters depend on the direction of the reference axes used for their calculation, and they change by rotating them. However, since:

$$d^2 = \sigma_x^2 + \sigma_y^2 = \sigma_{x'}^2 + \sigma_{y'}^2, \quad (5)$$

it is possible to find a couple of perpendicular axes (x', y') crossing each other at the mean centre that sets the correlation between the coordinates of the sample units to zero. This coordinate system forms an angle φ with the original coordinate system (x, y) that can be calculated as follows:

$$\varphi = \frac{1}{2} \arctan \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_x^2 - \sigma_y^2} \quad (6)$$

Where:

$$\sigma_{xy} = cov(x_k, y_k) = \sum_{k=1}^n w_k (x_k - x_c)(y_k - y_c) \quad (7)$$

Thus, the directional variances can be written to the new coordinates system as follows:

$$\sigma_{x'}^2 = \sigma_x^2 \cos^2 \varphi + \sigma_y^2 \sin^2 \varphi + 2\sigma_{xy} \sin \varphi \cos \varphi \quad (8)$$

$$\sigma_{y'}^2 = \sigma_y^2 \cos^2 \varphi + \sigma_x^2 \sin^2 \varphi - 2\sigma_{xy} \sin \varphi \cos \varphi \quad (9)$$

Finally, from these parameters, the quadratic mean errors ($\sigma_{x'}$, $\sigma_{y'}$) can be obtained in the new coordinate system, which also represents the two axes of the Standard deviation ellipses (SDEs).

Practically, the SDE analysis was conducted using the spatial analysis tool contained in ArcMapTM that extracts SDEs directly from

the *EP* maps. Once the whole set of *EP* maps have been processed applying this technique, and the SDEs have been obtained, the geometrical parameters of the SDEs can be used to spatially characterize the exposure probability distribution. Firstly, an analysis of the centres of the SDEs was performed, providing clues concerning the variation of the geographical “gravity centre” of the studied spatial variate (the exposure probability) according to the imposed experimental conditions. The operation consists of transposing the SDEs’ centres coordinates (x_c, y_c) onto a

Cartesian axis system where the origin is set at the fan apex.

Secondly, the minor and major axes are assessed and, as a function of these geometrical parameters, the eccentricities e of the SDEs are computed. It describes the degree of similarity of the ellipse to a circle, comparing major and minor axes (σ'_x and σ'_y) using the following expression:

$$e = \sqrt{1 - \frac{\sigma'_y{}^2}{\sigma'_x{}^2}}, (\sigma'_x > \sigma'_y) \quad (10)$$

S2. Probability of Exposure Maps in relation to the Number of Repetitions

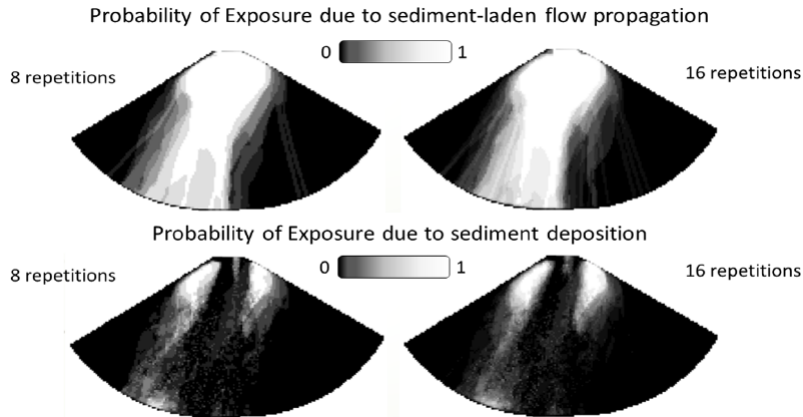


Figure S1. Similarity of the spatial patterns of Probability of Exposure due to sediment-laden flow propagation (see the two upper maps) and due to sediment deposition only (see the two lower maps) obtained on a small-scale alluvial fan with 8 and 16 repetitions, respectively (Florin, unpublished).

Figura S1. Similitud de los patrones espaciales de la Probabilidad de Exposición debido a la propagación del flujo cargado de sedimentos (ver los dos mapas superiores) y debido a la deposición de sedimentos únicamente (ver los dos mapas inferiores) obtenidos en un abanico aluvial a pequeña escala con 8 y 16 repeticiones, respectivamente (Florin, inédito).

A3. Spatialized Results

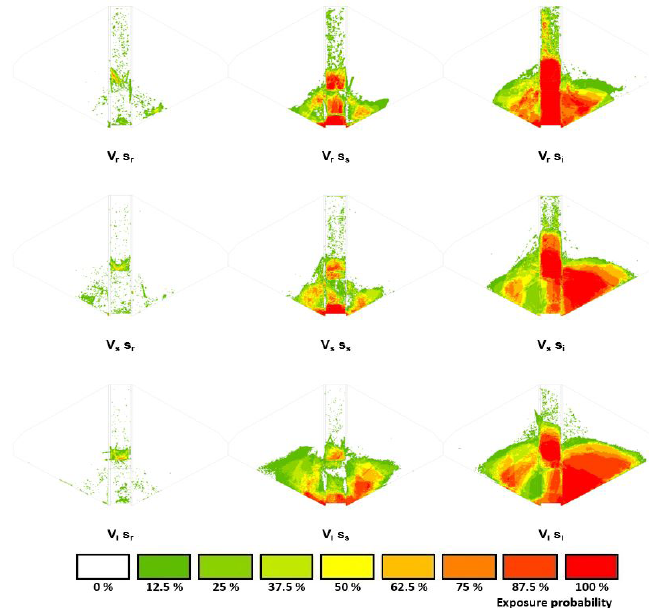


Figure S2. Exposure probability maps relative to the sediment exposure (E_s), Layout 0 and fully opened water release mode for the entire set of imposed loading conditions (i.e. values of the variables V and s).

Figura S2. Mapas de probabilidad de exposición relativos a la exposición de sedimentos (E_s), diseño 0 y modo de descarga de agua completamente abierto para todo el conjunto de condiciones de carga impuestas (es decir, valores de las variables V y s).

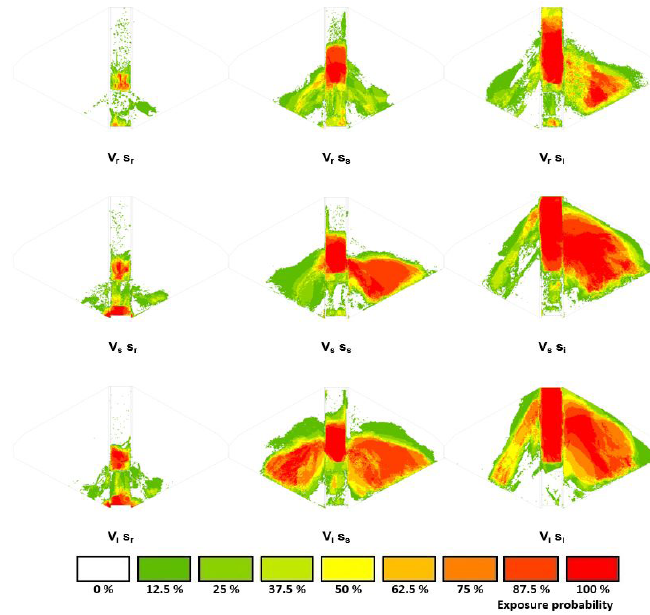


Figure S3. Exposure probability maps relative to the sediment exposure (E_s), Layout 0 and half-opened water release mode for the entire set of imposed loading conditions (i.e. values of the variables V and s).

Figura S3. Mapas de probabilidad de exposición relativos a la exposición de sedimentos (E_s), diseño 0 y modo de descarga de agua semiabierto para todo el conjunto de condiciones de carga impuestas (es decir, valores de las variables V y s).

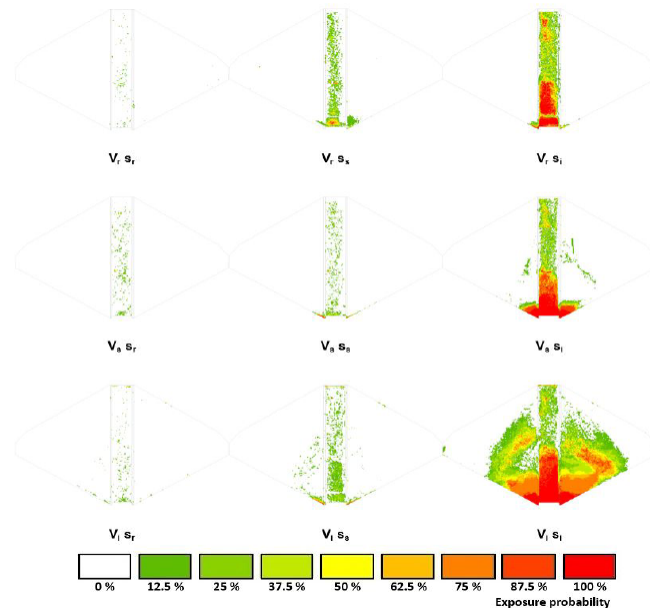


Figure S4. Exposure probability maps relative to the sediment exposure (E_s), Layout 1 and fully opened water release mode for the entire set of imposed loading conditions (i.e. values of the variables V and s).

Figura S4. Mapas de probabilidad de exposición relativos a la exposición de sedimentos (E_s), diseño 1 y modo de descarga de agua completamente abierto para todo el conjunto de condiciones de carga impuestas (es decir, valores de las variables V y s).

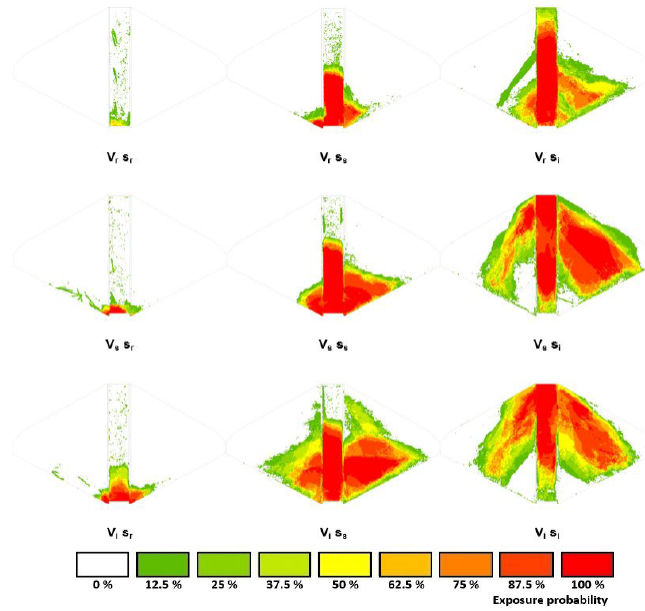


Figure S5. Exposure probability maps relative to the sediment exposure (E_s), Layout 1 and half-opened water release mode for the entire set of imposed loading conditions (i.e. values of the variables V and s).

Figura S5. Mapas de probabilidad de exposición relativos a la exposición de sedimentos (E_s), diseño 1 y modo de descarga de agua semiabierto para todo el conjunto de condiciones de carga impuestas (es decir, valores de las variables V y s).

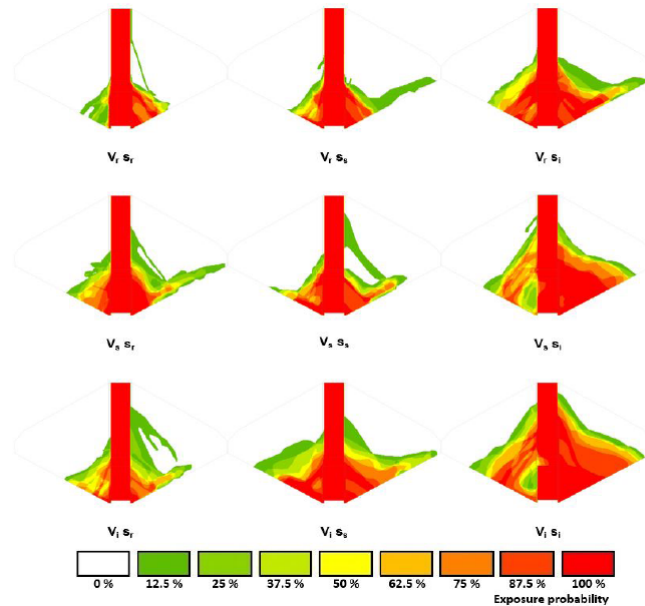


Figure S6. Exposure probability maps relative to the biphasic mixture exposure (E_{s+w}), Layout 0 and fully opened water release mode for the entire set of imposed loading conditions (i.e. values of the variables V and s).

Figura S6. Mapas de probabilidad de exposición relativos a la exposición generada por la mezcla bifásica (E_{s+w}), diseño 0 y modo de descarga de agua completamente abierto para todo el conjunto de condiciones de carga impuestas (es decir, valores de las variables V y s).

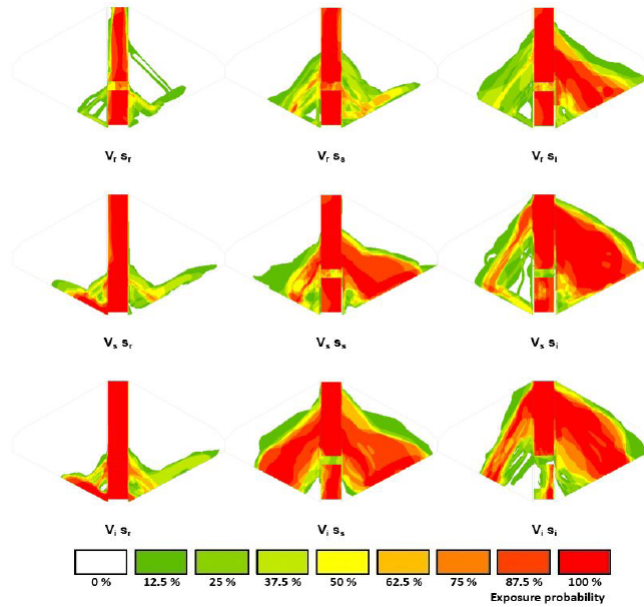


Figure S7. Exposure probability maps relative to the biphasic mixture exposure (E_{S+W}), Layout 0 and half-opened water release mode for the entire set of imposed loading conditions (i.e. values of the variables V and s).

Figure S7. Mapas de probabilidad de exposición relativos a la exposición generada por la mezcla bifásica (E_{S+W}), diseño 0 y modo de descarga de agua semiabierto para todo el conjunto de condiciones de carga impuestas (es decir, valores de las variables V y s).

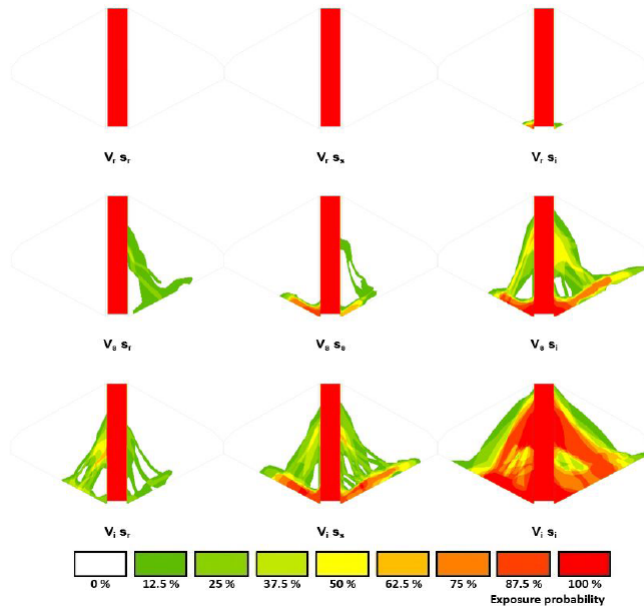


Figure S8. Exposure probability maps relative to the biphasic mixture exposure (E_{S+W}), Layout 1 and fully opened water release mode for the entire set of imposed loading conditions (i.e. values of the variables V and s).

Figure S8. Mapas de probabilidad de exposición relativos a la exposición generada por la mezcla bifásica (E_{S+W}), diseño 1 y modo de descarga de agua completamente abierto para todo el conjunto de condiciones de carga impuestas (es decir, valores de las variables V y s).

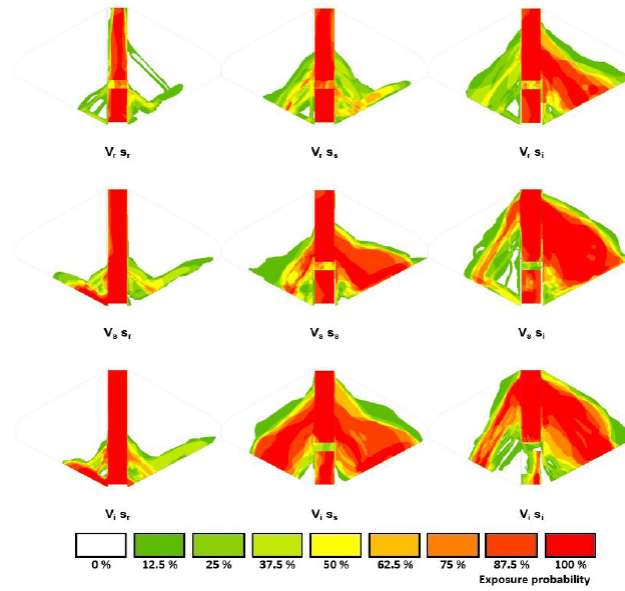


Figure S9. Exposure probability maps relative to the biphasic mixture exposure (E_{s+W}), Layout 1 and half-opened water release mode for the entire set of imposed loading conditions (i.e. values of the variables V and s).

Figura S9. Mapas de probabilidad de exposición relativos a la exposición generada por la mezcla bifásica (E_{s+W}), diseño 1 y modo de descarga de agua semiabierto para todo el conjunto de condiciones de carga impuestas (es decir, valores de las variables V y s).

Table S1. Correlation matrices of the Pearson’s coefficient values r_{xy} calculated between hazard (V, s, nlw) and exposure (E_s, E_{s+W}) variables for the whole set of considered loading conditions with Layout 0.

Tabla S1. Matrices de correlación con los valores del coeficiente de correlación de Pearson r_{xy} calculados entre las variables relativas a las condiciones de carga (V, s, nlw) y la exposición (E_s, E_{s+W}) para todo conjunto de condiciones experimentales con el diseño 0.

Layout 0, α_h	V	s	nlw	E_s	E_{s+W}	EP_{E_s}	$EP_{E_{s+W}}$
V	1	0	0.396	0.433	0.494	0.487	0.486
s	0	1	0.893	0.849	0.784	0.783	0.790
nlw	0.396	0.893	1	0.966	0.907	0.941	0.923
E_s	0.433	0.849	0.966	1	0.982	0.992	0.990
E_{s+W}	0.494	0.784	0.907	0.982	1	0.982	0.997
W	0.466	0.838	0.990	0.983	0.937	0.974	0.954
EP_{E_s}	0.487	0.783	0.941	0.992	0.982	1	0.992
$EP_{E_{s+W}}$	0.486	0.790	0.923	0.990	0.997	0.992	1

Layout 0, α_f	V	s	nlw	E_s	E_{s+W}	EP_{E_s}	$EP_{E_{s+W}}$
V	1	0	0.396	0.151	0.475	0.302	0.479
s	0	1	0.893	0.957	0.787	0.891	0.786
nlw	0.396	0.893	1	0.946	0.941	0.970	0.942
E_s	0.151	0.957	0.946	1	0.913	0.980	0.912
E_{s+W}	0.475	0.787	0.941	0.913	1	0.967	0.99998
W	0.300	0.845	0.935	0.960	0.955	0.988	0.955
EP_{E_s}	0.302	0.891	0.970	0.980	0.967	1	0.967
$EP_{E_{s+W}}$	0.479	0.786	0.942	0.912	0.99998	0.967	1

Table S2. Correlation matrices of the Pearson's coefficient values r_{xy} calculated between hazard (V, s, nlw) and exposure (E_s, E_{s+w}) variables for the whole set of considered loading conditions with Layout 1.

Tabla S2. Matrices de correlación con los valores del coeficiente de correlación de Pearson r_{xy} calculados entre las variables relativas a las condiciones de carga (V, s, nlw) y la exposición (E_s, E_{s+w}) para todo conjunto de condiciones experimentales con el diseño 1.

Layout 1, α_h	V	s	nlw	E_s	E_{s+w}	EP_{E_s}	$EP_{E_{s+w}}$
V	1	0	0.396	0.390	0.561	0.487	0.560
s	0	1	0.893	0.867	0.771	0.783	0.760
nlw	0.396	0.893	1	0.960	0.937	0.941	0.935
E_s	0.390	0.867	0.960	1	0.974	0.976	0.973
E_{s+w}	0.561	0.771	0.937	0.974	1	0.964	0.998
W	0.437	0.860	0.990	0.982	0.963	0.978	0.963
EP_{E_s}	0.487	0.783	0.941	0.976	0.964	1	0.963
$EP_{E_{s+w}}$	0.560	0.760	0.935	0.973	0.998	0.963	1

Layout 1, α_f	V	S	nlw	E_s	E_{s+w}	EP_{E_s}	$EP_{E_{s+w}}$
V	1	0	0.396	0.323	0.619	0.302	0.616
s	0	1	0.893	0.695	0.527	0.891	0.525
nlw	0.396	0.893	1	0.833	0.821	0.970	0.819
E_s	0.323	0.695	0.833	1	0.914	0.896	0.915
E_{s+w}	0.619	0.527	0.821	0.914	1	0.829	0.99997
W	0.400	0.582	0.784	0.983	0.950	0.836	0.951
EP_{E_s}	0.302	0.891	0.970	0.896	0.829	1	0.827
$EP_{E_{s+w}}$	0.616	0.525	0.819	0.915	0.99997	0.827	1

Table S3. Differences between correlation intensity with Layouts 0 and 1; >: difference between 0.1 and 0.2; >>: difference higher than 0.2; <: difference between -0.1 and -0.2; <<: difference lower than -0.2; ≈: difference between 0.1 and -0.1.

Tabla S3. Diferencias entre la intensidad de correlación considerando el diseño 0 y 1, respectivamente. >: 0.1 – 0.2; >>: mayor que 0.2; <: -0.1 – -0.2; <<: menor que -0.2; ≈: 0.1 – -0.1.

Layout 0 vs. 1			
Water release mode	Hazard variable	Exposure variable	
		E_s	E_{s+w}
α_f	V	<	<
		≈	≈
α_h	s	>>	>>
		≈	≈
α_f	nlw	>	>
		≈	≈



Los límites de la glaciación en el extremo oriental de la Cordillera Cantábrica: Montes del Somo (Burgos-Cantabria, N de España)

*Glaciation limits in the easternmost part of the Cantabrian Mountains:
Montes del Somo (Burgos-Cantabria, northern Spain)*

Santos-González, J.⁽¹⁾

(1) Dpto. de Geografía y Geología, Universidad de León.
Campus de Vegazana s/n, 24071 León (España). jsango@unileon.es

Resumen

Se presentan nuevos datos sobre la extensión del glaciario cuaternario en la zona oriental de la Cordillera Cantábrica, concretamente en los Montes del Somo, situados inmediatamente al oeste de los Montes de Valnera. En este sector se han localizado diversas formas, en especial morrenas, que han permitido reconstruir a grandes rasgos la extensión que tuvieron los glaciares. Durante el máximo avance, se formaron 4 lenguas de hielo de entre 2,5 y 8,5 km de longitud, con espesores de hasta 160 m en el valle del río Engaña, donde se reconocen 4 morrenas escalonadas. Los frecuentes deslizamientos en masa dificultan las reconstrucciones en algunos valles, como ocurre en el de Peñanegra. La altitud de la línea de equilibrio glaciario se situó en torno a 1200-1260 m durante la fase de máximo avance y fue muy semejante a la estimada en los Montes de Valnera. Este valor es muy bajo en el contexto peninsular y, tal como se ha señalado en trabajos sobre esa zona, debe relacionarse con unos niveles de precipitación muy elevados en este sector, como también ocurre actualmente. De hecho, se han observado estrías de nevero a cotas sensiblemente inferiores (1485 m) a las habituales en otros nichos de nivación de la Cordillera Cantábrica. La existencia de formas glaciares al sur de los Montes del Somo contrasta con su ausencia en la vertiente septentrional, lo que resalta la importancia que los factores topoclimáticos locales tienen en la acumulación de la nieve y en la génesis de glaciares.

Palabras clave: Glaciario, Línea de equilibrio glaciario, Cordillera Cantábrica, Montes del Somo.

Abstract

New data about glacial extension in the eastern part of the Cantabrian Mountains (Montes del Somo) are presented. This area is located just to the west of the Valnera mountains. In this sector several glacial landforms, as moraines, allow to reconstruct past glacial extension. During the maximum advance, four glacial



tongues 2.5 to 8.5 km long and up to 160 m thick were formed. In the Engaña valley four stages of moraines are present. Some landslides difficult glacial reconstructions in some valleys, as Peñanegra. The equilibrium line altitude was located at 1200-1260 m during the maximum glacial advance, a very similar value than in the Valnera mountains. This altitude is very low in the Iberian Peninsula context and, as has been pointed out in previous works, were probably related with very high precipitation values, as today occurs. Also, recent snow striae has been observed at lower altitudes (1485 m) than in other snowpatches of the Cantabrian Mountains. The existence of glacial landforms in the southern slope of Montes del Somo contrast with its absence in the northern slope. This factor stands out the importance of the local topoclimatic factors on snow accumulation and glacial development.

Key words: Glacial landforms, Equilibrium line altitude (ELA), Cantabrian Mountains, Montes del Somo.

1. Introducción

Durante las fases frías del Cuaternario, las montañas del sur de Europa se cubrieron de numerosos glaciares de circo, de lengua y pequeños campos de hielo que esculpieron sus sectores más elevados (Palacios *et al.*, 2022). En la Península Ibérica los glaciares afectaron en mayor o menor medida a las principales cadenas montañosas (Oliva *et al.*, 2022a). En general, los valores de la altitud de la línea de equilibrio glaciar (ELA, *Equilibrium Line Altitude*) ascendían de norte a sur y de oeste a este, desde unos 1000 m en las zonas más húmedas, como en el extremo noroeste de la Península, hasta unos 2500 m en el entorno de Sierra Nevada (Schmitz, 1969; Pérez-Alberti *et al.*, 2004; Oliva *et al.*, 2022a). Sin embargo, ese esquema general es más complejo, puesto que las variaciones de la ELA fueron muy significativas entre algunas zonas cercanas. Por ejemplo, dentro de la Cordillera Cantábrica, hubo una diferencia de hasta 1000 m, situándose próxima a 1100 m de altitud en las áreas más húmedas actualmente, y en torno a los 2000 m en las zonas más secas del extremo meridional de la cordillera, como algunas sierras de León y Palencia (Santos-González *et al.*, 2013).

Algunos de los focos glaciares a menor altitud se situaron en las sierras del oeste de Galicia (Valcárcel y Pérez-Alberti, 2022) y norte de Portugal (Pérez-Alberti, 2022), como el Xistral, Oribio, Faro de Avión, Peneda (Santos *et al.*, 2015) o Gerês (Schmidt-Thomé, 1973;

Coudé *et al.*, 1983; Brum Ferreira *et al.*, 1992; 2000; Santos *et al.*, 2017). En ellas se pueden encontrar restos glaciares de cierta entidad, a pesar de que las cumbres no alcanzan, o solo puntualmente, los 1500 m y, en algunos casos, ni los 1200 m.

Las otras sierras con glaciario a baja altitud se encuentran en el extremo oriental de la Cordillera Cantábrica y los Montes Vascos (Serrano *et al.*, 2022). En esta última zona, en macizos como Aralar (Gómez de Larena, 1948; Kopp, 1963; Bordonau *et al.*, 1992; Ugarte, 1992; Rico Lozano, 2011) o Gorbeia (Schmidt-Thomé, 1973), se han reconocido formas glaciares a pesar de que no alcanzan los 1500 m de altitud. Sin embargo, es el entorno de Castro Valnera el que presenta un glaciario de mayores dimensiones, con restos de varias lenguas glaciares (Serrano y Gutiérrez, 2002; Frochoso *et al.*, 2013; Serrano, *et al.*, 2013a; 2013b; 2015a; 2017; 2022), destacando la del valle del Trueba, donde aparece un complejo morrénico muy bien desarrollado a solo 750 m de altitud y a más de 15 km de la zona culminante (Serrano, 1996; Turu i Michels *et al.*, 2007), que solo puntualmente rebasa los 1600 m. En ese sector, la ELA se situó en torno a los 1200 m (Serrano y Gutiérrez, 2002; Santos-González *et al.*, 2013; Serrano *et al.*, 2013a; 2013b; 2015a; 2017). La presencia de restos glaciares a baja altitud en los Montes de Valnera ha atraído la atención de numerosos investigadores que han estudiado los valles del Trueba, del Miera y del Asón. Sin embargo, y a pesar de los numerosos traba-

el norte de la provincia de Burgos y el sur de Cantabria (Fig. 1). Tienen su límite occidental en el Puerto del Escudo, mientras que el límite oriental es más difuso, limitando con los Montes de Valnera en el entorno del Puerto de Estacas de Trueba (Fig. 1). Ese sector incluye como cumbres más destacadas El Coto (1500 m), Motas del Pardo (1415 m), La Marruya (1393 m) y el Otero Mayor (1200 m). Hacia el este, incluimos en los Montes del Somo la también denominada Sierra de los Morteros, situada entre los ríos Engaña y Trueba y la depresión de Sotoscueva. En este cordal se localiza la cumbre más elevada, el Nevero del Polluelo (1513 m), así como otras destacadas (Churra, 1497 m; Zurrusuela, 1381 m; Carrascosa, 1358 m). De ese sector oriental (Sierra de los Morteros) solo se ha analizado en detalle la vertiente sur, ya que la norte se ha abordado en los estudios previos de glaciario del valle del Trueba (Serrano y Gutiérrez, 2002; Serrano *et al.*, 2013a; 2013b; 2015a; 2022). En conjunto, el área de estudio comprende unos 135 km².

Los Montes del Somo actúan, en gran parte, de divisoria de aguas entre la vertiente cantábrica (Cantabria) y la cuenca del Ebro (Burgos), con una fuerte disimetría de pendientes, mucho más acusadas en la primera que en la segunda. Hacia la vertiente cantábrica discurren los ríos Pas y sus afluentes (Aján, Tejada, Barcelada, Troja). En esta vertiente los valles de los ríos se encajan muy rápidamente, descendiendo a 300 m de altitud en solo 7-8 km. Por el contrario, la vertiente sur (cuenca del Ebro) es más tendida, con los fondos de los valles situados a 700-800 m de altitud, aunque generando un relieve claramente montañoso, con valles de notable pendiente y que forman conos de cierta entidad a la salida de la cuenca (Hazera, 1968). En esta vertiente destacan los ríos Nela, Engaña y Trema, así como pequeños afluentes de los mismos, como el río Cueva, que tras penetrar en el sumidero de Ojo Guareña forma uno de los conjuntos kársticos más importantes de la Península Ibérica (Karampaglidis *et al.*, 2022).

El sustrato rocoso data del Cretácico inferior, con predominio de areniscas y algunos afloramientos calcáreos. La mayor diversidad geológica aparece en el valle del Engaña, donde predominan areniscas y lutitas del Aptiense y el Albiense, que alternan con algunos afloramientos calcáreos del complejo urgoniano (Pujalte *et al.*, 2004) en la cabecera del valle y, más raramente, margas. Los mismos materiales aparecen en la vertiente cantábrica y en la cabecera del río Nela, si bien los afloramientos calcáreos son más escasos. Por su parte, en los valles de San Miguel y Peñanegra aparece una alternancia de areniscas y lutitas de la Fm. Balmaseda (Cenomaniense-Albiense) (Robador Moreno *et al.*, 2014). Todas estas formaciones aparecen en estructura monoclinial, buzando hacia el sudeste (Hazera, 1968; Ortega Valcárcel, 1974), lo que genera un escarpe de grandes dimensiones hacia la vertiente norte, acentuado por la gran diferencia de nivel de base de los ríos de ambas vertientes. En las zonas calcáreas se encuentran algunas manifestaciones kársticas, destacando la presencia de dolinas y torcas, si bien el desarrollo es mucho menor que en los Montes de Valnera (Ruiz García y Edelweiss, 2011). Por otra parte, las condiciones litológicas y las pendientes favorecen la presencia de numerosos deslizamientos de dimensiones muy variadas y que generan algunas singularidades paisajísticas, como el paraje de Las Callejuelas.

El clima es oceánico, con transición al clima mediterráneo, que aparece en el extremo meridional. Las precipitaciones al pie de la sierra se sitúan en torno a los 1700 mm en la vertiente norte y de 1000-1300 mm en la vertiente sur (Ortega Villazán y Morales Rodríguez, 2015), con valores que superan los 3000 mm en el entorno de la divisoria y que pueden rebasar los 3500 mm en algunos sectores (Romero León *et al.*, 2022). Las nevadas son relativamente frecuentes por encima de unos 1200 m, si bien la persistencia de la misma es significativa solo por encima de unos 1400 m, donde algunos neveros pueden perdurar hasta comienzos del verano.

3. Metodología

Mediante trabajo de campo, se han reconocido sobre el terreno las formas de relieve existentes en toda el área de estudio y se han analizado las secciones visibles de diversos depósitos, tanto glaciares como no glaciares.

Para la realización de cartografía, se ha utilizado el software ArcMap 10.8 (ESRI). Las formas de relieve, principalmente las de origen glacial, se han delimitado sobre cartografía digital de detalle, ortofotografías del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) y modelos digitales del terreno (MDT) de 2 m y 5 m, todo ello disponible a través del portal del Instituto Geográfico Nacional <https://centrodedescargas.cnig.es/>. Los MDT se han utilizado para la realización de perfiles transversales de los valles estudiados con ArcMap.

Con los datos obtenidos en campo, se han realizado reconstrucciones de los paleoglaciares, estimando sus dimensiones. La hipsometría de los paleoglaciares ha sido dibujada manualmente a partir de los datos geomorfológicos, utilizando un intervalo altitudinal de 25 m. Todo ello ha permitido estimar la ELA utilizando el método *Area Altitude Balance Ratio* (AABR) (Furbish y Andrews, 1984; Rea, 2009; Pearce *et al.*, 2017), con el apoyo de la herramienta desarrollada por Pellitero *et al.* (2015) (con intervalos de 10 m) para la reconstrucción de paleo ELAs, utilizando los valores de AABR de 1,56 y 1,29 propuestos por Oien *et al.* (2021) a nivel global y para los Alpes respectivamente.

Para la estimación de la ELA también se han utilizado el método MELM (*Maximum Elevation of Lateral Moraine*) (Lichtenecker, 1938), que tiene en cuenta la altitud máxima de las

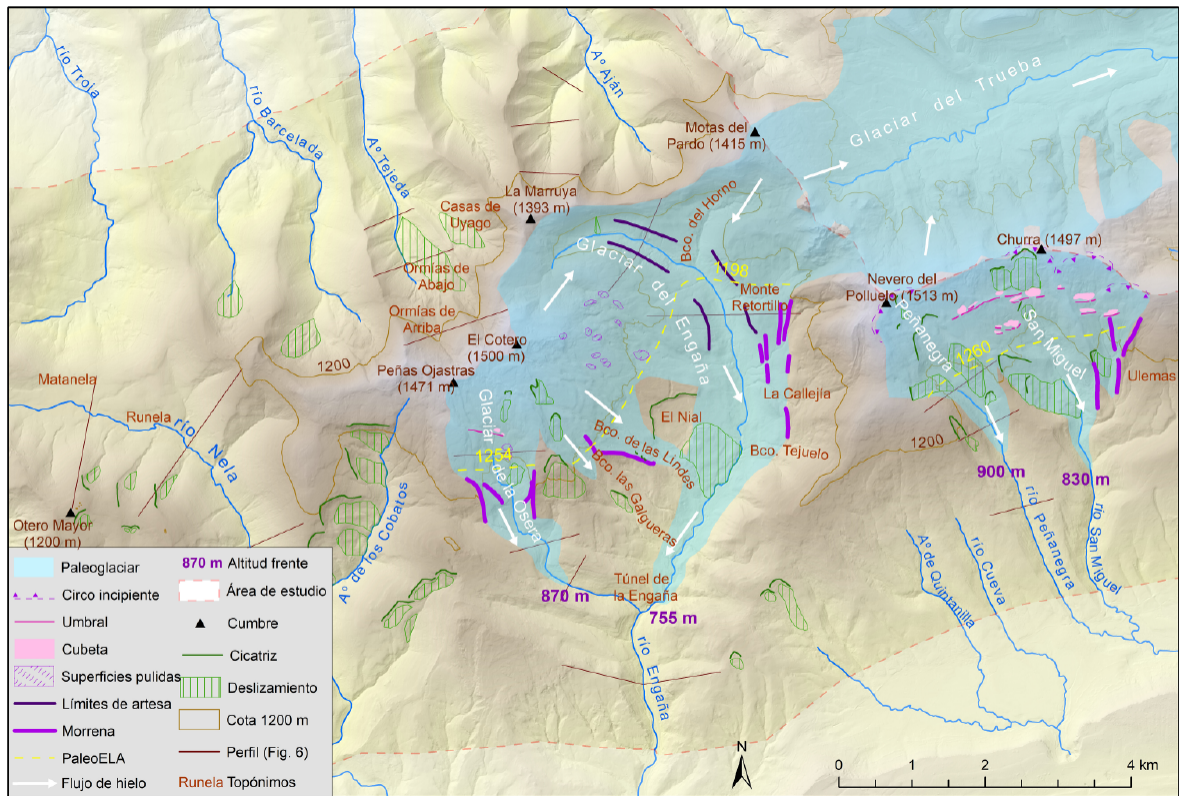


Figura 2. Esquema geomorfológico con la localización de las principales formas glaciares, deslizamientos, la extensión estimada de los glaciares y la ELA.

Figure 2. Geomorphological map showing main glacial landforms, landslides, estimated paleoglacier surfaces and the ELA.

morrenas laterales, y el método THAR (*Toe-to-headwall altitude ratio*), que sitúa la ELA en la altitud intermedia entre el punto más alto y el más bajo del glaciar, si bien, por su escasa precisión, este último puede ser considerado más un Índice de Elevación Glaciar (Benn y Lehmkuhl, 2000).

4. Resultados

4.1. Valles con restos glaciares

Se han localizado restos glaciares en 4 valles de la zona de estudio: Engaña, Barranco de la Osera, San Miguel y Peñanegra (Fig. 2). En el resto de los Montes del Somo no se han

encontrado evidencias claras de glaciación, aunque no se descarta que algunos de ellos pudieran tener hielo, como se discute más adelante.

4.1.1. Valle del Engaña y Barranco de la Osera

El valle del río Engaña es el de mayores dimensiones de la zona analizada y el que tenía mejores condiciones topográficas para la acumulación de nieve, debido a que presenta una mayor superficie de escasa pendiente a cotas por encima de 1200 m. La presencia de numerosos deslizamientos en diversos lugares del valle dificulta la delimitación precisa de la extensión que tuvieron los glaciares, pero existen huellas bastante rotundas:

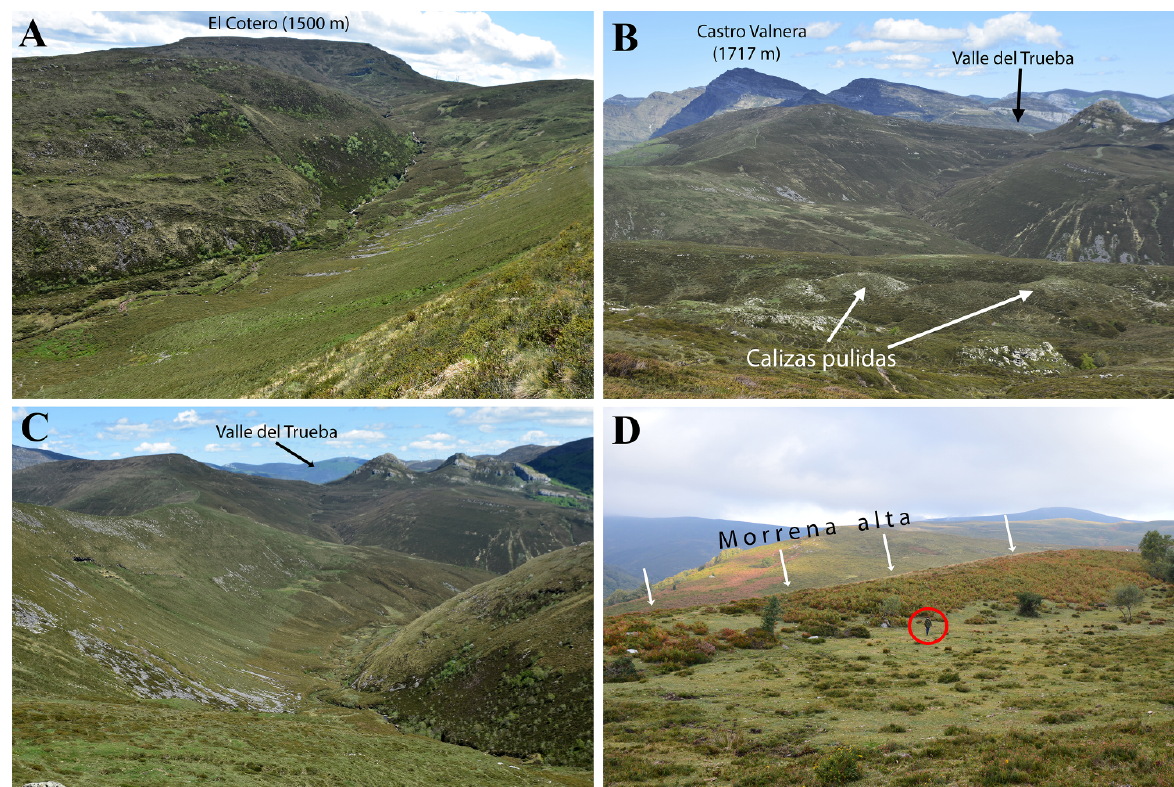


Figura 3. A) Cabecera del valle del Engaña e inicio del valle en forma de U. B) Vista desde El Coter de la cabecera del Engaña. Se puede observar el modelado glaciar, con formas suaves y umbrales pulidos. C) Tramo alto del río Engaña y collado de transfluencia que lo conectaría con el glaciar del Trueba. D) Morrena lateral izquierda del Engaña en el entorno de La Callejía. Nótese una persona (círculo rojo) como escala.

Figure 3. A) Upper part of the Engaña valley and the glacial valley initial. B) View from El Coter of the Engaña headwaters. Glacier landforms can be observed, including polished thresholds. C) Upper Engaña glacial trough and ancient transfluence from the Trueba valley. D) Left lateral moraine of the Engaña valley in La Callejía. One person (red circle) as scale.

- La zona más elevada, en torno al pico del Cotero (1500 m) y hasta los 1250 m de altitud, presenta una morfología suave, con formas redondeadas y pequeñas zonas sobre excavadas ocupadas por turberas, pero sin cubetas destacadas (Fig. 3A). No existen circos ni sedimentos glaciares, pero los afloramientos de calizas aparecen pulidos y se observa un retoque glaciario generalizado del conjunto (Fig. 3B).
- Por debajo de los 1250 m, y hasta los 970 m, en la confluencia con el Barranco del Horno, se desarrolla una marcada artesa glaciar durante casi 2,5 km (Fig. 3C), con hombreras unos 100 m por encima del valle. La artesa está incidida en algunos sectores por el curso de agua que la recorre.
- A partir de ese punto, la artesa glaciar se amplía notablemente, si bien la densa cubierta vegetal y la presencia de deslizamientos enmascara las formas. Especialmente significativo es un gran deslizamiento traslacional en la margen derecha (El Nial), de unas 110 ha (Fig. 2). En la margen izquierda del valle, en el Monte Retortillo, aparecen cuatro morrenas laterales escalonadas entre 90 y 160 m sobre el fondo de valle actual (Fig. 2; Fig. 3D). Las tres morrenas superiores tienen una longitud de algo más de 500 m y una altura de entre 5 y 10 m, estando la tercera cortada por un pequeño barranco, mientras que la morrena más baja es menos prominente y tiene poco más de 200 m de longitud. Las morrenas presen-

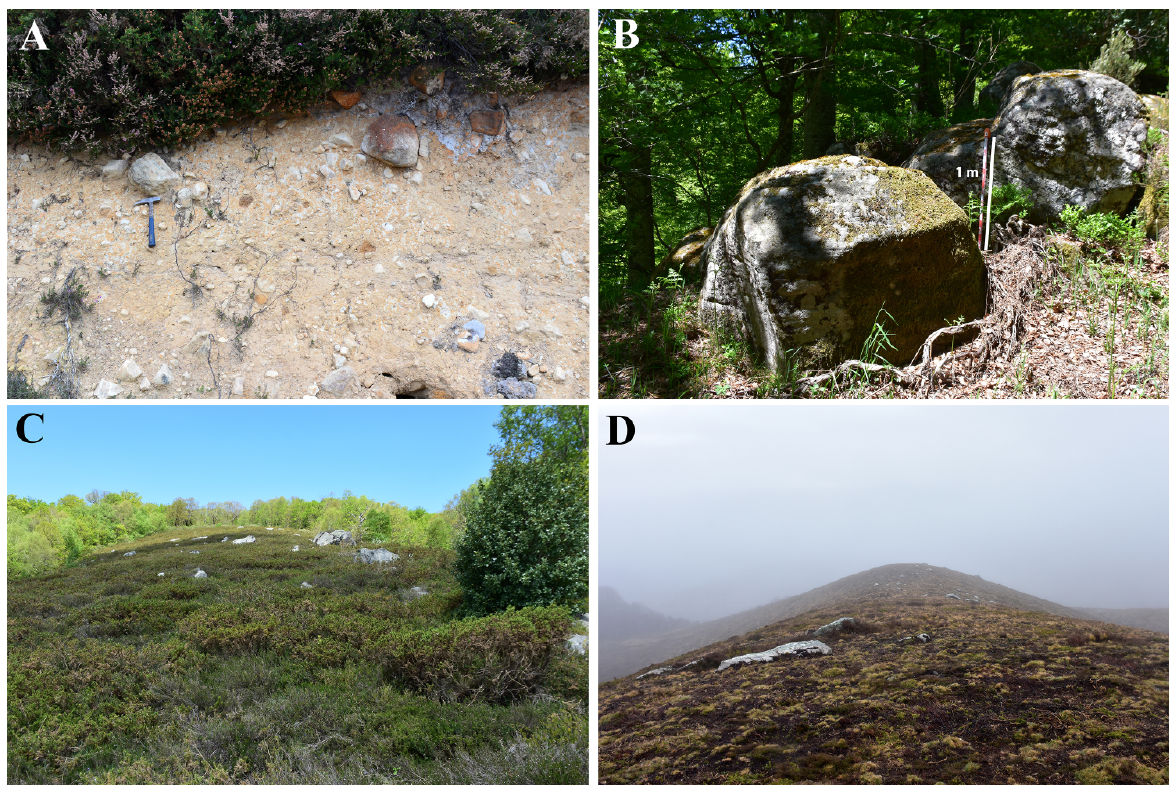


Figura 4. A) Corte de la morrena en La Callejía. Un martillo de geólogo como escala. B) Grandes bloques en la cresta de la morrena del Barranco de las Lindes (afluente del Engaña). C) Morrena lateral izquierda del Barranco de las Galgueras (afluente del Engaña). D) Morrena lateral derecha del Barranco de la Osera.

Figure 4. A) Moraine section in La Callejía. Geologist's hammer as scale. B) Large boulders on the crest of the moraine of the Barranco de las Lindes (tributary of the Engaña). C) Left lateral moraine of Las Galgueras valley (Engaña tributary). D) Right lateral moraine of La Osera valley.

tan algunos bloques aislados de grandes dimensiones, tanto de calizas como de areniscas, pero no son abundantes, y no presentan cortes visibles. Del nivel superior hay otros tramos donde se preserva la morrena y, en el extremo meridional de la misma, cerca del Barranco del Tejuelo, en la pista de acceso a La Callejía, hay un corte visible que permite ver la estructura interna del till (Fig. 4A), interpretado así por ser un diamictón muy cementado por matriz fina y que incluye bloques, en algunos sectores de grandes dimensiones, y presencia de algunas estrías.

En la margen derecha, no se han encontrado morrenas laterales del valle principal, pero sí al sur del Barranco de las Lindes, donde una morrena de unos 700 m de longitud, situada entre 1180 y 1040 m de altitud, indica un aporte lateral desde la vertiente sureste de El Coter. Esta morrena incluye numerosos bloques de areniscas de grandes dimensiones (de hasta más de 2 m de eje mayor) (Fig. 4B) y en algunos sectores está afectada por pequeños deslizamientos. Además, existen pequeños lomos morrénicos menos destacados en la cabecera del Barranco de las Galgueras (Fig. 4C).

- Aguas abajo del Barranco de las Lindes no se han encontrado morrenas evidentes, pero sí aparece un depósito con matriz fina y grandes bloques en la pista de acceso a Las Galgueras, unos 20 m por encima del río Engaña. Debido a las escasas dimensiones de la sección visible el corte no ha podido analizarse en profundidad, pero sus características apuntan a un probable origen glaciar. Además, el valle en ese sector presenta una forma relativamente amplia hasta las proximidades del Túnel de la Engaña, a 755 m de altitud, punto a partir del cual la morfología del valle se modifica sustancialmente, pasando a ser un valle más encajado (Fig. 5), lo que tomamos como un indicador de la posición que tuvo el frente glaciar.

En cuanto al Barranco de la Osera, afluente del Engaña, presenta en cabecera una morfología

irregular, con pequeñas áreas sobre excavadas y un retoque glaciar generalizado, con algunos afloramientos pulidos. Pero lo más destacado es que en él se conservan dos magníficas morrenas laterales en ambas márgenes, entre 1230 y 1100 m de altitud (Fig. 4D). Ambas lomas tienen numerosos bloques de areniscas de hasta 2 m de eje mayor. La morrena lateral derecha, de algo más de 600 m de longitud, es especialmente destacada, con una prominencia de unos 20 m en el sector superior, mientras que se va desdibujando en su parte baja, donde la pendiente del valle aumenta significativamente. Lo mismo ocurre en la morrena lateral izquierda, de similar longitud y que se conserva mucho mejor en el sector superior, de pendiente más suave, que en el inferior. Además, existe otra pequeña morrena interna de unos 350 m de longitud en la margen derecha, que presenta igualmente numerosos bloques de arenisca y también va siendo menos marcada según aumenta la pendiente general de la ladera en la que se ubica.

En cuanto al perfil del valle, éste presenta una morfología suave y amplia en cabecera, con forma de U y un valle relativamente amplio para la fuerte pendiente general hasta unos 870 m de altitud, cota a partir de la cual el valle se estrecha notablemente hasta su confluencia con el río Engaña (Fig. 5).

4.1.1. Valles de Peñanegra y San Miguel

Estos dos valles tienen su cabecera más al sur de la divisoria cantábrica, lindando por el norte con la cabecera del valle del Trueba y el valle de Rioseco, siendo ambos afluentes del río Trema. La parte más elevada de estos valles presenta formas glaciares relativamente bien conservadas, aunque con numerosos deslizamientos, que afectan especialmente al valle de Peñanegra (Fig. 2).

La cabecera del valle de San Miguel presenta, como ocurre en el valle del Engaña, un retoque glaciar generalizado entre el nivel de las cumbres (1360-1500 m) y unos 1250 m de altitud. En este caso, se puede hablar de un circo incipiente, en el que existen cubetas y umbra-

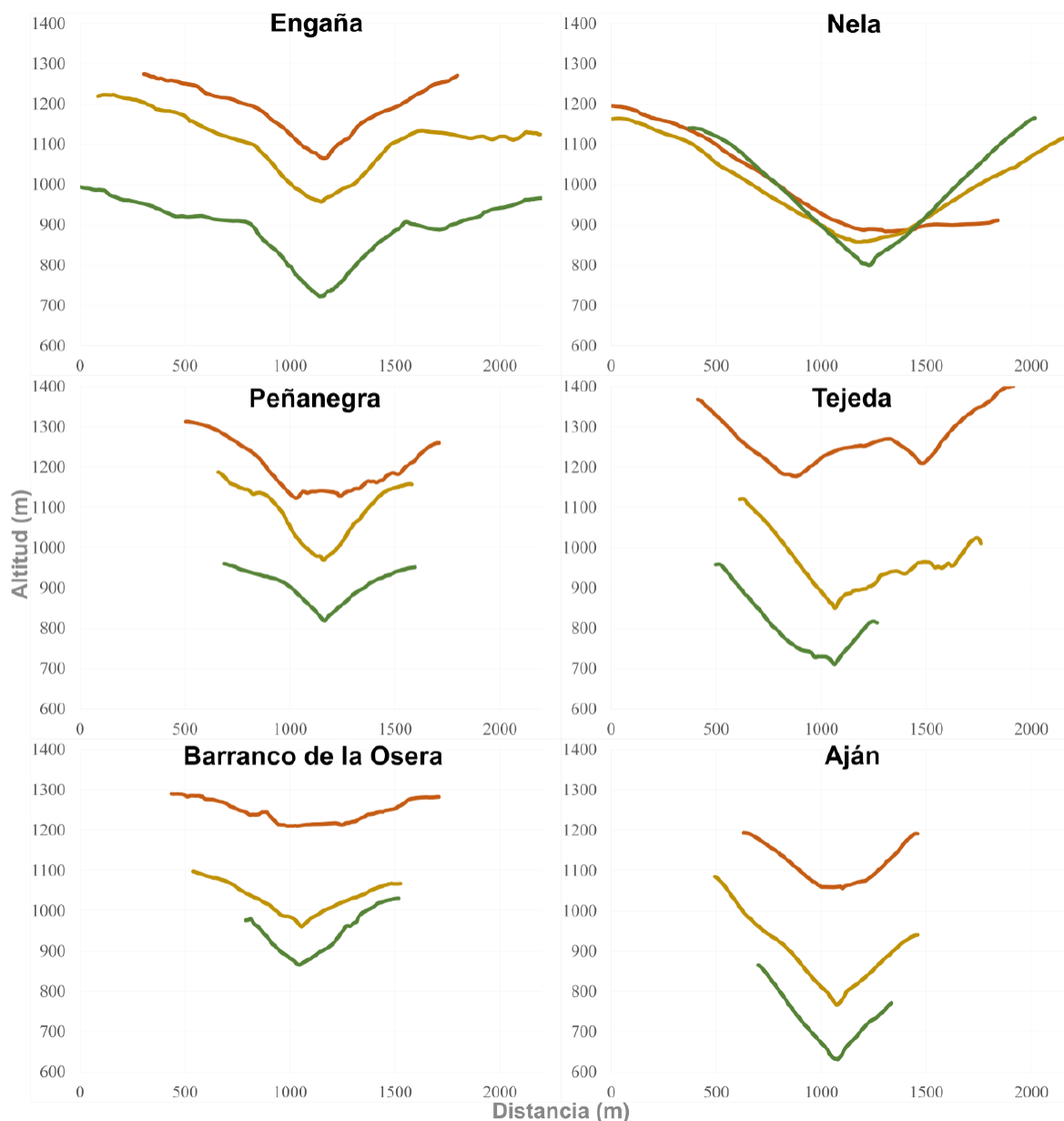


Figura 5. Perfiles transversales de seis valles de los Montes del Somo.
 Figure 5. Cross-sectional profiles of six valleys of the Montes del Somo.

les que aprovechan los cambios litológicos. Estas cubetas están ocupadas por pequeñas lagunas y, más frecuentemente, turberas. En el sector oriental del valle, se han localizado cuatro morrenas. Las dos inferiores arrancan a 1180 m y descienden hasta 1050 m de altitud (Fig. 6A). Las dos superiores se desarrollan

entre los 1260-1280 m y los 1170 m de altitud. Todas ellas presentan grandes bloques de areniscas y las dos inferiores están cortadas por una pista forestal que permite observar la estructura interna del depósito (Fig. 6B; Fig. 6C). Se trata de un diamictón matriz-soportado, muy compactado, que incluye cantos y blo-

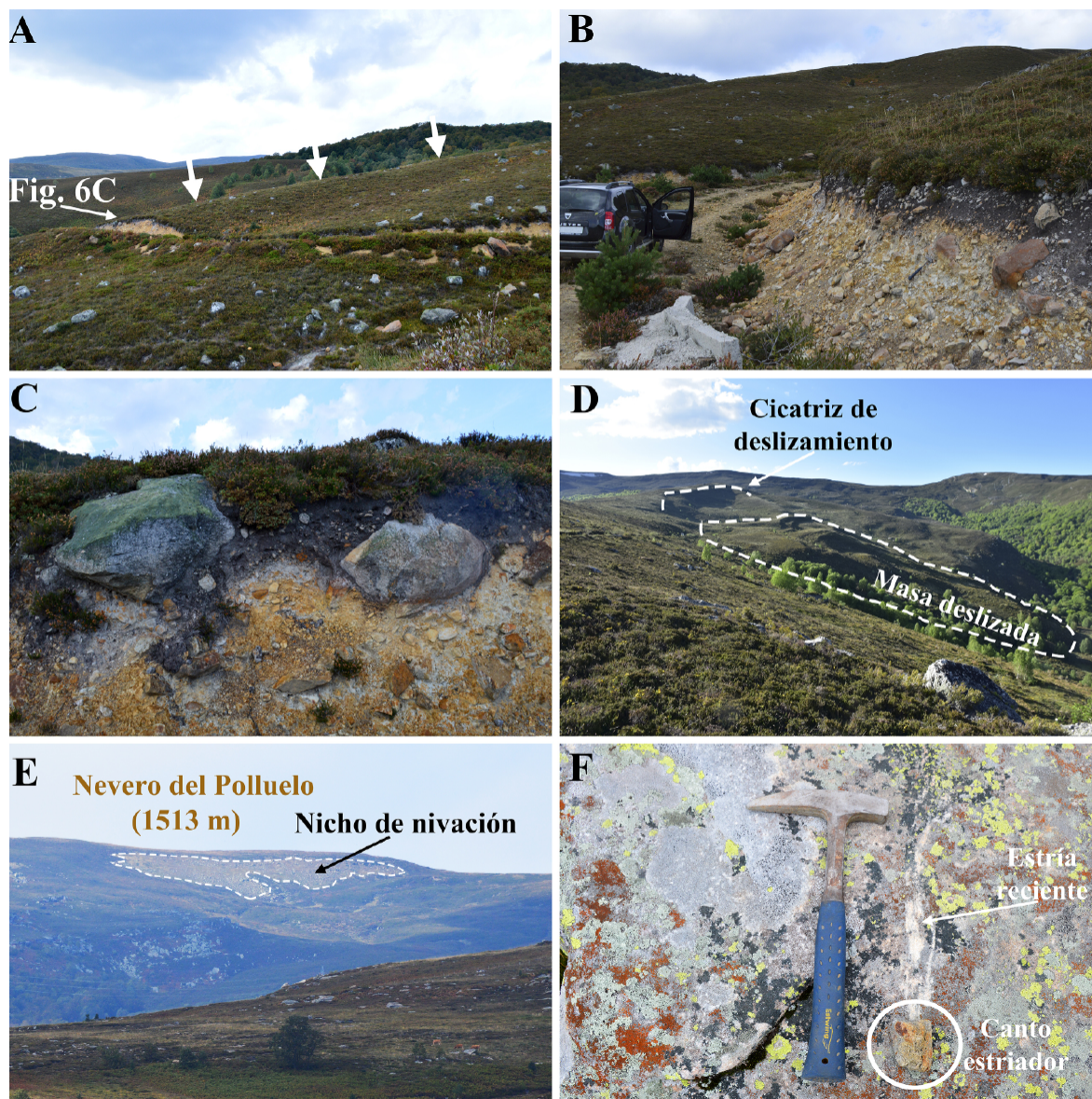


Figura 6. A) Morrena lateral en el valle de San Miguel. B) Morrenas en el sector oriental del valle de San Miguel. C) Corte en la morrena lateral del valle de San Miguel visible en la Figura 6A. D) Deslizamiento en la margen derecha de la cabecera del valle de San Miguel. E) Vista general del nicho de nivación del Nevero del Polluelo (1513 m). La ausencia de vegetación arbustiva indica la extensión habitual del nevero. F) Estría de nevero reciente en el nicho de nivación, a 1485 m de altitud.

Figure 6. A) Lateral moraine in the San Miguel valley. B) Moraines in the eastern sector of the San Miguel valley. C) Cut of the lateral moraine visible in Figure 6A. D) Landslide on the right side of the San Miguel head-valley. E) General view of Polluelo nivation hollow. The absence of shrubby vegetation indicates the usual snowpatch extension. F) Recent nival stria in Polluelo nivation hollow, at 1485 m of altitude.

ques sub-angulosos y sub-redondeados, de areniscas, algunos de hasta 2 m de eje mayor, y con presencia de estrías en algunos cantos. Ambas lomas arrancan a media ladera, sin que

existan cicatrices de deslizamiento por encima ni afloramientos rocosos destacados. Todos esos datos nos hacen descartar la interpretación de Karampaglidis *et al.* (2022), que cartoo-

grafían estas lomas como conos de derrubios, a pesar de su morfología (alargada y no en forma de cono), su estructura interna (diamictón que incluye desde grandes bloques a material muy fino), su localización (en las márgenes del valle y no al pie de escarpes) y su buena correlación en cuanto a altitud y posición respecto a otras morrenas próximas.

En el sector occidental del valle de San Miguel, a pesar de su mayor altitud, no hemos localizado morrenas, apareciendo un importante deslizamiento en masa en la margen derecha (de 34 ha) (Fig. 6D) y otros menos definidos en la ladera margen izquierda, que tiene una fuerte pendiente. En cuanto al fondo de valle principal, es significativo que presenta un encajamiento por debajo de los 830 m de altitud, mientras que aguas arriba el perfil, dentro de la fuerte pendiente general, es algo más abierto.

Respecto al valle de Peñanegra, la morfología por encima de los 1200 m, se caracteriza por un retoque glaciar generalizado similar al de San Miguel, pero sin cubetas ni umbrales bien definidos, con una red de drenaje múltiple, sin un curso principal claro. En conjunto puede hablarse de un circo incipiente que ocupa toda la cabecera, que incluye la cumbre más elevada de toda el área de estudio. En la vertiente sureste del Nevero del Polluelo existe un nicho de nivación que, en ocasiones, mantiene nieve hasta comienzos del verano. La dinámica actual del nicho de nivación queda en evidencia por la ausencia de vegetación arbustiva en la zona de mayor persistencia de la nieve (Fig. 6E) y por la presencia de estrías de nevero activas (Fig. 6F). Por debajo de unos 1200 m, el valle principal se define con mayor claridad y presenta una forma de U, aunque poco evidente y afectada por numerosos deslizamientos, especialmente en la margen derecha del valle, similares a los que existen en el valle de San Miguel. Por debajo de los 900 m de altitud, el valle pasa a estrecharse notablemente, en forma de V (Fig. 5), sin que se hayan encontrado más restos glaciares, mientras que aguas arriba de esa cota el perfil es bastante más amplio, en forma de U.

4.2. Otros valles sin signos evidentes de glaciación

4.2.1. Cabecera del río Nela y Arroyo de Cobatos

La cabecera del río Nela se sitúa en el entorno de Runela y Matanela, en la vertiente norte del Otero Mayor (1200 m). En este sector no se han localizado formas glaciares (Fig. 7A). En las cabeceras situadas al norte y este de esta cumbre, existen varios deslizamientos que ocupan la parte alta de los vallejitos (Fig. 2), pero no se han localizado formas ni erosivas ni deposicionales de origen glaciar.

Mayor altitud presenta el valle de los Cobatos, al sur de Peñas Ojastras (1471 m). Se trata de un valle con orientación S-SO. La parte alta del valle, por encima de los 1300 m, presenta unas condiciones favorables para la acumulación de nieve (relieve suave a una altitud significativa) y existen pequeñas depresiones y resaltes que consideramos que son debidas a la acción glaciar (Fig. 7B). Sin embargo, aguas abajo no hemos encontrado ningún resto de origen glaciar que permita estimar las dimensiones del glaciar que pudo ocupar parte de su cabecera, sino varios deslizamientos que ocupan el fondo de valle, procedentes de su margen derecha (Fig. 2).

4.2.2. Valles de Ulemas, Redondo y Quintanilla

Estos valles tienen su cabecera al este de los valles de San Miguel y Peñanegra (Fig. 1), y presentan características semejantes, pero con altitudes unos 150 m más bajas. Se trata de valles afectados por deslizamientos y cubiertos por un denso hayedo, lo que dificulta enormemente la búsqueda de restos de origen glaciar. En ellos no se han encontrado evidencias glaciares que permitan realizar ningún tipo de reconstrucción. Por su parte, en el valle de Quintanilla, entre los del Engaña y Peñanegra, tampoco se han observado formas glaciares.

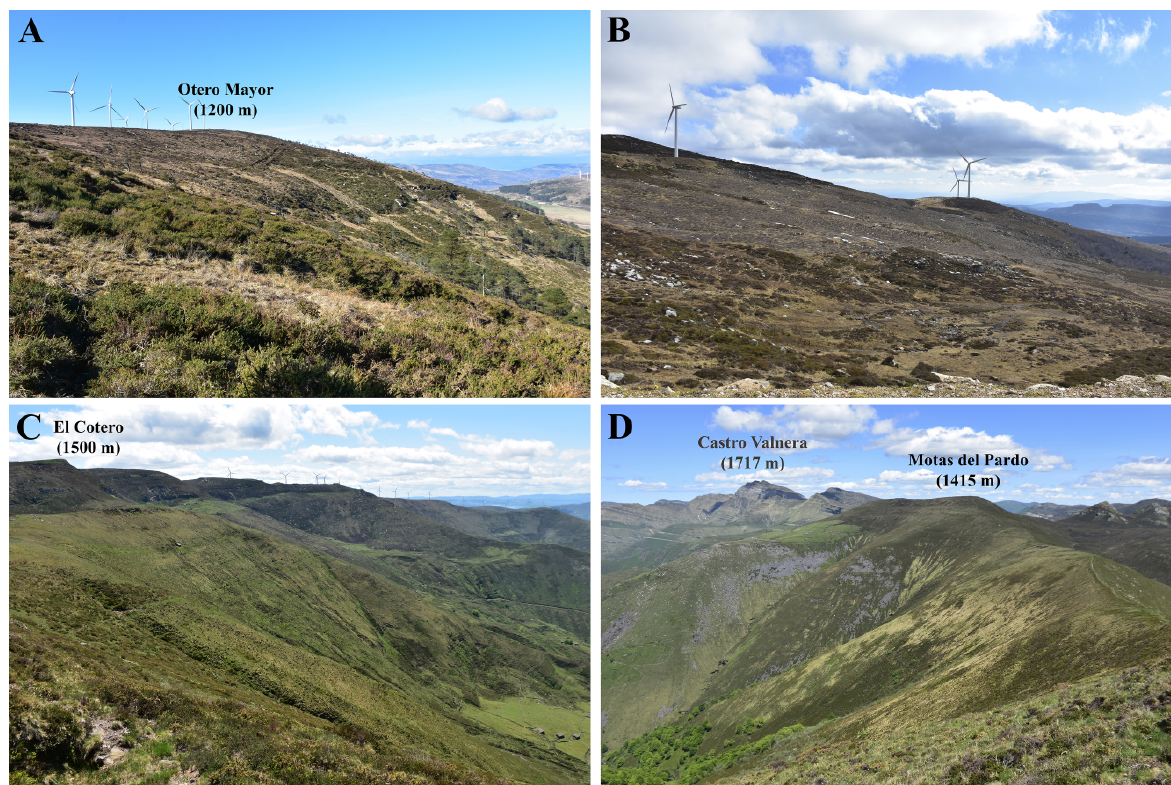


Figura 7. A) Vertiente norte del Otero Mayor (1200 m), en el Alto Nela, con deslizamientos, pero sin restos glaciares evidentes. B) Cabecera del Arroyo de Cobatos, con algunas depresiones quizás derivadas de la sobre excavación glaciaria. C) Cabecera del Arroyo Tejada y Ormías de Abajo, en la vertiente noroeste de El Coter, donde no se han localizado restos glaciares evidentes. D) Cabecera del Arroyo de Aján, con cabeceras torrenciales quizás modificadas por acción glaciaria. Castro Valnera al fondo de la imagen.

Figure 7. A) Northern face of the Otero Mayor (1200 m), in the Nela valley head-valley, where some landslides exist but with any clear glacial landforms. B) Cobatos valley headvalley, with some depressions that could be related with glacial overdeepening. C) Ormías de Abajo, in the Tejada headvalley (northeastern face of El Coter), without clear glacial landforms. D) Aján headvalley, with small torrential landforms perhaps affected by glacial action. Castro Valnera peak in the foreground.

4.2.3. Afluentes del río Pas

La cabecera del río Pas incluye varios valles afluentes con algunas cabeceras a una altitud significativa: Aján (1415 m), Tejada (1501 m), Barcelada (1427 m), El Hoyo (1262 m) y Troja (1024 m). Se trata de valles de pendientes muy fuertes, ya que en apenas 2 km los cursos de agua se encuentran por debajo de los 600 m de altitud (Fig. 5). Algunos presentan rellanos que se corresponden con grandes deslizamientos en masa, como ocurre en Ormías de Arriba, Ormías de Abajo (Fig. 7C) y las Casas de Uyago, en el valle

de Tejada. En el valle de Aján, algunas cabeceras torrenciales presentan una morfología compatible con la acción glaciaria (Fig. 7D). Sin embargo, no se han localizado evidencias glaciares nítidas.

4.3. Reconstrucción de la extensión glaciaria

Las evidencias geomorfológicas permiten reconstruir a grandes rasgos la dinámica glaciaria de los Montes del Somo. Durante el máximo avance glaciario se generaron 4 aparatos glaciares:

- El glaciar del Engaña, que tendría una longitud de algo más de 8 km desde la zona culminante. El aporte de hielo glaciar se producía tanto de forma local (El Cotero) como por difluencia desde El Colladío, dónde la masa glaciar estaba unida al glaciar del Trueba. El espesor de hielo en el sector medio-alto del valle debió alcanzar los 200 m, según evidencian las morrenas laterales de la margen izquierda del valle, descendiendo a 120 m en el Bco. del Tejuelo. En el Barranco de las Lindes se conserva una morrena lateral que demuestra el aporte de hielo desde la vertiente sureste de El Cotero, con una lengua que debía confluir con la principal. El frente glaciar lo estimamos en entorno del Túnel de la Engaña, a 755 m de altitud, ya que no hemos localizado evidencias glaciares más bajas y a partir de ese punto se produce un cambio importante en el perfil transversal del valle (Fig. 5).
 - El glaciar del Barranco de la Osera, que consideramos independiente del glaciar del Engaña, sin que llegaran a confluir, compartiendo únicamente parte de la zona de acumulación glaciar. La lengua tuvo en torno a 3,4 km de longitud total y un espesor de 100 m en su sector central, tal y como indican las morrenas laterales. El frente se estima a 870 m, en base al cambio en el perfil transversal del valle (Fig. 5).
 - El glaciar de San Miguel, que tuvo un desarrollo de unos 3,3 km hasta unos 830 m de altitud en la lengua principal, aunque no descartamos un avance algo superior. La morrena lateral izquierda indica un espesor máximo de 140 m. En el sector oriental, se formó otra lengua de unos 2 km de longitud, que quedaría suspendida sobre el glaciar principal y que tendría un espesor máximo de unos 60 m, con el frente sobre los 1030 m de altitud, en base al cambio morfológico en el perfil transversal del valle, que se encaja notablemente a partir de ese punto (Fig. 5).
 - El glaciar de Peñanegra, de unos 2,5 km de recorrido y en torno a 100 m de espesor máximo. En este valle la presencia de deslizamientos dificulta el reconocimiento de formas glaciares y la estimación de los límites glaciares precisos. En todo caso, el perfil del valle (Fig. 5) permite inferir la posición del frente glaciar, que se situaría a 900 m de altitud.
- No puede descartarse que se formara algún otro glaciar muy reducido en extensión, en especial en la cabecera del valle de Cobatos y en el de Aján, pero no se han localizado restos que lo atestigüen.

4.4. La altitud de la línea de equilibrio glaciar (ELA)

A partir de las reconstrucciones geomorfológicas, se ha estimado la ELA utilizando los métodos THAR, MELM y AABR para la fase de máximo avance glaciar (Tabla 1).

Tabla 1. Principales características de los glaciares analizados y cálculo de la línea de equilibrio glaciar.

Table 1. Main characteristics of the analysed glaciers and Equilibrium Line Altitudes.

Glaciar	Superficie (km ²)	Cota Máxima	Cota Mínima	Long. (km)	Orientación	ELA (m)			
						AABR		MELM	THAR
						1,56	1,29		
Engaña	14,8	1500	750	8,2	S	1198	1208	1180	1125
Barranco de la Osera	2,5	1495	870	3,4	S	1254	1264	1230	1180
San Miguel	4,3	1514	870	3,3	SE	1260	1270	1280	1192
Peñanegra	2,2	1513	920	2,7	SE			-	1216

En el valle del Engaña, las incertidumbres en la reconstrucción glaciaria vienen derivadas de la imposibilidad de conocer con detalle el espesor del glaciar en la zona de acumulación, así como la ausencia de morrenas frontales, apoyándose la localización del frente únicamente en el cambio de morfología del valle. Con esas incertidumbres, la ELA en la fase de máximo avance según el método AABR se estima en 1198 m de altitud. Esa cota es semejante a la ofrecida por el método THAR (1125 m) y el método MELM (1180 m). Esta última altitud es la que presentan tanto la morrena superior de Monte Retortillo como la existente en el Barranco de las Lindes.

En el Barranco de la Osera, las morrenas laterales permiten una reconstrucción ajustada en el sector central del paleoglaciario. Sin embargo, no es posible precisar con claridad el espesor de hielo en lo que fue la zona de acumulación y el frente lo estimamos a partir del cambio morfológico del valle, puesto que no existen morrenas frontales. Teniendo en cuenta esos factores, la ELA estimada según el método AABR fue de 1254 m y de 1230 m según el método MELM, puesto que a esa cota arrancan las morrenas laterales exteriores del valle.

En el caso de los valles de Peñanegra y San Miguel, la zona de acumulación era conjunta y estaba mejor definida, pero las dimensiones precisas de los glaciares no pueden determinarse con claridad en algunos sectores. En todo caso, los valores estimados para la ELA son muy semejantes: 1260 m con el método AABR y 1280 m para el método MELM.

Por tanto, los valores obtenidos muestran diferencias modestas entre los cuatro valles analizados, rondando los 1200-1250 m. Así, la ELA según el método AABR osciló entre los 1260 m de los valles de San Miguel y Peñanegra y los 1200 m del Engaña. La altitud a la que arrancan las morrenas laterales es algo inferior (1180-1260 m) pero se ajusta en gran medida a ese valor, que también es semejante a la altitud media de los paleoglaciares (método MELM) (Tabla 1).

5. Discusión

5.1. La influencia de los factores topoclimáticos en el desarrollo glaciario

En los Montes del Somo, hubo una clara disimetría en el desarrollo de los glaciares. Así, los 4 glaciares reconocidos se desarrollaron en la vertiente meridional, mientras que en la septentrional no se han reconocido formas glaciares, aunque no puede descartarse la formación de algún pequeño glaciar, o la transfluencia de hielo desde la vertiente sur, como ocurrió desde el glaciar del Trueba a los valles de la cuenca del Pas situados inmediatamente al este de los analizados en este trabajo (Serrano *et al.*, 2013a; 2013b; 2015a; 2022). Esta ausencia de formas glaciares en la vertiente norte puede relacionarse con varios factores, como son:

- 1) las fuertes pendientes, que dificultan la acumulación de nieve (de hecho, en la actualidad no hay neveros persistentes en esas vertientes), derivadas de la disposición del relieve del conjunto urgoniano (Hazera, 1968; Ortega Valcárcel, 1974; Pujalte *et al.*, 2004).
- 2) la superficie por encima de la ELA era muy pequeña y se distribuye a lo largo de fajas alargadas de fuerte pendiente, que difícilmente podrían facilitar la acumulación de hielo.
- 3) el hecho de que la ELA fuera tan baja en estas montañas debe estar relacionado con un aporte extra de humedad desde el Cantábrico (como ocurre en la actualidad), lo que indicaría una componente norte de las nevadas que tendería a sobre acumular la nieve en la vertiente meridional.

Esta situación de la cabecera del Pas difiere de los valles del Miera y el Asón, que tienen muchos sectores orientados al este o noreste, donde sí se acumulan importantes cantidades de nieve actualmente y donde hubo un

desarrollo glaciar notable, que alcanzó cotas muy bajas gracias al fuerte desnivel, aunque con lenguas más cortas que en la vertiente meridional (Moñino *et al.*, 1988; Serrano y Gutiérrez, 2002; Serrano *et al.*, 2013a; 2013b; 2015a; 2017; 2022; Frochoso *et al.*, 2013), puesto que la superficie por encima de la ELA era mucho más reducida en la vertiente norte.

Esta disimetría a favor de la vertiente sur, es contraria a lo que sucede generalmente en el hemisferio norte (Evans, 2006) y en otros macizos montañosos peninsulares (Oliva *et al.*, 2022b), dónde habitualmente son las laderas orientadas al norte y al este las que tuvieron glaciares de mayor entidad (e.g. Carrasco *et al.*, 2022; García-Ruiz, 2022) y donde se desarrollaron con mayor profusión los circos glaciares (Ruiz-Fernández *et al.*, 2009; Gómez-Villar *et al.*, 2015). Sin embargo, las condiciones topoclimáticas locales modifican esa dinámica general, como se ha observado también en otras zonas de Pirineos orientales (Delmas *et al.*, 2014).

En este sentido, Serrano *et al.* (2013a; 2013b; 2015a; 2017) apuntan a que en la Cordillera Cantábrica predominaron vientos del componente suroeste durante el máximo avance, lo que permitió el desarrollo de glaciares importantes en muchos de los macizos de la cordillera, mientras que predominaron los vientos de componente norte, más fríos, pero más secos, durante el UMG, lo que limitó el desarrollo glaciar en los macizos meridionales. Esto se apoyaría en una circulación más meridional durante el máximo glaciar local que debió permitir la llegada de frentes por el suroeste con más frecuencia (Florineth y Schlüchter, 2000).

En el caso que nos ocupa, al igual que en los Montes de Valnera, las ELAS fueron más bajas que en macizos más occidentales de la Cordillera Cantábrica. Este hecho apunta que, al menos localmente, tuvo que haber un aporte importante de vientos de componente norte durante ambas fases glaciares, puesto que los vientos de componente suroeste, al con-

trario, tenderían a subir la cota de la ELA en este sector oriental respecto al occidental. La distribución de los glaciares en los Montes del Somo (todos ellos en la vertiente meridional) también apoya la idea de que se formaron gracias a la sobreacumulación de nieve con vientos de componente norte. Es también esa componente la que hoy en día deja grandes espesores de nieve a cotas más bajas que en otros macizos de la Cordillera cuando hay episodios de nevadas (Melón-Nava *et al.* 2023). En cualquier caso, tampoco puede descartarse una cierta influencia de la temperatura en las diferencias de ELA respecto a otros macizos, aunque no hay datos en ese sentido.

En cuanto a la importancia de la altitud, es de destacar que fuera de los cuatro valles glaciados, no se han encontrado evidencias glaciares en el resto de los valles meridionales de los Montes del Somo. En ellos, la altitud por encima de 1250 m es muy pequeña (Ulemas, Redondo y Cueva, Fig. 1) y con una topografía algo menos favorable a la acumulación de la nieve, además de encontrarse un poco más alejados de la divisoria. Por su parte, el valle del Nela presenta una cabecera a menor altitud, con lo que la ELA debió situarse por encima de las cumbres más elevadas (Otero Mayor, 1201 m). En cuanto al valle de Cobatos, no se puede descartar que se generara un pequeño glaciar, pero la superficie por encima de 1260 m es muy pequeña y además presenta peor orientación (S-SW), lo que debió limitar la acumulación de nieve.

5.2. Características y grado de preservación de las formas glaciares

Al igual que ocurre en los Montes de Valnera, en los Montes del Somo contrasta la presencia de morrenas bien definidas en algunos valles con la escasez o poca definición de circos en cabecera. Este hecho ocurre también en otros sectores de la Cordillera Cantábrica en los que se llegó a poner en duda la extensión del glaciario. Así, para el valle del Trueba, Frochoso y Castañón (1998) señalan que los circos con de escasa entidad para un glaciar

de esas dimensiones y que “la molduración general del valle no revela una clara acción de los hielos” y que “es difícil pensar que un glaciar de esas dimensiones no generara formas nítidas”. Por su parte, Martínez de Pisón y Arenillas Parra (1979) indican que “las formas inequívocas son escasas, de dimensiones pequeñas y refugiadas en cotas altas” y ponen en cuestión las morrenas glaciares de Espinosa de los Monteros descritas por Lotze (1962). Sin embargo, estudios posteriores demostraron la magnitud de la glaciación en esa zona (Moñino *et al.*, 1988; Serrano, 1996; Serrano y Gutiérrez, 2002; Turu i Michels *et al.*, 2007; Frochoso *et al.*, 2013; Serrano *et al.*, 2013a; 2013b; 2015a; 2022).

Lo mismo ocurrió en la comarca de Laciana (cabecera del río Sil), donde algunos trabajos solo señalaron un glaciario marginal en los sectores más elevados (i.e. Frochoso y Castañón, 1998), mientras que publicaciones posteriores han demostrado un glaciario muy extenso (Serrano *et al.*, 2017; Santos-González *et al.*, 2022), gracias a la existencia de un campo de hielo de notables dimensiones (Alonso y Suárez Rodríguez, 2004; García de Celis y Martínez Fernández, 2002; Jalut *et al.*, 2010) que dejó formas de erosión mucho menos nítidas que las que aparecieron en sectores con glaciación alpina (Santos-González *et al.*, 2018). En el caso del macizo de Sancenas, las formas erosivas no aparecen en cabecera, ya que estuvo ocupado por un pequeño campo de hielo, mientras que las morrenas son muy visibles en los valles que fluían desde él (González-Gutiérrez *et al.*, 2019).

Para el conjunto de la Cordillera Cantábrica, Serrano *et al.* (2017) señalan que las zonas que tuvieron campos de hielo tuvieron glaciares de mayores dimensiones, ELAs algo inferiores y frentes más bajos que las zonas en las que hubo un estilo de glaciación más alpino. La escasez y poca nitidez de las formas glaciares en zonas donde hubo campos de hielo se ha observado en otras cadenas montañosas, en las que es más complicado precisar la extensión glaciaria que en zonas de glaciación alpina (con circos), dando lugar a posturas

enfrentadas sobre la importancia del glaciario (e.g. Gollledge, 2007).

En los Montes del Somo, encontramos en los sectores elevados una molduración glaciaria general, con zonas pulidas y, en los sectores de mayor desnivel, una alternancia de pequeñas cubetas y umbrales, con un relieve que es característico de los sectores glaciados de poca pendiente, donde las formas erosivas suelen ser muy limitadas (Rea y Evans, 2005). En Peñanegra y San Miguel, se observa un retoque general más intenso de toda su cabecera, pudiéndose considerar circos incipientes, mientras que en las cabeceras del Engaña y el Barranco de la Osera esas formas son menos marcadas, aunque existen afloramientos pulidos. Las diferencias deben relacionarse con el mayor desnivel de los sectores de cabecera de Peñanegra y San Miguel, que favoreció un estilo de glaciación algo más alpino, pero sin suficiente dimensión (y quizás tiempo de ocupación glaciaria) como para formar verdaderos circos. En todo caso, se dio el mismo estilo de glaciación que en los Montes de Valnera, donde los circos son muy escasos y limitados a los sectores marginales de mayor pendiente, puesto que la mayor parte de la zona se desarrollaron domos glaciares (Serrano y Gutiérrez, 2002; Frochoso *et al.*, 2013; Serrano *et al.*, 2013; 2015a; 2017; 2022). Eso sí, mientras en los Montes de Valnera los glaciares ocuparon ambas vertientes, en los del Somo solo se han observado restos glaciares hacia la vertiente meridional, puesto que hacia el norte las condiciones topográficas no eran favorables a la acumulación de hielo y el control topográfico en el desarrollo de los glaciares fue algo mayor, con unas condiciones de transición entre domos de hielo y glaciares alpinos.

En cuanto a las formas de acumulación, solo se han preservado morrenas en los sectores donde la pendiente es más suave y están relativamente alejados de los cursos de agua, como se ha citado también para otros complejos glaciares de más entidad (e.g. Santos-González *et al.*, 2018). En varias morrenas (como la del Barranco de la Osera) es significativo el hecho de que son muy marcadas

en los sectores de poca pendiente y se van difuminando conforme la pendiente aumenta. Además, algunas morrenas, como en el Barranco de las Lindes, están afectadas por deslizamientos. Todo ello hace pensar en una fuerte intensidad de los procesos erosivos postglaciares, que ha provocado que la conservación de las formas glaciares se restrinja a sectores concretos. Esa dinámica postglaciar explicaría también la no conservación de morrenas frontales, que habrían sido desmanteladas en su totalidad, como ocurre habitualmente cuando se depositaron en sectores de pendientes fuertes. El mismo proceso, en especial la magnitud de los deslizamientos, explica que en el valle de Peñanegra no se observen morrenas sino deslizamientos, mientras que, en el contiguo de San Miguel, con una orientación, altitud y pendiente casi idénticas, haya morrenas laterales muy marcadas en el sector de menor pendiente (el oriental) y no en el occidental, donde lo que se observa es un gran deslizamiento (Fig. 6D).

Estos deslizamientos en los Montes del Somo, frecuentes también en otros valles deglaciados de la Cordillera Cantábrica (e.g. Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2018; Santos-González *et al.*, 2018), no son exclusivos de los sectores que estuvieron glaciados, ya que se han observado en prácticamente todos los valles, sino que están relacionados con unas condiciones litológicas y topográficas especialmente favorables para su génesis. Eso sí, algunos de los de mayores dimensiones aparecen en sectores deglaciados, por lo que la deglaciación es otro factor que pudo contribuir a su formación en algunos casos.

5.3. La ELA en los Montes de Valnera y Somo y cronología glacial

Desde los primeros estudios sobre el modelado glacial en el entorno de los Montes de Valnera, se ha remarcado que el valor de la ELA debió ser muy bajo en el contexto peninsular, ya que el cordal culminante se sitúa entre 1300 y 1700 m y, sin embargo, el desarrollo glacial fue muy notable. Así, la simple presen-

cia de restos glaciares, que los primeros autores limitaban a zonas puntuales del macizo (Hernández-Pacheco, 1961; Sáenz, 1935), ya ponía en evidencia una altitud de la ELA inferior a la de otros macizos montañosos. El descubrimiento de las morrenas de Espinosa de los Monteros (Hazera, 1962) y, sobre todo, los trabajos de Lotze (1962; 1963) y, posteriormente, de Hazera (1968), sirven para ampliar notablemente la extensión glacial en la zona, estableciendo ya la existencia de un campo de hielo del que partían las lenguas principales. En la vertiente norte, estudios posteriores confirman la entidad de la glaciación, con un frente glacial situado a unos 560 m en el valle del Miera (Moñino *et al.*, 1988).

En base a la altitud del macizo, Lotze (1963) estima, como máximo, un límite nival de 1300 m en la vertiente norte y de 1400 m en la sur, remarcando que esos valores son bajos en el contexto ibérico y mediterráneo. Por su parte, Nussbaum y Gyax (1953) estimaron un valor de unos 1400 m, mientras que Mugnier (1969) consideró un valor próximo a los 1000 m. Esos valores tan bajos hicieron cuestionar algunos de los restos glaciares en el macizo (Martínez de Pisón y Arenillas Parra, 1979), si bien aun así se remarca el carácter excepcional de las cotas en su contexto (Alonso Otero *et al.*, 1981; Frochoso y Castañón, 1998).

Sin embargo, el estudio detallado de los depósitos de Espinosa de los Monteros confirma su origen glacial (Serrano, 1996), implicando una glaciación extensa a pesar de la morfología más confusa de la cabecera del Trueba, y se reconstruye con mayor detalle la superficie glacial, lo que sirve para realizar estimaciones de la ELA con un mayor detalle. Así, Serrano y Gutiérrez (2002), establecen una ELA, para el glacial del Trueba, de 1340 m según el método AAR, 1230 m según el método Kurowski y 1080 m según el método MELM, con valores más bajos para el Miera (1230 m según el método AAR) y aún más para el Asón (1120 m). En conjunto, estiman una MELA para el macizo de 1257 m, lo que “solo puede interpretarse por una sobrealimentación nival que genera domos muy bien alimentados y dinámi-

cos, y son característicos de las montañas con climas oceánicos y en fachadas marítimas”. A partir de esos campos de hielo que ocuparon las cumbres se canalizarían las lenguas glaciares por los valles (Serrano y Gutiérrez, 2002).

El valor medio del macizo es corregido ligeramente a la baja por Serrano *et al.* (2013a; 2013b), que estiman una MELA para el conjunto de 1188 m, siendo unos 80 m inferior en la vertiente norte que en la sur, lo que apunta a una escasa disimetría en la alimentación. Para otros aparatos glaciares de menores dimensiones, se estiman valores, en casi todos los casos, de entre 1100 y 1350 m. En ambos trabajos se remarca que las “estimaciones de la ELA en los domos de hielo conllevan errores mayores que en los glaciares alpinos”, debido a la dificultad de calcular espesores de hielo en la zona de acumulación. En ese trabajo también se estima la ELA para una segunda fase glaciaria (entre 10 y 40 m más elevada) y para una tercera fase, donde la ELA se situó a unos 1300 m, mientras que en algunos circos aún habría una última fase glaciaria. Por su parte, Serrano *et al.* (2017), ofrecen un valor muy semejante de la ELA: 1190 m para el campo de hielo de Castro Valnera.

En un trabajo más general sobre varios complejos glaciares de la Cordillera Cantábrica, Santos-González *et al.* (2013) aplicaron el método AABR para los glaciares del Miera y el Trueba, estimando una altitud de la ELA de 1033 ± 33 m para el primero y de 1169 ± 69 m para el segundo. Sin embargo, en ese trabajo no se tenía en cuenta la influencia de una importante transfluencia de hielo que se produjo desde el Trueba hacia el Miera a través del Puerto de Lunada y, en menor medida, del entorno del Pico de la Miel y que ya se identificaba en trabajos previos (e.g. Lotze, 1962; Serrano y Gutiérrez, 2002; Serrano *et al.*, 2013a, 2013b; 2017). Esa transfluencia debió tener una influencia significativa en el cálculo de la ELA y puede explicar el valor anormalmente bajo de la ELA en el caso del valle del Miera, por lo que consideramos más ajustado tener en cuenta un valor más general para todo el complejo glaciario. Por último, Serrano

et al. (2022) solo ofrecen valores máximos y mínimos de la ELA en base al método MELM (variando entre 890 m y 1518 m, con altitudes de 1044 m para el Miera, 1009 m para el Asón y 1080 m para el Trueba) y el método THAR (905, 890 y 1125 m, respectivamente).

Para la estimación de la ELA, en los Montes del Somo se plantea un problema semejante a la vertiente sur de los Montes de Valnera, aunque a menor escala. Las cabeceras presentan formas de erosión poco nítidas, mientras que en la zona inferior aparecen las morrenas. Solo que, además, en el caso de los Montes del Somo, los deslizamientos son frecuentes y enmascaran las formas en algunos de los valles. Sin embargo, el limitado desnivel de los aparatos glaciares y la existencia de algunas formas rotundas, permite ajustar el cálculo de la ELA con relativa precisión, como ocurre habitualmente. Así, los valores de la ELA obtenidos en los Montes del Somo son robustos puesto que:

- 1) Son consistentes entre sí, con valores que difieren muy poco entre los distintos valles analizados de forma independiente.
- 2) El método MELM (basado en la altitud de las morrenas) ofrece valores muy semejantes al método AABR.
- 3) Los valles con altitudes por debajo de la ELA estimada no presentan ningún signo de glaciación, lo que indica que la ELA debió ser superior, al menos, a esos 1200 m.
- 4) Las cumbres más elevadas de estos valles se sitúan entre 1400 y 1500 m, por lo que la ELA necesariamente fue inferior a esas cotas.
- 5) Son muy similares a los señalados previamente en los Montes de Valnera.

Por todo ello, a pesar de las incertidumbres habituales en la reconstrucción de los paleoglaciares, se puede afirmar que, durante el máximo avance glaciario, la ELA rondaba los 1200 m en la zona próxima a los Montes de

Valnera, con valores ligeramente superiores (1250-1260 m) hacia la zona sur de los Montes del Somo.

Respecto a la dinámica y evolución de los glaciares, la escasez de morrenas en algunos valles impide realizar una reconstrucción detallada. Sin embargo, en la margen izquierda del valle del Engaña se pueden observar hasta 4 morrenas escalonadas de mayor a menor altitud que indican que hubo, al menos, 4 momentos de estabilización glaciaria, con una progresiva reducción del espesor de hielo. En el cercano valle del Trueba, se han identificado 4 niveles de morrenas frontales, si bien en algunos sectores del valle se señalan hasta 6 morrenas laterales (Serrano, 1996; Serrano *et al.*, 2013a; 2022). Todas estas morrenas se consideran previas al Último Máximo Glacial Global. Así, el máximo avance glaciario local ha sido datado en el valle del Trueba (Serrano *et al.*, 2013a; 2013b; 2022) y en el del Asón (Frochoso *et al.*, 2013). En el primero de ellos la edad mínima obtenida fue de en torno a 29.000 años, mientras que en el segundo se ofrecen edades aún más antiguas, de 40 a 44.000 años. El desarrollo de varios niveles morrénicos muy próximos, parece indicar distintas fases de estabilización a lo largo de ese periodo (Serrano *et al.*, 2022).

Estos datos están acordes con otras dataciones en la Cordillera Cantábrica, que apuntan a un máximo glaciario anterior al máximo avance global (Jiménez-Sánchez y Farias-Arquer, 2002; Jalut *et al.*, 2010; Moreno *et al.*, 2010; Serrano *et al.*, 2012; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2015; 2017; Pellitero *et al.*, 2019). En los sectores más elevados y con orientación norte, como en Peña Lusa, también existen algunas morrenas que indican una fase glaciaria más reducida (Hernández-Pacheco, 1961), para la que Frochoso *et al.* (2013) establecen una edad mínima de 13.400 años.

5.4. La ELA en el contexto regional

En la Península Ibérica, los restos glaciares existentes permiten estimar una notable va-

riación de la altitud de la ELA durante la última glaciación. Así, se observa un claro gradiente de noroeste hacia sureste, coincidente a grandes rasgos con las diferencias de precipitación actuales (Schmitz, 1969; Pérez-Alberti *et al.*, 2004; Oliva *et al.*, 2022b).

Hacia el este de los Montes del Somo y de Valnera, parece probable que se produjera un incremento de la ELA en sectores como el Picón Blanco (1529 m) o los Montes de Ordunte (1341 m), dónde no se han citado formas glaciares. El hecho de situarse al este de los Montes de Valnera pudo influir en una mayor continentalidad y menor aporte de nieve, mientras que los Montes del Somo, al igual que los Montes de Valnera, no tienen barreras orográficas que dificulten la entrada de precipitaciones. Ese efecto sombra no se da actualmente en macizos como el Gorbea y Aralar, dónde sí se citan formas glaciares (Kopp, 1963; Serrano *et al.*, 2022). En ellos, aunque no se han realizado reconstrucciones detalladas de la ELA, dichos autores señalan que según los métodos MELM y THAR pudo rondar los 950-1200 m, siendo este último valor más probable teniendo en cuenta las altitudes a las que se desarrollaron los glaciares.

Al oeste de los Montes del Somo la altitud de la ELA aumentaba rápidamente (Santos-González *et al.*, 2013; Serrano *et al.*, 2015a; 2017). Por ejemplo, en Valdecebollas, 50 km al oeste de los Montes del Somo y también en la divisoria de la vertiente cantábrica, la ELA se situó sobre los 1750 m (Serrano y González Trueba, 2004), algo superior a los 1500-1600 m de los principales glaciares de la Sierra de Cebolleda (Serrano *et al.*, 2015b). La ELA también rondó los 1600-1800 m en otros macizos de esa zona oriental de la Cordillera Cantábrica (Serrano *et al.*, 2015a; 2017) y la Montaña Palentina (Pellitero, 2022; Pellitero *et al.*, 2019).

En Picos de Europa se situó en torno a 1550 m en el macizo occidental, ascendiendo a unos 1650 m en el oriental (González-Trueba y Serrano, 2011), con un valor algo más bajo, probablemente algo inferior a los 1500 m en el

extremo norte, como la Sierra de Cabezu Lloroso (Ruiz-Fernández *et al.*, 2015) y rondando los 1500 m en Redes (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2017). En el sector occidental de Asturias, según el método THAR, la ELA rondó los 1300-1350 m, con enclaves, como Muniellos, en los que pudo ser algo más baja (Ruiz-Fernández *et al.*, 2022). En la vertiente sur (León y Palencia) la ELA debió ascender rápidamente desde valores próximos a 1400 m en la divisoria a más de 1800 m en el extremo meridional (Santos-González *et al.*, 2013; 2022) y en los Montes de León (Redondo-Vega *et al.*, 2022).

La baja altitud de la ELA en los Montes del Somo y de Valnera en el contexto regional, necesariamente se tiene que relacionar con precipitaciones más intensas que en otras zonas de la Cordillera, como ya resaltaron algunos autores (Lotze, 1963; Ortega Valcárcel, 1974; Serrano *et al.*, 2013a; 2013b; 2015a; 2017; 2022). Ese incremento de precipitaciones, y quizás también descenso de temperaturas, se dio en otras de las zonas más húmedas actualmente en la Península Ibérica, como son las sierras del oeste de Galicia (Valcárcel y Pérez-Alberti, 2022) y norte de Portugal (Pérez-Alberti, 2022). En ellas, la ELA debió situarse a 1000-1100 m teniendo en cuenta las dimensiones de los glaciares y la altitud de las cumbres (Schmidt-Thomé, 1973; Brum Ferreira *et al.*, 1992; 2000; Santos *et al.*, 2015, 2017). Tanto esas sierras del noroeste ibérico como los Montes del Somo y Valnera son actualmente unas de las zonas más húmedas de la Península Ibérica gracias a su proximidad al mar. De hecho, a nivel general, las diferencias de la ELA en el norte de la Península Ibérica parecen relacionarse bien con las variaciones actuales de precipitación y temperatura (Santos-González *et al.*, 2013). Esto indicaría unos patrones de precipitación semejantes a los actuales, aunque con temperaturas más bajas. También es destacable que la dinámica actual en el nicho de nivación del Polluelo se dé a cotas muy por debajo de lo habitual en otros sectores de la Cordillera Cantábrica. En todo caso, este es un aspecto que debe aún ser analizado con mayor profundidad.

6. Conclusiones

Durante la última glaciación, los Montes del Somo acogieron en su vertiente sur 4 aparatos glaciares de entre 2,5 y 8,5 km de longitud. Estos glaciares se formaron muy próximos a los ya conocidos de los Montes de Valnera, estando incluso conectados en el caso del Trueba y el Engaña, pero no habían sido descritos previamente. En la vertiente norte, no se han localizado restos glaciares, lo que se debía tanto a una topografía menos favorable en esa vertiente como, probablemente, a una sobre-acumulación de nieve hacia el sur debido a vientos de componente norte, como ocurre en la actualidad y que provoca que los neveros más persistentes, como el nicho de nivación del Nevero del Polluelo, se orienten hacia el sur o sureste. Este hecho pone en relieve la importancia de las condiciones topoclimáticas locales en la acumulación de nieve y en la formación de glaciares.

Algunos de los valles analizados conservan notables ejemplos de morrenas laterales, si bien los deslizamientos postglaciares hacen que los límites de la glaciación no sean tan precisos en otros. En cualquier caso, los vestigios glaciares en los valles analizados tienen una gran importancia en la reconstrucción de las líneas de equilibrio glaciar en el contexto ibérico, puesto que permiten establecer con mayor claridad su posición en este sector de la Cordillera Cantábrica. Así, la altitud de la línea de equilibrio glaciar se localizaba entre 1200 y 1260 m, muy semejante a la estimada en los Montes de Valnera. Esta altitud es muy baja en el contexto peninsular y, tal y como han señalado los trabajos previos sobre el glaciario en los Montes de Valnera, se debe relacionar con precipitaciones más intensas que en otros sectores de la Cordillera Cantábrica, lo que estaría en consonancia con las particularidades climáticas actuales.

Aunque parte de la zona estudiada se encuentra dentro de la ZEC de Ojo Guareña y de la Zona Periférica de Protección del Monumento Natural de Ojo Guareña, el valle del Engaña y el Barranco de la Osera están

fuera de cualquier espacio protegido. El desconocimiento de las formas glaciares hace que sean especialmente vulnerables ante posibles proyectos en la zona. Por ello, es especialmente relevante dar a conocer la existencia de estas formas e incluirlas en los documentos de planificación de los Espacios Naturales Protegidos y de los ayuntamientos correspondientes.

Agradecimientos

Alfredo Marcos Reguero colaboró en la elaboración del Inventario de Lugares de Interés Geológico de Burgos, que permitió un primer contacto con los valles estudiados en este trabajo, y con él se ha debatido sobre la geomorfología de los Montes del Somo. El Servicio Territorial de Medio Ambiente de Burgos, de la Junta de Castilla y León, financió dicho inventario.

Enrique Serrano y otro revisor anónimo contribuyeron notablemente a mejorar una primera versión del manuscrito.

Bibliografía

- Alonso, V., Suárez Rodríguez, Á. (2004). Evidencias geomorfológicas de la existencia de un pequeño casquete glaciar en la Comarca de Babia Alta (Cordillera Cantábrica). *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 17, 61-70.
- Alonso Otero, F., Arenillas Parra, M., Sáenz Ridruejo, C. (1981). La morfología glaciar en las montañas de Castilla la Vieja y León. In *El Espacio Geográfico de Castilla la Vieja y León* (pp. 23-43). Consejo General de Castilla la Vieja y León.
- Benn, D.I., Lehmkuhl, F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65-66, 15-29. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00034-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00034-8)
- Bordonau, J., Ugarte, F.M., Van der Meer, J. (1992). Estudio micromorfológico del till del Barranco de Arritzaga (825 m) (Sierra de Aralar). In C. Cearreta, F. Ugarte (Eds.), *The late Quaternary in the Western Pyrenean Region* (p. 13). Universidad del País Vasco.
- Brum Ferreira, A., Vidal Romaní, J., Vilaplana, J., Rodrigues, M., Zêzere, J., Monge Ganuzas, C. (1992). Formas e depósitos glaciares e periglaciares da Serra do Gerês-Xurés (Portugal, Galiza): levantamento cartográfico. *Cadernos Do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 17, 121-135.
- Brum Ferreira, A., Vidal Romaní, J.R., Zêzere, J.L., Rodrigues, M.L. (2000). A Glaciação plistocénica na Serra do Gerês. *Finisterra*, 35(69), 39-68. <https://doi.org/10.18055/Finis1669>
- Carrasco, R.M., Pedraza, J., Palacios, D. (2022). The glaciers of the Sierra de Gredos. In M. Oliva, D. Palacios, J.M. Fernández-Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 457-483). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00022-0>
- Coudé, A., Coudé-Gaussen, G., Daveau, S. (1983). Nouvelles observations sur la glaciation des montagnes du Nord-Ouest du Portugal. *Cadernos Do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 5, 381-393.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M. (2014). Environmental controls on alpine cirque size. *Geomorphology*, 206, 318-329. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.09.037>
- Evans, I.S. (2006). Local aspect asymmetry of mountain glaciation: A global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes. *Geomorphology*, 73(1-2), 166-184. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.07.009>
- Florineth, D., Schlüchter, C. (2000). Alpine Evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*, 54(3), 295-308. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2169>
- Frochoso, M., Castañón, J.C. (1998). El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. In A. Gómez-Ortiz, A. Pérez-Alberti (Eds.), *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (pp. 65-137). Universidade de Santiago de Compostela.
- Frochoso, M., González-Pellejero, R., Allende, F. (2013). Pleistocene glacial morphology and timing of last glacial cycle in cantabrian mountains (Northern Spain): New chronological data from the Asón area. *Central European Journal of Geosciences*, 5(1), 12-27. <https://doi.org/10.2478/s13533-012-0117-8>
- Furbish, D., Andrews, J.T. (1984). The Use of Hypsometry to Indicate Long-Term Stability and Response of Valley Glaciers to Changes in Mass Transfer. *Journal of Glaciology*, 30(105), 199-211. <https://doi.org/10.3189/S0022143000005931>

- García de Celis, A., Martínez Fernández, L.C. (2002). Morfología glaciar de las montañas de la cuenca alta de los ríos Sil, Omaña, Luna y Bernesga: revisión y nuevos datos (Montaña Occidental de León). In J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez, P. Carrera Gómez (Eds.), *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas* (pp. 137-196). Universidad de León.
- García-Ruiz, J.M. (2022). The glaciers of the Iberian Range. In M. Oliva, D. Palacios, J.M. Fernández-Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 437-455). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00021-9>
- Golledge, N. R. (2007). An ice cap landsystem for palaeoglaciological reconstructions: characterizing the Younger Dryas in western Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 26(1-2), 213-229. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.08.007>
- Gómez de Larena, J. (1948). ¿Huellas del glaciario cuaternario en la sierra de Aralar (Guiuzcoa-Navarra)? *Boletín de La Real Sociedad Española de Historia Natural*, 46, 257-262.
- Gómez-Villar, A., Santos-González, J., González-Gutiérrez, R.B., Redondo-Vega, J.M. (2015). Glacial Cirques in the Southern Side of the Cantabrian Mountains of Southwestern Europe. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 97(4), 633-651. <https://doi.org/10.1111/geoa.12104>
- González-Gutiérrez, R.B., Santos-González, J., Santos, J., Cano, M., Irwin, J.R., Gómez-Villar, A., Redondo-Vega, J.M. (2019). Glacial geomorphology of the sancenas karst massif (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 42(1), 71-85. <https://doi.org/10.4461/GFDQ.2019.42.6>
- González-Trueba, J.J., Serrano, E. (2011). *Geomorfología del Macizo Occidental del Parque Nacional de Picos de Europa*. OAPN, Ministerio de Medio Ambiente.
- Hazera, J. (1962). Formaciones subáridas de piedemonte del Surco de Espinosa (cuenca superior del Ebro). *Estudios Geográficos*, 88(23), 443-453.
- Hazera, J. (1968). *La région de Bilbao et son arrière-pays*. Etude géomorphologique. Munibe, San Sebastián.
- Hernández-Pacheco, F. (1961). La pequeña cuenca glaciar de la Peña Lusa en la Cordillera Cantábrica, Santander. *Boletín de La Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 59(2), 191-205.
- Jalut, G., Turu i Michels, V., Dedoubat, J.J., Otto, T., Ezquerro, J., Fontugne, M., Belet, J.M., Bonnet, L., García de Celis, A., Redondo-Vega, J.M., Vidal-Romaní, J.R., Santos, L. (2010). Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): Vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(2), 330-350. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.08.012>
- Jiménez-Sánchez, M., Farias-Arquer, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: The example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15(1), 93-101. [https://doi.org/10.1016/S0985-3111\(01\)01081-6](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(01)01081-6)
- Karampaglidis, T., Benito-Calvo, A., Ortega-Martínez, A.I., Martín-Merino, M.Á., Sánchez-Romero, L. (2022). Landscape evolution and the karst development in the Ojo Guareña multi-level cave system (Merindad de Sotoscueva, Burgos, Spain). *Journal of Maps*, 1-14. <https://doi.org/10.1080/17445647.2022.2128907>
- Kopp, V.K. (1963). Schneegrenze und Klima der Würmeiszeit an der baskischen Küste. *Eiszeitalter Und Gegenwart*, 14, 188-207. <https://doi.org/10.3285/eg.14.1.19>
- Lichtenecker, N. (1938). Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. In G. Göttinger (Ed.), *Verhandlungen der III Internationalen Quartär-Conferenz, Vienna, September 1936* (pp. 141-147). INQUA.
- Lotze, F. (1962). Pleistozäne vergletscherungen im Ostteil des Kantabrischen Gebirges (Spain). *Wiesbaden Akademie de Wissenschaften Und Der Literatur*, 2, 149-177.
- Lotze, F. (1963). Acerca de unas glaciaciones Pleistocenas en el grupo Valnera (Cadenas Cantábricas Orientales). *Notas y Comunicaciones Del Instituto Geológico y Minero de España*, 72, 257-261.
- Martínez de Pisón, E., Arenillas Parra, M. (1979). Algunos problemas de morfología glaciar en la España atlántica. *Acta Geológica Hispánica*, 14, 445-450.
- Melón-Nava, A., Merino, A., Sánchez, J.L., Santos-González, J., Gómez-Villar, A., García-Ortega, E. (2023). Snowfall events in the Cantabrian Mountains of northwestern Spain: WRF multiphysics ensemble assessment based on ground and multi-satellite observations. *Atmospheric Research*, 288, 106719. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106719>

- Moñino, M., Cendrero, A., Díaz de Terán, J.R. (1988). Dinámica glaciar cuaternaria en la vertiente Norte de Castro Valnera. *Congreso Geológico de España*, 1, 399-402.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Mata, M.P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P., Rico, M. (2010). The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, northern Spain). *Journal of Quaternary Science*, 25(7), 1076-1091. <https://doi.org/10.1002/jqs.1265>
- Mugnier, C. (1969). El karst de la región de Asón y su evolución morfológica. *Cuadernos de Espeleología*, 4, 1-146.
- Nussbaum, F., Gygax, F. (1953). La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geográficos*, 51, 261-270.
- Oien, R.P., Rea, B.R., Spagnolo, M., Barr, I.D., Bingham, R.G. (2021). Testing the area-altitude balance ratio (AABR) and accumulation-area ratio (AAR) methods of calculating glacier equilibrium-line altitudes. *Journal of Glaciology*, 1-12. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.100>
- Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.M. (Eds.). (2022a). *Iberia, Land of Glaciers*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2019-0-03497-8>
- Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.M. (2022b). Iberia: land of the ancient glaciers. In M. Oliva, D. Palacios, J.M. Fernández-Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 555-588). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00026-8>
- Ortega Valcárcel, J. (1974). *La transformación de un espacio rural: Las Montañas de Burgos*. Universidad de Valladolid.
- Ortega Villazán, M.T., Morales Rodríguez, C.G. (2015). El clima de la Cordillera Cantábrica Castellano-Leonesa: diversidad, contrastes y cambios. *Investigaciones Geográficas*, 63, 45-67. <https://doi.org/10.14198/IN-GEO2015.63.04>
- Palacios, D., Hughes, P.D., García-Ruiz, J.M., Andrés, N. (Eds.). (2022). *European Glacial Landscapes*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2020-0-00404-4>
- Pearce, D., Ely, J., Barr, I., Boston, C. (2017). Glacier reconstruction in Geomorphological Techniques. In *Geomorphological Techniques (Online Edition ed.)*. British Society for Geomorphology. https://www.geomorphology.org.uk/sites/default/files/chapters/3.4.9_Glacier_Reconstruction_0.pdf
- Pellitero, R. (2022). The glaciers of the Montaña Palentina. In *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 179-199). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00009-8>
- Pellitero, R., Rea, B.R., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S., Ribolini, A. (2015). A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers & Geosciences*, 82, 55-62. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.005>
- Pellitero, R., Fernández-Fernández, J.M., Campos, N., Serrano, E., Pisabarro, A. (2019). Late Pleistocene climate of the northern Iberian Peninsula: New insights from palaeoglaciers at Fuentes Carrionas (Cantabrian Mountains). *Journal of Quaternary Science*, 34(4-5), 342-354. <https://doi.org/10.1002/jqs.3106>
- Pérez-Alberti, A. (2022). The glaciers of the Peneda, Amarela, and Gerês-Xurés massifs. In M. Oliva, D. Palacios, J.M. Fernández-Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 397-416). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00019-0>
- Pérez-Alberti, A., Valcárcel, M., Blanco-Chao, R. (2004). Pleistocene glaciation in Spain. In J. Ehlers, P. Gibbard (Eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. Part I: Europe* (pp. 389-394). Elsevier. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(04\)80089-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1571-0866(04)80089-7)
- Pujalte, V., Robles, S., García Ramos, J.C., Hernández, J.M. (2004). El Malm-Barremiense no marinos de la Cordillera Cantábrica. In J.A. Vera (Ed.), *Geología de España* (pp. 288-291). IGME.
- Rea, B.R. (2009). Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 28(3-4), 237-248. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.011>
- Rea, R., Evans, D.J.A. (2005). Plateau Icefield Land-systems. In D.J.A. Evans (Ed.), *Glacial land-systems*. Routledge. <https://doi.org/https://doi.org/10.4324/9780203784976>
- Redondo-Vega, J.M., Santos-González, J., González-Gutiérrez, R.B., Gómez-Villar, A. (2022). The glaciers of the Montes de León. In M. Oliva, D. Palacios, J.M. Fernández-Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 315-333). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00015-3>
- Rico Lozano, I. (2011). Glacial morphology and evolution in the Arritzaga valley (Aralar range, Gipuzkoa). *Cuaternario y Geomorfología*, 25(1-2), 83-104. <http://tierra.rediris.es/Cua>

- ternarioyGeomorfologia/images/vol25_1_2/Rico Lozano Vol. 25, Nos 1-2.pdf
- Robador Moreno, A., Samsó Escolá, J.M., Ramajo Cordero, J., Bamolas Cortinas, A., Clariana García, P., Martín Alfageme, S., Gil Peña, I. (2014). *Mapa geológico digital continuo a escala 1:50,000 de la Zona 1600 Cuenca Vasco-Cantábrica y Pirineos*. GEODE. Mapa Geológico Digital Continuo de España (En Línea). <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?ld=Z1600>
- Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Aranburu, A. (2015). Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43-42°N/7-2°W). *Quaternary International*, 364, 6-21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.007>
- Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., ASTER Team. (2017). Timing of last deglaciation in the Cantabrian Mountains (Iberian Peninsula; North Atlantic Region) based on in situ-produced ¹⁰Be exposure dating. *Quaternary Science Reviews*, 171, 166-181. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.07.012>
- Rodríguez-Rodríguez, L., González-Lemos, S., Ballesteros, D., Valenzuela, P., Domínguez-Cuesta, M.J., Llana-Fúnez, S., Jiménez-Sánchez, M. (2018). Timing of paraglacial rock-slope failures and denudation signatures in the Cantabrian Mountains (North Iberian Peninsula). *Land Degradation and Development*, 29(9), 3159-3173. <https://doi.org/10.1002/ldr.3012>
- Romero León, F., Duque Urraca, A., Carral Co, J.M., Pombo Lavín, A., Moreno Moral, G., Rodríguez Velasco, J.J., Andrés Bravo, M. (2022). El máximo pluviométrico de los montes de Pas: Gradientes y nuevas estimaciones. *Aemetblog.es*. <https://aemetblog.es/2022/08/27/el-maximo-pluviometrico-de-los-montes-de-pas-gradientes-y-nuevas-estimaciones/>
- Ruiz García, F., Edelweiss, G.E. (2011). El karst de los Montes del Somo y Valnera. *Cubía*, 15, 40-53. <https://grupoedelweiss.com/pdf/cubia15-todo.pdf>
- Ruiz-Fernández, J., Poblete-Piedrabuena, M.A., Serrano-Muela, M.P., Martí-Bono, C., García-Ruiz, J.M. (2009). Morphometry of glacial cirques in the Cantabrian Range (Northwest Spain). *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 53(1), 47-68. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2009/0053-0047>
- Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., García-Hernández, C., Gallinar, D., Pellitero, R., Žebre, M. (2015). Los glaciares pleistocenos de la Sierra de Cabezu Llerosos (Picos de Europa, Montañas Cantábricas). In J.P. Galve, J.M. Azañón, J.V. Pérez-Peña, P. Ruano (Eds.), *XIV Reunión Nacional de Cuaternario, Granada 2015* (pp. 122-126).
- Ruiz-Fernández, J., González-Díaz, B., Cañedo, D.G., García-Hernández, C. (2022). The glaciers of the Central-Western Asturian Mountains. In M. Oliva, D. Palacios, J.M. Fernández-Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 265-288). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00013-X>
- Sáenz, C. (1935). Restos glaciares de Castro-Valnera. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, XXXV, 236-237.
- Santos, J.A.B., Santos-González, J., Redondo-Vega, J.M. (2015). Till-Fabric analysis and origin of late Quaternary moraines in the Serra da Peneda Mountains, NW Portugal. *Physical Geography*, 36(1), 1-18. <https://doi.org/10.1080/02723646.2014.961218>
- Santos, J.A.B., Santos-González, J., Redondo-Vega, J.M., Irwin, J.R. (2017). Glacial deposits in the Serra do Gerês Mountains (NW Iberian Peninsula): till macrofabric analysis. *Physical Geography*, 38(3), 263-285. <https://doi.org/10.1080/02723646.2016.1276879>
- Santos-González, J., Marcos-Reguero, A. (2019). Applying the Geological Heritage in Land Management: Cartography and Management Proposals of Geosites in Burgos Province (Spain). *Geoheritage*, 11, 485-500. <https://doi.org/10.1007/s12371-018-0301-4>
- Santos-González, J., Redondo-Vega, J.M., González-Gutiérrez, R.B., Gómez-Villar, A. (2013). Applying the AABR method to reconstruct equilibrium-line altitudes from the last glacial maximum in the Cantabrian Mountains (SW Europe). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 387, 185-199. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.07.025>
- Santos-González, J., González-Gutiérrez, R.B., Santos, J.A., Gómez-Villar, A., Peña-Pérez, S.A., Redondo-Vega, J.M. (2018). Topographic, lithologic and glaciation style influences on paraglacial processes in the upper Sil and Luna catchments, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Geomorphology*, 319, 133-146. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.07.019>
- Santos-González, J., Redondo-Vega, J.M., García de Celis, A., González-Gutiérrez, R.B., Gómez-Villar, A. (2022). The glaciers of the Leonese Cantabrian Mountains. In M. Oliva, D. Palacios, J.M. Fernández-Fernández (Eds.), *Ibe-*

- ria, *Land of Glaciers* (pp. 289-314). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00014-1>
- Schmidt-Thomé, P. (1973). Neue, niedrig gelegene Zeugeneiner wurmeiszeitlichen Vergletscherung im Nordteil der Iberischen Halbinsel (Prov. De Vizcaya und Orense in Nordspanien). *Eiszeitalter Und Gegenwart*, 23-24, 384-389.
- Schmitz, H. (1969). *Glazialmorphologische Untersuchungen Im Bergland Nordwestspaniens (Galicie-León)*. Kölner Geographische Arbeiten, 23.
- Serrano, E. (1996). El complejo morrénico frontal del Valle del Trueba (Espinosa de los Montes, Burgos). *Cadernos Do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 21, 505-517.
- Serrano, E., González Trueba, J.J. (2004). El método AAR para la determinación de Paleo-ELAs : análisis metodológico y aplicación en el macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, 7-34. <https://doi.org/10.18172/cig.1133>
- Serrano, E., Gutiérrez, A. (2002). El glaciarismo Pleistoceno en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica (Montañas de Palencia, Cantabria y Burgos). In E. Serrano, A. García de Celis (Eds.), *Geomorfología y Paisaje* (pp. 91-161). Sociedad Española de Geomorfología - Universidad de Valladolid.
- Serrano, E., González-Trueba, J.J., González-García, M. (2012). Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research (United States)*, 78(2), 303-314. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.05.016>
- Serrano, E., Gómez-Lende, M., González Trueba, J.J., Turu, V., Ros, X. (2013a). Fluctuaciones glaciares pleistocenas y cronología en las Montañas Pasiegas (Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, 27(1-2), 91-110.
- Serrano, E., González-Trueba, J. J., Pellitero, R., González-García, M., Gómez-Lende, M. (2013b). Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology*, 196, 65-82. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.001>
- Serrano, E., Gómez-Lende, M., González-Amuchastegui, M.J., González-García, M., González-Trueba, J.J., Pellitero, R., Rico, I. (2015a). Glacial chronology, environmental changes and implications for human occupation during the upper Pleistocene in the eastern Cantabrian Mountains. *Quaternary International*, 364, 22-34. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.039>
- Serrano, E., Gómez-Lende, M., González Trueba, J.J., González García, M. (2015b). Glaciarismo en la divisoria cantábrica: La evolución del glaciarismo Cuaternario en la Sierra de Cebolella (León). *Estudios Geográficos*, 76(278), 335-367. <https://doi.org/10.3989/estgeogr.201512>
- Serrano, E., González-Trueba, J. J., Pellitero, R., Gómez-Lende, M. (2017). Quaternary glacial history of the Cantabrian Mountains of northern Spain: A new synthesis. In *Geological Society Special Publication* (Vol. 433, Issue 1, pp. 55-85). <https://doi.org/10.1144/SP433.8>
- Serrano, E., Gómez-Lende, M., González-Amuchastegui, M.J. (2022). The glaciers of the eastern massifs of Cantabria, the Burgos Mountains and the Basque Country. In M. Oliva, D. Palacios, J.M. Fernández-Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 157-178). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00008-6>
- Turu i Michels, V., Boulton, G.S., Ros, X., Peña-Monné, J.L., Martí I Bono, C., Bordonau, J., Serrano, E., Sancho-Marcén, C., Constante-Orrios, A., Pous, J., Gonzalez-Trueba, J.J., Palomar, J., Herrero, R., Garcia-Ruiz, J.M. (2007). Structure des grands bassins glaciaires dans le nord de la péninsule ibérique : comparaison entre les vallées d'Andorre (Pyrénées orientales), du Gallego (Pyrénées centrales) et du Trueba (Chaîne cantabrique). *Quaternaire*, 18(4), 309-325. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.1167>
- Ugarte, F. (1992). Glacial and periglacial morphogenesis in the Basque mountains. In A. Cearreta, F.M. Ugarte (Eds.), *The late Quaternary in the Western Pyrenean Region* (pp. 235-250). Universidad del País Vasco.
- Valcárcel, M., Pérez-Alberti, A. (2022). The glaciers in Western Galicia. In M. Oliva, D. Palacios, J. M. Fernández-Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 353-373). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00017-7>

Recibido el 25 de octubre de 2022

Aceptado el 4 de mayo de 2023

ÍNDICE / INDEX

Prólogos CyG

<i>Desir, G.; Nadal E.; Regüés, D.</i> XVI Reunión Nacional de Geomorfología Zaragoza (6-8 septiembre 2023) “Aprendiendo del pasado proyectando hacia el futuro”	3
<i>Vázquez Tarrío, D.; Sandoval Rincón, K.P.; Díez Herrero, A.</i> REDCEMOS. Red Científica Española de Morfodinámica Fluvial y Observatorio de Sedimentos en ríos	5

Artículos de Investigación / Research Papers

<i>Morey, B.</i> El potencial interpretativo de las acumulaciones de restos de moluscos litorales en las principales bahías de Mallorca (Archipiélago Balear. Mediterráneo occidental). Del Pleistoceno Superior al registro actual	9
<i>Hernández, A.; González-Villanueva, R.; Carballeira, R.; Bao, R.; Sáez, A.</i> Dinámica de los sistemas dunares costeros ante el Cambio Global: La necesidad de una gestión sostenible	33
<i>Benítez Frómeta, P.J.; Estévez Cruz, E.; Peñalver Leandro, L.</i> Cartografía de los depósitos cuaternarios a partir de datos de pozos en el NNW de la Cordillera de Guaniguanico, Cuba	51
<i>Blasi, A.; Mazzorana, B.; Sturm, M.; Gems, B.</i> Spatial patterns of exposure to sediment-laden flows on an experimental alluvial fan	77
<i>Santos-González, J.</i> Los límites de la glaciación en el extremo oriental de la Cordillera Cantábrica: Montes del Somo (Burgos-Cantabria, N de España)	113

